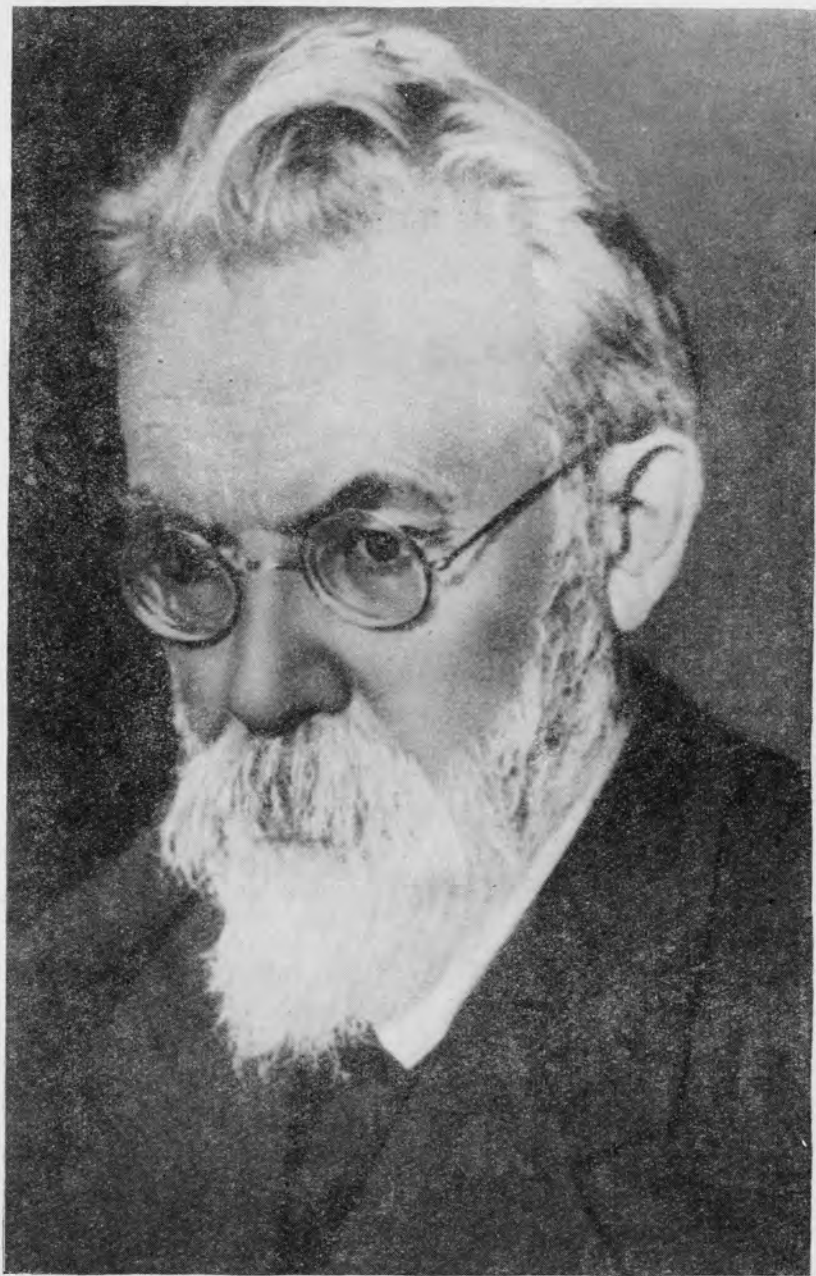


# ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ РАДИОГЕОЛОГИИ

ГОСАТОМИЗДАТ · 1963

*Посвящается светлой памяти  
академика  
Владимира Ивановича  
Вернадского*



*Владимир Иванович Вернадский*  
(1863—1945)

---

# ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ РАДИОГЕОЛОГИИ

*Сборник статей  
под редакцией Д. Я. СУРАЖСКОГО*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛИТЕРАТУРЫ  
ПО АТОМНОЙ НАУКЕ И ТЕХНИКЕ ГОСУДАРСТВЕННОГО КОМИТЕТА  
ПО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ АТОМНОЙ ЭНЕРГИИ СССР

Москва 1963



## В. И. ВЕРНАДСКИЙ И УСПЕХИ ПРИКЛАДНОЙ РАДИОГЕОЛОГИИ

Д. Я. СУРАЖСКИЙ

В. И. Вернадский, выдающийся минералог и геохимик, столетию со дня рождения которого посвящен настоящий сборник, был первым русским ученым естествоиспытателем, полностью осознавшим значение великого перелома, происшедшего в мировой науке в связи с открытием явлений радиоактивности. В. И. Вернадский создал радиогеологию — науку о радиоактивности земли — и в этой новой области действовал как великий реформатор и крупнейший организатор большой практической работы, главным этапом которой он считал «выяснение запасов радиоактивных веществ и возможных источников радия».

29 декабря 1910 г., за 29 лет до открытия Гана—Штрассмана и за 35 лет до взрыва первой атомной бомбы, В. И. Вернадский на годичном заседании Академии наук произнес речь «Задачи дня в области радия», в которой с гениальным предвидением охарактеризовал роль атомной энергии для будущего человечества. Эта речь заканчивалась следующими словами: «В глубоком сознании лежащего на нас перед родной страной долга, я решил выступить в нашем публичном торжественном заседании, чтобы обратить внимание на открывшееся перед нами дело большой общечеловеческой и государственной важности — изучение свойств и запасов радиоактивных минералов Российской империи. Оно не может, оно не должно дальше откладываться!». В статье «О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи» В. И. Вернадский писал: «... едва ли был в истории человечества момент, когда бы больше оправдывались затраты государственных средств в стадии предварительных исследований, чем в этой вновь открытой области науки».

Мысль о необходимости развертывания работ по поискам месторождений радиоактивных элементов с необычайной настойчивостью проводится в ряде других выступлений В. И. Вернадского, относящихся к тому же дореволюционному периоду. Он не ограничивался пропагандой новых идей. В 1909 г. им была организована первая в нашей стране радиевая экспедиция, в работах которой приняли участие А. Е. Ферсман, Д. С. Белянкин,

Д. В. Наливкин, В. К. Котульский, В. И. Крыжановский, В. Н. Лодочников, К. К. Матвеев, К. А. Ненадкевич, Я. В. Самойлов и другие известные ученые. В 1922 г. по инициативе В. И. Вернадского и В. Г. Хлопина в Петрограде создается Радиевый институт, в работах которого с самого начала его существования видное место занимают исследования в области геохимии урана и тория.

В. И. Вернадским составлены первые обзоры месторождений урана и тория на земном шаре и первые сводки данных о минералогии и геохимии радиоактивных элементов, послужившие фундаментом для всех дальнейших исследований в этих областях человеческого знания. Появление этих работ было исключительным событием не только в русской, но и в мировой литературе. Идеи В. И. Вернадского о путях миграции и концентрации радиоактивных атомов, о непостоянстве изотопических смесей, строящих химические элементы, о геохимическом разделении изотопов до сих пор освещают линии, по которым идет современная научная мысль. Именно им мы обязаны теми успехами, которые достигнуты в некоторых весьма важных, с практической точки зрения, отраслях радиогеологической науки.

В. И. Вернадский всегда придавал большое значение практической, прикладной стороне научных исследований. В настоящее время можно уже говорить о прикладной радиогеологии как о науке, охватывающей геологию, минералогию и геохимию радиоактивных элементов, а также методы измерения радиоактивности природных образований. Прогресс во всех этих областях научных исследований весьма значителен.

В области геологии радиоактивных элементов главным достижением является, несомненно, открытие громадного числа новых урановых месторождений, в том числе и месторождений ранее неизвестных типов: древних метаморфизованных конгломератов, крупных метасоматических залежей гидротермального происхождения, месторождений, сформировавшихся путем мобилизации и концентрации первично рассеянного урана в процессе метаморфизма и т. д.

Изучение месторождений, связанных с продуктами метаморфизма нефти, растительными и животными остатками, дало блестящее подтверждение одной из основных идей В. И. Вернадского — идеи об исключительной роли органического вещества в концентрации урана в биосфере Земли.

В общих чертах выяснены главные закономерности размещения урановых месторождений в постпротерозойских геосинклиналях и в меньшей мере — в основаниях докембрийских платформ. Сделан ряд крупных обобщений, касающихся времени и места урановой минерализации в общем ходе развития подвижных зон земной коры. Тем самым созданы научные предпосылки не только для рационального направления поисков месторождений урана, но также и для решения поставленной В. И. Вернадским

грандиозной задачи составления карты радиоактивности биосферы.

В области описательной минералогии прогресс наших знаний выразился в открытии большого количества новых урановых минералов, в том числе промышленных, таких, как коффинит, гидронастуран, ургит. Большинство их детально изучено с применением новых методов исследования — термического и структурного анализа и электронной микроскопии. Одним из важных результатов этих работ явилось получение некоторых данных, свидетельствующих в пользу представлений В. И. Вернадского о настуране как о смеси различных минеральных компонентов. Результаты химических, рентгеноскопических и термических определений урановых минералов систематизированы в ряде сводных работ, опубликованных в последние годы как в СССР, так и за границей.

Успехи в области геохимии урана связаны главным образом с развитием экспериментальных работ, моделирующих природные процессы. Советскими исследователями получены обширные сведения, характеризующие поведение урана в растворах при высоких температурах и давлениях, и в той или иной мере освещающие различные стороны этой проблемы: форму переноса урана, пределы устойчивости уранил-карбонатных комплексов, восстановление шестивалентного урана двухвалентным железом и сульфидной серой, возможность равновесия между ураном и восстановителями при отсутствии комплексообразователей, осаждающую способность различных минералов, различие в условиях образования настурана и уранинита и т. д.<sup>1</sup>

Успешно развивались работы и по другому направлению, намеченному В. И. Вернадским, а именно по изучению водной миграции радиоактивных элементов в зоне гипергенеза. Эти исследования пролили свет на многие важные вопросы, касающиеся, в частности, условий перехода урана из руд и минералов в водный раствор, полей устойчивости гидроокисей и окислов урана как функции Eh и pH, а также роли гидрохимической зональности и гидрохимических барьеров в процессах образования экзогенных месторождений урана. В формировании этих концепций немалое значение имели выдвинутые советскими геохимиками понятия о контрастности миграционной способности радиоактивных элементов и об особенностях водной миграции урана в различных геохимических обстановках.

Практическое значение результатов, достигнутых в процессе изучения геохимии урана в зоне гипергенеза, трудно переоценить. На них базируются все современные представления как о меха-

---

<sup>1</sup> Ценные сведения о растворимости  $UO_2(OH)_2$  в воде, устойчивости уранил-карбонатного и уранил-фторидного комплексов в водных растворах при температуре до 215° С, а также об условиях восстановления шестивалентного урана сероводородом получены также некоторыми зарубежными исследователями.

низме формирования так называемых вторичных урановых руд, так и о поисковых признаках и критериях, используемых для направления поисковых работ и оценки рудных выходов. Они же явились основой для некоторых специфических поисковых методов, таких, как метод радиогидрогеологической съемки и метод донных осадков, описанные в ряде руководств.

В связи с общей проблемой миграции радиоактивных атомов представляют также интерес результаты некоторых радиогеохимических исследований, установивших резкое различие в миграционной способности отдельных долгоживущих членов уран-радиевого и актино-уранового рядов и возможность использования этого явления (в сочетании с анализом стратиграфии, структуры и геоморфологической истории местности) для решения ряда геологических задач, связанных с поисками регенерированных рудных залежей.

В последнее время получено также много новых данных по вопросу, особенно интересовавшему В. И. Вернадского, о концентрации радиоактивных элементов в живых организмах. На этом явлении основан так называемый биогеохимический метод поисков урановых месторождений, разрабатываемый рядом исследователей как в СССР, так и за границей.

С практической точки зрения, весьма плодотворными явились также идеи В. И. Вернадского о связи изотопического состава элементов с геохимической историей их атомов. Наиболее интересные результаты получены в процессе исследования изотопического состава природного свинца. Большое количество изотопных анализов, выполненных различными исследователями, послужило основой для очень важных обобщений. В современную науку прочно вошли понятия об «обыкновенном» свинце с изотопными отношениями, зависящими от времени образования минерала, и «аномальном» свинце, содержащем радиогенные изотопы в избытке против нормальной пропорции. Исследования вариаций изотопного состава свинцов используются для решения ряда геологических задач, связанных, в частности, с определением абсолютного возраста руд и времени их метаморфизма, диагностикой явлений регенерации минералов, определением эпох свинцовой минерализации, корреляцией между различными геологическими элементами, выяснением некоторых генетических связей и т. д. Советскими геохимиками впервые выдвинуто предположение об использовании изотопных отношений в свинце для оценки перспектив ураноносности древнейших участков земной коры. Аналогичный оценочный метод разрабатывается и в США.

Высказанная В. И. Вернадским мысль о разделении изотопов в связи с геохимической миграцией элементов послужила толчком для развития исследований и в этой области. С точки зрения прикладной геохимии одним из наиболее интересных результатов следует считать открытие эффекта отделения  $U^{234}$  от  $U^{238}$  в процессе разрушения акцессорных минералов, что дает возможность

использовать отношение этих изотопов в природных водах как один из критериев для оценки надежности радиогидрогеохимических аномалий.

Сказанным далеко не исчерпывается все богатство идей В. И. Вернадского в области минералогии и геохимии радиоактивных элементов. В настоящем кратком обзоре затронуты только те идеи великого ученого, которые больше всего способствовали созданию сырьевой базы атомной промышленности нашей страны.

---



# ***1. МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ***

---

## **МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАНА**

**В. И. С МИРНОВ**

В статье приводятся общие и некоторые частные региональные геологические закономерности формирования и размещения урановых месторождений в крупных тектонических структурах верхней части земной коры. Эти закономерности описываются для складчатых областей, образовавшихся на месте послепротерозойских геосинклиналей, для оснований допалеозойских платформ и их щитов и для платформенных покровных толщ слоистых осадочных пород.

Урановое оруденение получает свое особое, совершенно определенное место в общей истории развития этих крупнейших составных частей земной коры и слагающих их формаций горных пород. В соответствии с этим урановые месторождения эндогенного и экзогенного происхождения, занимая свойственные им геологические позиции, закономерно размещаются в складчатых областях на платформах и в их покровах. Однако изученность природных закономерностей различна для разных структур земной коры. Она, пожалуй, наиболее совершенна для геосинклиналей, для которых определены некоторые важные стороны металлогении урана; но и для них остаются неизученными некоторые существенные проблемы. Слабее изучены платформы, для которых еще до сих пор не решены коренные вопросы региональных геологических предпосылок концентрации урановых руд.

Вследствие этих обстоятельств настоящую статью следует рассматривать как первую схему, сугубо предварительно и достаточно неравномерно освещающую условия формирования и распределения урановых месторождений в аспекте геологического времени и пространства. Многие положения, изложенные здесь, по мере накопления новых геологических данных будут дополняться и корректироваться, часто, вероятно, достаточно существенно.

Общие вопросы металлогении урана рассматриваются без описания отдельных конкретных провинций урановых месторождений, поскольку последние многократно описывались в опубликованной у нас литературе и нашли свою наиболее подробную

характеристику в книге М. М. Константинова и Е. Я. Куликовой «Урановые провинции» [1].

Там, где это было целесообразно и возможно, предпринимались попытки количественной характеристики распределения руд по отдельным тектоническим и металлическим элементам, опирающиеся на опубликованные сведения по запасам урановых руд и общие геологические соображения. Основными литературными источниками для таких построений служили:

а) доклады иностранных ученых на двух международных конференциях по мирному использованию атомной энергии в Женеве [2—3] и сборники работ иностранных ученых [4—5];

б) статьи отечественных авторов [6—11]; книги и статьи М. М. Константинова [1, 12, 13] и Д. Я. Суражского [14—16]; В. Н. Котляра [17], М. Рубо [18], В. Г. Мелкова и Л. Ч. Пухальского [12], В. И. Герасимовского [20], Э. Хейнриха [21].

## **А. УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МЕТАЛЛОГЕНИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ**

В этом разделе рассматриваются пять проблем:

1) общие стадии превращения геосинклиналей в складчатые области, магматизм, рудоносность этих стадий и место среди них эндогенных месторождений урановых руд; 2) эндогенная металлогения урана в геосинклиналях различных типов; 3) особенности формирования и размещения эндогенных месторождений урана в региональных структурах, составляющих геосинклинали; 4) экзогенная металлогения урана в геосинклиналях; 5) соотношение экзогенного и эндогенного уранового оруденения геосинклиналей.

### **1. Стадии превращения геосинклиналей в складчатые области и формирование эндогенных месторождений урановых руд**

В процессе превращения геосинклиналей в консолидированные складчатые области, как известно, выделяются три основные стадии эволюции: 1) ранняя — доскладчатая, собственно геосинклинальная; 2) средняя — соскладчатая, переходная к мобильному складчатому поясу, и 3) поздняя — постскладчатая, переходная к платформенному режиму. Благодаря трудам Ю. А. Библина [22], В. И. Серпухова [23], А. И. Семенова [24] и других выяснена последовательность образования магматических формаций и ассоциированных с ними магматогенных месторождений полезных ископаемых на закономерно сменяющихся стадиях геосинклинального развития. Если принимать во внимание важнейшие магматические формации и приуроченные к ним эндогенные рудные месторождения, то последовательность их возникновения в общем ходе превращения подвижного геосинклинального пояса в платформу будет иметь такую картину.

На ранней стадии, характеризующейся систематическим прогибанием ложа геосинклинали, накоплением мощных толщ вулканогенно-осадочных или флишевых слоистых пород, формируются четыре магматические формации и тесно связанные с ними эндогенные месторождения. Во-первых, в эвгеосинклиналях возникают субмаринные вулканогенные формации спилито-кератофирового или порфиритового состава, сопровождающиеся субвулканическими штоками кварцевых альбитофиров; с ними ассоциируется своеобразная колчеданная формация руд меди и цинка, иногда полиметаллических руд. Во-вторых, внедряется интрузия перидотитовой магмы, создающая магматические месторождения хромитов, иногда с осмием и иридием. В-третьих, наблюдаются интрузии основных производных базальтовой магмы, в результате которых образуются габбро-пироксенит-дунитовые массивы с магматическими месторождениями титаномагнетитовых руд и хромшпинелидов с платиной и палладием. В-четвертых, происходят интрузии кислых производных базальтовой магмы с образованием массивов плагиогранитов и сиенитов, сопровождающихся скарновыми месторождениями руд, железа и меди.

Для ранней, собственно геосинклинальной стадии геологического развития промышленные месторождения урановых руд до сих пор не установлены.

В магматических месторождениях хромитов, титаномагнетитов и платиноидов урановая минерализация неизвестна. С основными породами норито-анортозитового массива Восточной Африки довернепалеозойского возраста связано лишь экзотическое месторождение Мозамбик. Здесь известны скаполитизированные и карбонатизированные зоны смятия и дробления с локальными скоплениями давидита, находящегося в парагенетической ассоциации с рутилом, магнетитом, а также пиритом, пирротинном, халькопиритом и молибденитом [25]. Однако, некоторые исследователи, в частности Р. Кавака [26], рассматривают это оруденение как гидротермальное, обусловленное последующей более молодой интрузией граносиенитов третичного возраста.

В месторождениях колчеданного типа урановое оруденение, как правило, также отсутствует. Лишь в докембрийских андалузитовых сланцах, вмещающих колчеданные залежи Болидена в Швеции, отмечаются кварцевые прожилки с тухолитом; зола этого тухолита содержит 5—6% урана и 0,7—0,8% тория [25].

В скарновых месторождениях железных и медных руд, приуроченных к раннегеосинклинальным плагиогранитам и сиенитам, промышленные скопления урана точно так же неизвестны. В них изредка отмечается урановая минерализация, не имеющая практического значения. Например, в скарновых железных рудах Хаканторпе в Швеции, связанных с позднесвионскими (древнеархейскими) щелочными гранитоидами, зафиксирована редкая вкрапленность уранинита [27]. В скарновых месторождениях,

связанных с гранитоидами средней стадии геологического развития, урановая минерализация хотя также необычна, но отмечается чаще и иногда создает промышленные скопления урановых руд, о чем будет сказано ниже.

Таким образом, обстановка для формирования урановых месторождений на ранней стадии геосинклинального развития, по-видимому, была неблагоприятной. Подобного же мнения придерживаются М. Р. Клеппер и Д. Г. Уайнт [28], считающие, что «весьма маловероятно, чтобы крупные концентрации урана образовали в стадию первичного развития геосинклинали и первичного горообразования . . . Отсутствие урановых месторождений в первичных геосинклинальных поясах — основных вулканических цепях, таких, как Орегон-Калифорнийский Береговой хребет, Филиппинские острова, Карибский район, Алеутско-Камчатская дуга, большинство мест восточной части Новой Англии и Пьедмонтский пояс на юге, — свидетельствует об общей закономерности и правильности этих заключений».

В с р е д н ю ю с т а д и ю, приходящуюся на период инверсии внутренней зоны геосинклинали и появления среднего поднятия вследствие главных фаз складчатости, внедряются сопровождающие эту складчатость две интрузивные формации. Это, во-первых, формация, точнее говоря субформация, умереннокислых гранитоидов состава гранодиоритов с отклонением и в сторону диоритов и даже габбро, и в сторону гранитов повышенной основности; ниже мы эту формацию будем называть гранодиоритовой; для нее особенно характерны скарновые месторождения руд вольфрама (с шеелитом), свинца, золота, а также для разных районов гидротермальные месторождения руд молибдена, золота и полиметаллов с мышьяком (арсенопиритом) и оловом (сульфидно-касситеритовая формация). Во-вторых, имеет место интрузия формации, или, правильнее, субформации, нормальных гранитов с развитием их до крайне кислых, аляскитовых разновидностей; ниже мы ее будем называть гранитной формацией. Для нее во всем мире типоморфны пегматитовые, грейзеновые и высокотемпературные гидротермальные или пневматолитовые месторождения руд олова, вольфрама, бериллия, лития и других редких элементов кварцевого, кварцево-полевошпатового, кварцево-топазового и кварцево-турмалинового парагенезиса.

В среднюю стадию геологического развития геосинклиналей урановое оруденение становится заметным; местами скопления урановых руд приобретают промышленный характер.

В скарновых месторождениях гранодиоритовой формации иногда отмечается урановая минерализация, обычно не представляющая практического интереса. Но в отдельных, единичных случаях она имеет практическое значение. Примером их может служить скарновое месторождение Мэри Кетлин в Австралии. Правда, оно имеет докембрийский, нижнепротерозойский возраст, но характерно для образований этого типа. Здесь в крупном блоке

кварцитов и известняков, находящемся среди гранитоидов, развиты мощные скарны скаполит-диопсид-гранатового состава. На них наложено урановое оруденение, представленное вкрапленностью уранинита в ассоциации с ортитом, пирротинном и минералами редких земель (стильвелит, карноцерит, ринкит) [29]. Это довольно крупное месторождение с запасами урана в 6000 т [17].

Во всех постпротерозойских скарновых месторождениях с признаками урановой минерализации урановое оруденение значительно более позднее по сравнению с образованием скарнов и принадлежит к самостоятельному постмагматическому периоду. Таково, например, гидротермальное урановое оруденение, проявленное в форме жил, секущих скарны Шмидеберга в Силезии [30].

В пегматитово-грейзеновых образованиях гранитной формации отдельные включения и спорадические скопления урановых и урансодержащих минералов встречаются часто, но и в этом случае они редко образуют месторождения существенных промышленных масштабов. Наиболее значительные поля ураносных пегматитов известны среди древних, докембрийских щитов Канады, Прибалтики, Бразилии, Африки (с Мадагаскаром), Индии и Австралии. На их характеристике мы задержимся ниже. Пегматитово-грейзеновые месторождения, связанные с гранитами средних стадий развития каледонских, герцинских, киммерийских и альпийских геосинклиналей, значительно реже содержат урановые минералы, и среди них пока не выявлено заметных промышленных объектов. Урановая минерализация известна в каледонских пегматитах Норвегии и Сибири, в герцинских пегматитах Центральной Европы, Аппалачей в США и Азиатского материка, в киммерийских пегматитах Тихоокеанского пояса, в альпийских пегматитах складчатой области Тетиса. Среди них наиболее детально, пожалуй, исследованы урансодержащие герцинские пегматиты Испано-Португальского срединного массива. В пегматитовом поле Сьерры-Альбараны в Испании такие пегматиты залегают в зоне экзо- и эндоконтактов массивов лейкократовых гранитов герцинского магматического периода. Они представлены согласными линзами в сланцах пород кровли, а также неправильными и трубообразными залежами и относятся к фторо-бериллиевому, боро-фторовому и редкоэлементному типу А. Е. Фермана.

Уран в описываемых пегматитах связан в виде браннерита и уранинита и локализован в их телах в форме редких спорадических включений. С углублением горных выработок количество таких скоплений уменьшилось и их разработка, начатая в 1949 г., вскоре была прекращена [31].

С гранодиоритами и гранитами средней стадии геосинклинального развития, возможно, связаны некоторые комплексные гидротермальные урановые месторождения урано-полиметаллических



урано-молибденовых, урано-медных и других типов, хотя районы, где такая связь представляется совершенно определенной, нам неизвестны. Обе группы эндогенных урановых месторождений, ассоциированные как с гранодиоритами, так и с гранитами, размещаются, как правило, в тесной близости к их массивам и характеризуются непосредственной генетической связью с формированием этих интрузивных горных пород.

В п о з д н ю ю с т а д и ю постепенной консолидации складчатых областей, образующихся на месте геосинклиналей, из тектонических деформаций превалируют разломы разных масштабов, открывающие пути для внедрения малых интрузий и формирования наземных вулканических и субвулканических комплексов. Резко подавляющая часть эндогенных, гидротермальных месторождений урановых руд формируется в эту стадию. Поздняя стадия геосинклинального режима является максимально продуктивной для уранового оруденения. Именно с ней связаны крупные гидротермальные месторождения урана каледонских геосинклиналей Азии, герцинских геосинклиналей Европы и Азии, менее существенные месторождения киммерийской геосинклинали Тихоокеанского пояса и еще более редкие месторождения альпийских складчатых областей. М. М. Константинов и Е. Я. Куликова [1], описывая урановые месторождения Кордильер, отмечают, что «судьба урана в этом общем ходе металлогенического развития области характеризуется его явной связью с последними этапами металлогенеза». Малые интрузивы поздней стадии геосинклинального развития, как правило, относятся к гипабиссальной фации и сложены в разных районах разнообразными по составу изверженными породами. Внедрение их осуществляется в несколько приемов, отвечающих тектоническим пароксизмам заключительной стадии превращения мобильного геосинклинального пояса в относительно стабильную складчатую область. Накопление гидротермальных урановых руд обычно приурочено к конечной части серии малых интрузий. Оно бывает особенно значительным для областей наиболее полных и максимально дифференцированных рядов малых интрузий. В отличие от урановых месторождений средней стадии геосинклинального развития гидротермальные месторождения поздней стадии не связаны непосредственно с небольшими массивами, штоками и дайками малых интрузий.

Будучи распространены вместе с ними в пределах одних и тех же тектонических зон, они оказываются объединенными с ними всего лишь в порядке парагенетической ассоциации. Предполагается, что их связывает единство глубинных очагов, генерирующих на поздних стадиях геосинклинального развития как малые интрузии, так и сопровождающих их рудоносные гидротермальные, в том числе урано-содержащие, растворы. Ряд урановых месторождений связан с вулканическими и субвулканическими комплексами поздней стадии.

Из изложенного выше следует, что интенсивность магматогенного уранообразования в течение длительной истории превращения подвижных геосинклиналей в сравнительно устойчивые складчатые области была крайне неравномерной. На ранней стадии, в период интрузий производных перидотитовой и базальтовой магмы, урановые месторождения, по существующим к настоящему моменту сведениям, вовсе не формировались. В среднюю стадию

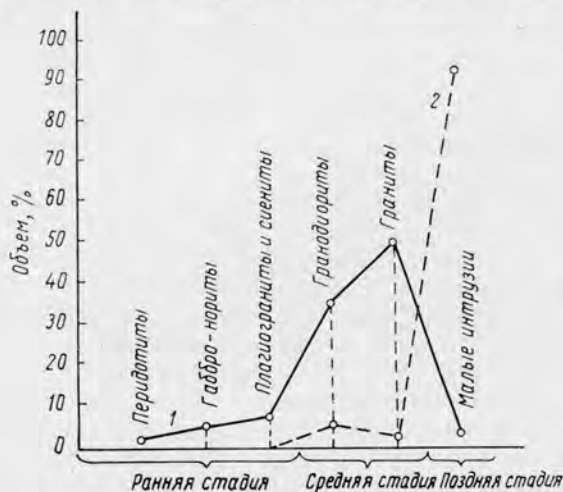


Рис. 1. Соотношение объема магматизма и уранового рудообразования на последовательных стадиях развития геосинклиналей:

1 — кривая, характеризующая объем магматизма на последовательных стадиях эволюции геосинклиналей; 2 — кривая, характеризующая объем эндогенного уранового рудообразования на тех же стадиях.

развития в связи с гранодиоритовыми интрузиями создавались очень редкие скарновые месторождения урановых руд, общие запасы которых составляют не более 5% суммарных запасов урана в рудах эндогенного генезиса<sup>1</sup>. В пегматитах, ассоциированных с гранитными породами этой же стадии, находится не более 2% запасов урана эндогенного происхождения. Таким образом, на долю месторождений средней стадии геосинклинальной эволюции приходится не более 7% урана, накопленного в эндогенных рудах, выявленных в верхней части земной коры. Львиная доля урана находится в рудах гидротермальных месторождений поздней стадии геосинклинального развития, в которых со-

<sup>1</sup> Здесь и далее все расчеты соотношений запасов урана для различных стадий развития тектонических структур земной коры и их формаций осадочных пород и типов месторождений основаны только на опубликованных данных по урановым месторождениям капиталистических стран. — *Прим. ред.*

средоточено более 93% запасов этого металла, сконцентрированного вследствие магматогенных процессов.

Отчетливо выраженная тенденция к накоплению максимального количества урановых руд на заключительных этапах геосинклинального режима не соответствует эволюции интенсивности магматической деятельности. Объем магматизма нарастает к средней стадии геосинклинального развития и резко сокращается к заключительной стадии. Размах же уранового рудообразования, как уже указывалось, достаточно скромный на средних стадиях развития, достигает наибольшей величины к концу геосинклинального режима. Соотношение объема магматизма и уранового рудообразования на последовательных стадиях развития складчатых зон, формирующихся на месте геосинклиналией, показано на рис. 1. Кривая, характеризующая изменение интенсивности магматизма, построена на основе данных С. П. Соловьева [32], относящихся к распределению магматических горных пород в СССР. Кривая, иллюстрирующая нарастание объема эндогенного уранового рудообразования, учитывает данные в соотношении масштабов этого процесса для месторождений ранней, средней и поздней стадии геосинклинальной эволюции.

## 2. Эндогенная металлогения урана в геосинклиналиях различных типов

Вышеописанное формирование эндогенных месторождений урановых руд в ходе превращения мобильных зон земной коры в относительно стабильные складчатые области протекает несколько по-разному в геосинклиналиях различных типов. Особенно отличается масштаб магматического уранообразования для геосинклиналией различных типов.

Исследование особенностей эндогенного оруденения геосинклиналией показало, что наибольшее значение для их металлогенической характеристики имеют два обстоятельства: во-первых, интенсивность раннего магматизма и, во-вторых, характер тектонического развития в период главных фаз складчатости по схеме обращенного или необращенного превращения геосинклиналией в складчатые области. По этим признакам выделяются четыре типа геосинклиналией, названные геосинклиналиями типов А, В, С, D [33].

К типу А относятся складчатые области, характеризующиеся интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом и металлогеничностью ранней, особенно геосинклинальной, стадии их развития. К типу В принадлежат складчатые области, характеризующиеся интенсивным эффузивным магматизмом и металлогенией ранней, собственно геосинклинальной, стадии их развития, но со слабым проявлением глубинного магматизма и связанного с ним оруденения этой стадии. К типу С относятся складчатые области без существенного раннего магматизма и металлогении

обращенной схемы развития (с инверсией). Тип D объединяет складчатые области без существенного раннего магматизма и металлогении необращенной схемы развития (без инверсии).

Ниже приводится краткая характеристика геосинклиналей всех четырех типов и определяется их значение для формирования эндогенных месторождений урана; эта характеристика относится к складчатым областям постпротерозойского времени.

Геосинклинали типа А встречаются редко; примером их может служить герцинская геосинклиналь Урала. Для них крайне типично то обстоятельство, что с самого зарождения их ложе распадается на ряд глубоких рвов, разделенных поднятиями. На их месте в складчатых зонах возникают синклинории, разобъединенные антиклинориями. Геосинклинали этого типа отличаются энергичным магматизмом и обильным оруденением ранней стадии. Продукты раннего магматизма и металлогении локализируются исключительно в пределах геосинклинальных рвов и вдоль их границ. При этом рвы выполняются субмаринными эффузивами с колчеданными месторождениями; в них же внедряются плагнограниты и сиениты, сопровождающиеся скарновыми месторождениями магнетитовых и халькопиритовых руд. По их границам, вдоль зон глубинных разломов, вытягиваются узкие пояса гипербазитов и базитов с магматическими месторождениями хромитов, титаномагнетитов и платиноидов. Батолитические массы гранитных интрузий и ассоциированные с ними скарновые и гидротермальные месторождения преимущественно железа, меди и золота, наоборот, размещаются в антиклинориях, разделяющих вулканогенные синклинории. Малые интрузии и месторождения поздней стадии не характерны для геосинклиналей описываемого типа.

Геологическая обстановка геосинклиналей этого типа неблагоприятна для формирования эндогенных месторождений урановых руд; в их пределах пока не выявлены промышленные скопления руд этого металла.

Геосинклинали типа В отличаются от геосинклиналей типа А приглушенным глубинным магматизмом и отсутствием соответствующего ему широко развитого и значительного промышленного оруденения ранней стадии развития. Примером геосинклиналей этого типа служит герцинская геосинклиналь Большого Кавказа и альпийская геосинклиналь Малого Кавказа. В некоторых складчатых областях данного типа, являющихся переходными от предыдущего к тем, которые кратко будут описаны ниже, встречаются гидротермальные месторождения урановых руд. Однако они сравнительно редкие и некрупные по размерам.

К типу С принадлежат складчатые области, возникшие на месте подвижных зон, история развития которых отличается двумя обстоятельствами: во-первых, резко ослабленной эффузивной и интрузивной деятельностью на ранней стадии их существования, во-вторых, превращением геосинклинали в складчатый пояс по классической схеме с инверсией в среднюю стадию разви-

тия, приводящей к возникновению срединного поднятия по внутренней зоне. Эти особенности развития геосинклиналей данного типа приводят к их специфическому металлогеническому облику, отчетливо выделяющемуся среди геосинклиналей других типов. К такого рода геосинклиналям относятся геосинклинали герцинских складчатых поясов Европы и Южного Тянь-Шаня, киммерийского пояса Забайкалья и некоторые другие.

Как уже указывалось, магматизм ранней стадии как в форме вулканической деятельности, так и особенно в виде глубинных интрузий в геосинклиналях этого типа резко редуцирован; значительные магматогенные месторождения данного периода в них отсутствуют. Батолитический магматизм и связанное с ним оруденение средней складчатой стадии, наоборот, протекают в полном объеме. При этом нередко происходит четкое и выдержанное разделение в пространстве двух групп гранитоидов. Группа нормальных и крайне кислых гранитов интрузирует в пределах срединных поднятий внутренних зон геосинклиналей, формируя отчетливые срединные пояса пегматитовых, грейзеновых, кварцево-полевошпатовых и кварцевых месторождений олова, вольфрама, бериллия и других редких металлов. Группа гранитоидов повышенной основности и щелочности размещается чаще всего на крыльях геосинклинали в ее периферических зонах с образованием двух классов месторождений: а) скарновых с вольфрамом, иногда медью, мышьяком, оловом и полиметаллами и б) гидротермальных с молибденом, золотом, свинцом, цинком, мышьяком и оловом. Интрузии гранитной группы или обеих групп гранитоидов и обусловленное ими оруденение, кроме того, в ряде случаев проникают в краевые части геосинклинальной рамы. Эндеогенные урановые месторождения в эту стадию обычно не формируются. Но они бывают ассоциированы с более поздними малыми интрузиями периода окончательной консолидации складчатой зоны, очень характерными для геосинклиналей описываемого типа. Для разных складчатых областей эти малые интрузии обособляются в пределах срединных массивов по их краям, вдоль бортов геосинклинальной рамы или в периферических частях геосинклинали, накладываясь на продукты магматизма и металлогении средней стадии развития. В складчатых областях геосинклиналей типа С интенсивность оруденения заметно нарастает от ранних к поздним стадиям их формирования. На ранней геосинклинальной стадии не возникает сколько-нибудь заметных магматогенных месторождений. Средней стадии соответствует образование местами уже значительных пегматитово-грейзеновых и скарново-гидротермальных месторождений соответственно редких, а также цветных и благородных металлов. На поздней стадии развития в связи с малыми интрузиями, а также вслед за ними создаются самые крупные эндогенные, преимущественно гидротермальные месторождения, в том числе и месторождения урановых руд. Резко подавляющая масса гидротермальных



урановых месторождений мира связана с поздней стадией развития геосинклиналей именно данного типа.

К типу D относятся складчатые области, образующиеся на месте геосинклиналей, отличающихся точно так же, как и геосинклинали предыдущего типа, резко подавленным магматизмом и металлогенией ранней стадии. Но в отличие от геосинклиналей типа С они характеризуются необращенной схемой превращения на средней стадии их развития (без инверсии геосинклинального прогиба в срединное поднятие). Примером такого плана геосинклинального развития может служить киммерийская геосинклиналь азиатского отрезка Тихоокеанского металлогенического пояса; возможно, что по такой же схеме развивалось американское звено этого пояса. В складчатых областях геосинклиналей типа D известны гидротермальные месторождения урановых руд, но пока в их пределах не обнаружено крупных эндогенных скоплений этого металла.

\* \* \*

Таким образом, как показано на рис. 2, эндогенное урановое оруденение достигает наибольшего развития в геосинклиналях

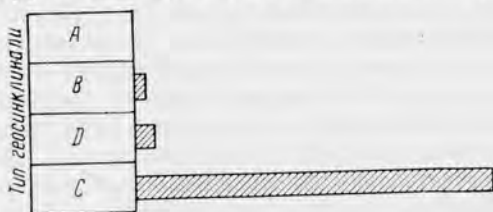


Рис. 2. Соотношение масштабов эндогенного уранового оруденения в постпротерозойских геосинклиналях различных типов.

типа С, встречается в геосинклиналях типов В и D и как будто отсутствует в геосинклиналях типа А. Конечно, этот вывод, как и многие другие выводы данной работы, надо оценивать всего лишь в качестве предварительного, отвечающего современным фактическим данным по распределению магмато-

генных месторождений урана в складчатых областях различного профиля их развития. Накопление новых материалов по геологии урана может потребовать уточнения сформулированного положения.

### 3. Размещение эндогенных месторождений урана в региональных структурах, составляющих геосинклинали

Магматогенные месторождения различных полезных ископаемых, в том числе и урана, распределяются неравномерно по крупным тектоническим секторам, составляющим геосинклинали. Среди региональных тектонических элементов, входящих в состав геосинклиналей, выделяются: 1) внутренняя зона; 2) периферическая зона; 3) геосинклинальные рвы; 4) срединные массивы; 5) передовые прогибы; 6) геосинклинальная рама.

Ниже приводится краткая металлогеническая характеристика этих составных частей геосинклиналей и определено место в ней уранового оруденения; описание выполнено в порядке нисходящего значения тектонических элементов геосинклиналей для эндогенного уранового рудообразования; составные части геосинклиналей, в которых концентрируются урановые месторождения, описаны подробнее, чем те части, где урановое оруденение локализуется менее охотно.

**Срединные массивы.** В пределах срединных массивов сосредоточена главная масса урановой руды гидротермальных месторождений геосинклинальных систем мира. Обычно к срединным массивам относят крупные блоки древних интенсивно или слабо складчатых образований, заключенных среди более молодых складчатых зон. В них могут находиться месторождения трех периодов: 1) древнего геологического цикла, вследствие которого образовалась складчатая область, включающая срединный массив; 2) современного металлогенической эпохе данной складчатой области и 3) молодого, наложенного в связи с регенерацией срединных массивов в последующие циклы геологического развития. Древнее оруденение срединных массивов бывает различным по составу, но, как правило, оно не интенсивно; промышленные урановые месторождения среди него неизвестны. Юное, наложенное оруденение фиксируется в некоторых массивах. Примером такого оруденения могут служить гидротермальные месторождения свинцово-цинковых руд, созданные в Родопском срединном массиве герцинской складчатой области на Балканах в последующее, альпийское время. С такой наложенной в позднейшие циклы рудоносностью срединных массивов иногда связаны гидротермальные месторождения урановых руд, обычно некрупных размеров. Наиболее интенсивным оказывается разнообразие, в том числе и урановое, эндогенное оруденение срединных массивов, синхронное тому геологическому циклу, в результате которого была сформирована складчатая область, включающая эти массивы. При исследовании характера рудоносности срединных массивов, соответствующей оруденению их складчатого обрамления, устанавливается, что необходимо различать массивы двух родов. Срединные массивы первого рода располагаются во внутренних зонах геосинклиналей и выдвигаются, входя в состав осевых поднятий, на средних стадиях геологического развития; эти массивы в поперечном сечении геосинклинали занимают центральное положение. Срединные массивы второго рода охватываются геосинклинальным кольцом, представляя бортовую часть таких замкнутых геосинклиналей; эти массивы по отношению к поперечному сечению геосинклинали занимают периферическое положение. Для срединных массивов первого рода свойственны изверженные породы и эндогенные месторождения, характерные для вмещающих их срединных поднятий. Они отличаются интрузиями лейкократовых гранитов средней стадии развития, с которыми повсеместно

ассоциируется необычайно типичный комплекс пегматитовых, грейзеновых и высокотемпературных пневматолитово-гидротермальных месторождений кварцевого парагенезиса со скоплениями руд олова, вольфрама, лития и других редких элементов. С этим характерным оруденением классических срединных массивов нередко объединяется более поздняя гидротермальная урановая рудоносность завершающей стадии геосинклинального цикла развития. Урановые месторождения при этом относятся явно к более поздней и самостоятельной рудной формации. Она обычно представлена типичными гидротермальными жилами, среди которых выделяется несколько формаций (собственно урановая, пятиэлементная, урано-полиметаллическая и др.). Оруденение такого характера свойственно срединным массивам герцинской складчатой области Европы (месторождения Центрального Французского, Испано-Португальского и Богемского массивов). Массивы, опоясанные геосинклиналью и занимающие по отношению к ее поперечному сечению периферическое положение, представляют в сущности геосинклинальное обрамление одного из бортов геосинклинального ложа. Очень часто на площади таких массивов отсутствуют эндогенные месторождения, синхронные оруденению окаймляющей их геосинклинали. К ним, например, относятся Бурейнский и Колымский массивы киммерийской складчатой области восточных окраин территории Советского Союза. Типичным примером зарубежных срединных массивов этого рода может служить плато Колорадо в киммерийской складчатой области Кордильер США. При отсутствии эндогенного оруденения синхронного месторождения складчатого обрамления в пределах рассматриваемых срединных массивов постоянно отмечается повышенная их концентрация по периферии таких массивов. Иногда оруденение, свойственное складчатому окаймлению, проникает в краевую зону срединных массивов этого рода, неся в этом случае черты, свойственные металлоносности геосинклинальной рамы (см. ниже).

В срединных массивах складчатых областей постпротерозойского возраста, особенно в массивах первого рода, сосредоточено около 65% запасов урана, учтенных в его гидротермальных месторождениях указанного возраста.

**Геосинклинальная рама.** Геосинклинальные обрамления занимают среди тектонических элементов, составляющих геосинклинали, второе место по количеству сосредоточенных в них гидротермальных месторождений урана и его запасам. Известно, что в бортах многих геосинклиналей наряду с месторождениями предшествующих металлогенических эпох формируются месторождения, свойственные окаймляемой ими геосинклинали. Широта и интенсивность такого оруденения зависят от интенсивности тектонической и магматической проработки бортовых частей геосинклинали, возникающей на разных стадиях геосинклинального процесса. По этому признаку выделяются четыре типа рудо-

ности геосинклинальной рамы: 1) интенсивно регенерированные, с проявлениями магматизма и оруденения всех стадий, известных в данной геосинклинали; 2) ограниченно регенерированные, с проявлением магматизма и оруденения одной из стадий, известных в данной геосинклинали; 3) слабо регенерированные, с проявлением телетермального оруденения поздней стадии развития; 4) лишённые изверженных пород и эндогенных месторождений данного цикла развития. Поскольку формирование гидротермальных урановых месторождений происходит на поздней стадии геосинклинального развития, их можно встретить только в рудоносных рамах первого и второго типов и то при условии, если в них проявились магматизм и оруденение заключительной стадии геосинклинального режима.

Магматизм и оруденение в регенерированных бортах геосинклиналей распространяются на различное расстояние. Ширина оруденелых бортов геосинклиналей, изученных на территории СССР, колеблется от 35 до 65 км и составляет от 18 до 50% поперечного размера складчатых зон.

Примером гидротермального уранового оруденения в бортовой части геосинклинали могут служить месторождения Скалистых гор в США (Кварц, Хилл, Ниггер Хилл, Карибу, Блек Хоук и др.). Территория, занятая ныне цепью Скалистых гор, представляет краевую часть платформы, регенерированной в связи с формированием прилегающей к ней с запада альпийской складчатой области Кордильер. В основании этой площади имеется докембрийский фундамент, на котором залегают маломощная платформенная толща палеозоя и нижнего мезозоя. Лишь в верхнем меле эта область была захвачена не крупным прогибом с последующей третичной складчатостью, интрузиями и гидротермальным оруденением. Вследствие этого здесь возникла цепь хорошо известных жильных месторождений кварцево-флюоритового, кварцево-флюоритово-медно-свинцово-молибденового, кварцево-пиритового и карбонатно-полиметаллического состава с уранинитом [34].

В эндогенных месторождениях геосинклинальных рам сосредоточено около 25% запасов урана, учтенного среди гидротермальных месторождений постпротерозойских металлогенических эпох.

**Периферические зоны.** Периферические зоны геосинклиналей достаточно благоприятны для локализации эндогенных месторождений урановых руд, хотя в их пределах такие месторождения встречаются значительно реже, чем на площади срединных массивов и регенерированных платформенных бортов геосинклиналей.

Краевые зоны геосинклиналей не обладают такой выдержанной и значительной глубиной прогибания в раннюю стадию геосинклинального развития, какая свойственна их внутренней части. В их пределах формируются хотя и значительные, но все же

менее мощные, чем в осевых частях, толщи преимущественно грубозернистых терригенных пород, чередующихся с вулканогенными и карбонатными отложениями. Периферические зоны служат ареной внедрения крупных батолитических масс гранитоидов преимущественно умереннокислого состава средней стадии геосинклинальной истории. В пределах некоторых периферических зон, кроме того, на поздней стадии геологического развития внедряются малые интрузии и формируются ассоциированные с ними месторождения, в том числе урановые.

Общее количество урана в недрах таких месторождений приближается к 10% всех его запасов, выявленных в гидротермальных образованиях постпротерозойского времени.

**Внутренние зоны.** Внутренние зоны геосинклиналей отличаются максимальным прогибанием на ранней стадии геологической истории и внедрением в срединное поднятие, образующееся на их месте в среднюю стадию лейкократовых гранитоидов, неблагоприятны для эндогенного уранового оруденения. В их пределах гидротермальные урановые месторождения формируются только на площади срединных массивов. В пегматитово-грейзеновой формации, свойственной внутренним зонам постпротерозойских складчатых областей, иногда встречается уранинит, но количество его пока еще нигде не достигало промышленных масштабов.

**Геосинклинальные рвы.** Тектонически резко ограниченные геосинклинальные рвы, выполненные субмаринными спилито-кератофировыми, порфирировыми и другими вулканогенно-осадочными комплексами, нигде в мире не несут уранового оруденения.

\* \*  
\*

Таким образом, гидротермальные урановые месторождения крайне неравномерно распределены по составным частям геосинклиналей. Наибольшая концентрация урановых руд свойственна срединным массивам, затем регенерированным бортам геосинклиналей и, наконец, их периферическим зонам. Во внутренних частях и геосинклинальных рвах гидротермальные месторождения, по-видимому, не образуются (рис. 3). Из этой закономерности размещения эндогенного оруденения в соответствующих зонах поперечного сечения геосинклиналей выступает одно крайне важное обстоятельство. Оно сводится к тому, что гидротермальные месторождения урана наиболее охотно формировались в тех частях геосинклиналей, в которых консолидированный фундамент был ближе к поверхности земли во время рудообразования. Наиболее близко он был расположен в срединных массивах, где на значительных площадях выходил на дневную поверхность. Фундамент достаточно близко подходил к поверхности земли в краевых частях платформенного обрамления геосинклиналей. Глубина его замечания была небольшой также на некоторых участках геосинклинальных периферических зон. И лишь только во



внутренних зонах и особенно в геосинклинальных рвах консолидированное основание находилось на большой глубине.

Приуроченность гидротермального уранового оруденения складчатых зон к выступам фундамента сказывается не только на преимущественной концентрации его в срединных массивах, геосинклинальной раме и периферической зоне. Эта особенность проявляется и в более мелких структурах на площадях развития гидротермальных месторождений складчатых областей. В этих условиях



Рис. 3. Соотношение масштабов гидротермального уранового оруденения в различных частях постпротерозойских геосинклиналей.

гидротермальные урановые месторождения сосредоточиваются в основном в пределах горст-антиклинориевых блоков с выжатыми кверху ядрами консолидированных пород геосинклинального основания.

#### 4. Экзогенная металлогения урана в геосинклиналях

На всем протяжении эволюции геосинклиналей в стабильные складчатые области могут формироваться ураносодержащие толщи морских осадочных пород. Наиболее отчетливо этот процесс протекает на ранней и на поздней стадиях геосинклинального развития. В раннюю стадию образуются две формации ураноносных морских геосинклинальных осадочных пород — формация ураноносных фосфорсодержащих осадков и формация черных углеродсодержащих сланцев. В позднюю стадию иногда возникают ураносодержащие пласты конгломератов, песчаников и сланцев среди пестроцветной формации в основном краевых прогибов. Реже отмечается повышенная против нормального уровня концентрация урана в других комплексах геосинклинальных осадочных пород, в частности, среди толщ пород средней стадии развития. В связи с этим нельзя не отметить ошибочность утверждения

М. М. Константинова и Е. Я. Куликовой [1] о том, что благоприятными для накопления урана в геосинклинальных осадках были исключительно позднейшие этапы геосинклинального развития.

Геосинклинальные ураноносные фосфорсодержащие породы имеют достаточно широкое распространение, характеризуются большими площадями развития и крупными резервами убогих и очень убогих руд. Содержание урана в них составляет тысячные — первые сотые доли процента, но запасы его достигают значительной величины и оцениваются, например, в пермских фосфоритах формации «фосфория» США в 600 тыс. *т* [35].

Ураноносные фосфорсодержащие породы формируются на ранней стадии геосинклинальной эволюции и относятся к формациям вулканогенно-кремнистого ряда Н. С. Шатского [36]. Хорошо известным примером их является фосфоритовый пояс Скалистых гор формации «фосфория» пермского возраста [38]. Этот пояс протягивается на 1500 км вдоль восточного фронта Скалистого хребта от Банф (Канада) на севере до района Юинта (Юта, США) на юге. Мощность фосфорсодержащей формации колеблется от 100 до 300 м. Эта толща делится на два горизонта. Нижний горизонт сложен песчаниками, сланцами и известняками с кремнистыми прослоями и пластами фосфоритов. Верхний горизонт состоит из кремнистых сланцев и кремнистых известняков. Состав формации литологически не выдержан и довольно быстро меняется как по простиранию пояса, так и вкрест него. По направлению к востоку она переходит в терригенно-карбонатную формацию платформ, местами содержащую прослой ураноносных желваков фосфоритов. На западе она сменяется вулканогенной формацией спилито-кератофирового и порфиритового состава, с подчиненными ей туфами, сланцами и яшмами, претерпевшими зеленокаменное перерождение той или иной интенсивности. В связи с этим Н. С. Шатский [36] считает формацию «фосфория» теснейшим образом связанной с вулканогенными образованиями ранней стадии ларамийского цикла развития геосинклинальной зоны Кордильер, относя ее к категории «отдаленных кремнистых формаций». Закономерности распределения фосфорсодержащих пород в формациях вулканогенно-кремнистой группы ранней стадии геосинклинального развития определяются следующим образом:

1. Фосфатные породы известны среди отложений ранней стадии развития геосинклиналей протерозойского, каледонского, герцинского и киммерийского циклов развития.

2. Фосфорсодержащие пласты пород могут залегать среди зеленокаменной, кремнисто-сланцевой и отдаленно-кремнистой формации.

3. Концентрация фосфора в указанном формационном ряду, видимо, повышается от вулканогенной к отдаленной кремнистой формации; надо полагать, что в этом же направлении увеличивается содержание элементов-спутников, в частности урана.

4. Фосфорсодержащие геосинклинальные толщи пород, относясь к отдаленной кремнистой формации, обычно размещаются по периферии вулканогенных комплексов геосинклинальных трогов, залегая как во внутренних, так и в периферических частях геосинклиналей.

5. Эти породы накапливаются в протяженных, сравнительно узких прогибах второго и более высоких порядков, на месте которых в ряде случаев при последующей складчатости формируются отчетливые антиклинории [37].

Геосинклинальные ураноносные углеродсодержащие черные сланцы образуются точно так же, как и фосфорсодержащие формации в раннюю стадию геосинклинального режима. В большинстве случаев они скорее всего, как и последние, относятся к образованиям вулканогенно-кремнистой группы Н. С. Шатского [36], но принадлежат к еще более удаленной кремнисто-сланцевой формации. Поэтому, размещаясь преимущественно в периферических зонах геосинклиналей, они нередко образуют переходы к толщам ураноносных фосфорсодержащих пород, создавая иногда в этих случаях смешанные типы урановой минерализации, связанной с фосфатными черными углеродсодержащими сланцами.

Ураноносные углеродсодержащие черные сланцы известны среди осадков ранней стадии геологического развития протерозойских, каледонских, герцинских, киммерийских и альпийских геосинклиналей. Особенно широко они распространены в раннегеосинклинальных отложениях герцинского геологического цикла, слагая крупные площади среди силурийских и девонских геосинклинальных комплексов пород на территории Америки, Европы и Азии. Первичная концентрация урана в них на большинстве площадей очень низкая и составляет тысячные — сотые доли процента. Однако в огромных массах черных сланцев нередко сосредоточиваются грандиозные резервы урана. Так, например, запасы урана в толще девонских сланцев формации Чаттануга в США оцениваются в 5 млн. *t* при содержании металла всего лишь 0,006% [39, 40].

Принадлежность ураноносной фосфорсодержащей формации, так же как и формации черных углеродсодержащих сланцев, к вулканогенно-кремнистому ряду ранней стадии геосинклинального развития, казалось бы, должна была предопределять их максимальное развитие в геосинклиналях типа А, которым свойствен энергичный вулканизм ранней стадии развития. Однако отчетливо пониженная интенсивность эндогенного уранового оруднения геосинклиналей этого типа, отмеченная выше, как будто достаточно определенно коррелируется со слабой экзогенной ураноносностью вулканогенно-кремнистых формаций данных геосинклиналей. Наиболее благоприятные условия для накопления урана в осадочных толщах ранней стадии развития складывались в геосинклиналях типа В и С, а также отчасти типа D.

Пестроцветные ураноносные формации наиболее типичны для поздней стадии геосинклинального режима, переходного к платформенному. Примером их могут служить уранодержащие пестроцветные толщи пород пермокарбона и пермотриаса восточных Альп. Другой пример представляют ураноносные пермские отложения Центрального Французского массива близ г. Лоцев, сложенные в нижней части сланцами, песчаниками и доломитами отенского яруса, а в верхней — песчаниками и красными пелитами саксонского яруса [18]. Они выполняют передовые и межгорные прогибы, характеризуются закономерным чередованием пачек сланцев, песчаников и конгломератов серо-зеленого и бордового цвета. Первичная урановая минерализация локализуется в серо-зеленых пачках, сформированных в восстановительных условиях; концентрация металла повышается в тех случаях, когда эти пачки содержат органическое вещество в виде битуминозного пигмента или прослоев углеродсодержащих пород; в пачках пород красного цвета, характеризующих окислительную среду осадкообразования, содержание урана резко снижается.

Рассеянная урановая минерализация в пестроцветных толщах пород передовых и межгорных прогибов поздней стадии геосинклинального развития распространена менее, чем в ранних геосинклинальных формациях фосфатных пород и черных сланцев. Однако и для этого типа уранового оруденения известны значительные площади минерализованных пород с запасами металла, достигающими десятков тысяч тонн.

Первичная урановая минерализация во всех трех типах осадочных геосинклинальных формаций — фосфатной, черных сланцев и пестроцветной — хотя обычно и охватывает огромные площади, но всегда бывает чрезвычайно рассеянной и убогой. Содержание урана в такого рода минерализованных породах обычно лежит в пределах тысячных — первых сотых долей процента и в настоящее время не представляет промышленного значения; запасы их относятся к забалансовым. Однако на обширных площадях такой распыленной минерализации в связи с процессами вторичной перегруппировки металла местами возникают промышленные скопления урановых руд, иногда значительных размеров.

Вторичная перегруппировка урановых соединений в толщах ураноносных геосинклинальных осадков происходит в связи с позднейшей циркуляцией вод под пластами этих пород. Эти воды выщелачивают рассеянные соединения урана, переносят их и вновь отлагают в виде компактных залежей промышленных руд. Воды, производящие такую перегруппировку урана, могут быть как гидротермального, так и поверхностного вадозного происхождения. В соответствии с генезисом вод формируются вторичные гидротермальные или инфильтрационные месторождения. Особенно легко процессы вторичного переотложения урана про-

исходят в пористых, хорошо водопроницаемых породах пестроцветной формации. В сущности для этой формации неизвестно ни одного участка первичного девственного уранового оруденения; на всех их оно в той или иной степени нарушено вторичным перемещением металла. В пределах ураноносных фосфатных пород и черных сланцев также известны крупные месторождения урановых руд, созданные при вторичной мобилизации металла подземными водами того или иного происхождения.

### **5. Соотношение экзогенного и эндогенного уранового оруденения геосинклиналей**

Сопоставление условий формирования и размещения экзогенного и эндогенного уранового оруденения складчатых зон всех геологических эпох приводит к двум совершенно определенным выводам.

Во-первых, во всех провинциях эндогенного уранового оруденения известны урансодержащие толщи осадочных пород. В Канаде это пласты ураноносных конгломератов типа Блайнд Ривер, в Скалистых горах США — толщи урансодержащих фосфатных пород и черных сланцев, в герцинской складчатой области Европы — широко распространенная формация урансодержащих черных сланцев нижнего палеозоя — ураноносная формация пестроцветных пород верхнего палеозоя, на азиатском материке — регионально развитые толщи ураноносных углисто-кремнистых сланцев силура. Подобного рода толщи осадочных пород с рассеянным урановым оруденением известны и в других районах развития эндогенных месторождений урана.

Во-вторых, урансодержащие толщи осадочных пород накапливаются преимущественно на ранних стадиях, а гидротермальные месторождения формируются на поздних стадиях геосинклинального развития, т. е. после образования ураноносных осадков. К этому надо добавить, что известны районы распространения осадочных толщ с рассеянной урановой минерализацией, но без гидротермальных месторождений урана. Однако нет районов гидротермального уранового оруденения вне площадей развития ураноносных осадочных формаций. Любопытно, что даже в вулканических трубках взрыва (диатремах), прорывающих ураноносные осадочные песчаники плато Колорадо в США, зафиксировано урановое оруденение [41].

Изложенные факты невольно наводят на мысль о том, что источником урана в эндогенных месторождениях складчатых областей могут быть крупные резервы этого металла, находящиеся в ураноносных толщах осадочных пород, прорываемых изверженными массивами. Конечно, такое суждение в настоящее время представляет всего лишь догадку о возможной генетической связи между предшествующим накоплением урана в осадочных формациях геосинклиналей и последующими концентрациями



этого металла в продуктах магматической деятельности. Но эта догадка все чаще и чаще возникает у различных геологов, исследующих геологические условия формирования гидротермальных урановых месторождений. В наиболее ясной форме она высказана Д. Я. Суражским [16]. М. М. Константинов и Е. Я. Куликова [1] также отмечают возможность обогащения рудообразующих гидротерм металлами, заключенными во вмещающих породах. Ф. У. Остеруолд [42] полагает, что уран, содержащийся в жильных месторождениях урановой смолки в Скалистых горах США, возможно, находился первоначально в дисперсном состоянии в докембрийских вулканических и метаморфических породах. О механизме мобилизации этого металла из осадочных пород при магматических и постмагматических процессах в настоящее время нет никаких сколько-нибудь научно обоснованных данных. Такая перегруппировка может происходить как при ассимиляции ураноносных пород магматическими расплавами с последующей постмагматической отдачей металла, так и под воздействием циркулирующих по ним минерализованных гидротермальных растворов. Заимствование урана из осадочных толщ возможно не только на поздних стадиях данного геологического цикла, но в полициклических металлогенических провинциях и при магматических процессах последующих циклов геологического развития. Расстояние, на которое перемещаются магматогенные скопления урана от толщ осадочных ураноносных пород, может быть различным; в одних случаях оно как будто незначительно, но в других существенно. Несомненно, если этот процесс происходит, то он глубоко затрагивает природу минеральных соединений урана, отделяя их от разного рода продуктов радиоактивного распада.

Если представление об образовании гидротермальных концентратий урана за счет перегруппировки вещества осадочных пород при магматических процессах является хотя бы частично правильным, то очень неясно, почему магматогенные урановые месторождения не образуются в связи с крупными батолитическими интрузиями средней стадии геосинклинального развития, а возникают позднее, ассоциируясь с малыми интрузиями поздней стадии. Впрочем, в области металлогении урана так много неразрешенных проблем, что этот вопрос сам по себе не может слишком огорчать геологов, занимающихся развитием минерально-сырьевой базы атомной промышленности.

#### **Б. УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МЕТАЛЛОГЕНИИ ПЛАТФОРМ**

Здесь рассматривается урановое оруденение в нижнем метаморфическом ярусе древних допалеозойских платформ, особенно отчетливо проявленное в их щитах, представляющих крупные антеклизы, в пределах которых породы платформенного основания выдвинуты к поверхности земли.

Ниже кратко освещаются два вопроса:

- 1) допалеозойская металлогения платформ и место в ней уранового оруденения;
- 2) наложенная послепротерозойская металлогения платформ и место в ней уранового оруденения.

### **1. Допалеозойская металлогения урана платформенных оснований**

Региональные геологические закономерности формирования и размещения урановых месторождений в древнейших комплексах пород платформенных оснований изучены необычайно слабо. Поэтому ниже будет кратко освещены лишь некоторые доступные для характеристики стороны этой проблемы.

Метаморфические комплексы пород платформенного основания принадлежат архейской, протерозойской и рифейской эрам. Среди них заключены метаморфогенные и эндогенные месторождения соответствующего возраста. Вследствие трудности возрастного расчленения метаморфических пород платформ связанные с ними месторождения полезных ископаемых также до сих пор окончательно не распределены по шкале времени, обнимающего грандиозный интервал формирования земной коры от 3500 млн. до 650 млн. лет и составляющего три четверти времени, ушедшего на образование каменного панциря обитаемой нами планеты.

Лишь в последние годы в связи с применением методов определения абсолютного геологического возраста наметились существенные сдвиги в стратиграфическом распределении древнейших комплексов пород платформенных оснований, которые при их дальнейшем развитии, несомненно, позволят разграничить ранние металлогенические эпохи в истории земной коры. При современных же данных среди различных месторождений, созданных в этот период, более или менее выделяются, с одной стороны, месторождения архея, а с другой, — месторождения протерозоя и рифея. К архейской эре по современной шкале абсолютного летоисчисления относятся комплексы пород, созданные от 3500 млн. до 2000 млн. лет тому назад. В эту эру магматические процессы имели палингенный характер, неблагоприятный для образования магматогенных месторождений полезных ископаемых. Поэтому для нее типичны метаморфогенные образования, представленные метаморфическими месторождениями железных руд в железистых кварцитах, метаморфическими залежами марганцовых руд, силлиманитовых, гранатовых и им подобных сланцев.

В сущности нам неизвестны архейские урановые месторождения. Возможно, к архею относится часть уранового оруденения, известного среди древнейших железистых кварцитов. Сугубо предположительно к архейским относится специфическое месторождение давидитовых руд Рэдиум Хилл в Австралии и некоторые

пегматитовые жилы с уранинитом, известные в ядерных частях щитов, например в центральной части Африканской платформы. Вся остальная масса докембрийских урановых месторождений платформ как осадочного, так и магматогенного происхождения принадлежит к образованиям протерозойской и рифейской эры, т. е. к образованиям, созданным в диапазоне от 2000 млн. до 600 млн. лет до н. э.

В недалеком будущем благодаря применению методов абсолютного летоисчисления в рамках протерозоя и рифея будут выделены последовательные циклы геологического развития, которые позволят произвести детальный анализ металлогении этого периода геологической истории. В настоящее же время приходится давать суммарную характеристику особенностей металлогенности этого времени. В таком обобщенном виде она очень близка к металлогенности геосинклиналей, отдельные черты которой были показаны выше. До этого времени можно наметить четыре следующих комплекса изверженных пород и ассоциированных с ними ведущих типов магматогенных месторождений:

1) субмаринная вулканогенная формация с колчеданными месторождениями типа Парандово на Балтийском щите или Флин-Флон в Канаде;

2) формация ультраосновных пород с магматическими месторождениями хромитов типа месторождений Бушвельдского лопалита на Африканской платформе или Майсури в Индии;

3) формация основных пород с магматическими титаномагнетитовыми месторождениями типа Пудожгорского и Таберг на Балтийском щите, Аллард Лэйк и Лак Тио на Канадском щите, Бушвельда и Танганьики на Африканской платформе или Сингбуме на Индийской платформе; вероятно, к этой формации относится норитовый лонолит Содбери в Канаде со скоплениями магматических сульфидно-никелевых руд;

4) широкая и слабо расчлененная формация гранитоидов, с которой ассоциированы три наиболее отчетливые группы постмагматических месторождений;

а) пегматиты со слюдой и скоплениями минералов тантала, ниобия редких земель, иногда бериллия, лития и циркония, распространенные в основаниях всех платформ и особенно детально исследованные на всех щитах;

б) гидротермальные месторождения кварцево-золотых руд, известные на Сибирской, Африканской, Индийской, Китайско-Корейской, Австралийской, Северо-Американской (Канадский щит) и Бразильской платформах;

в) гидротермальные месторождения урановых руд, о которых ниже будут сообщены некоторые дополнительные сведения.

Другие допалеозойские месторождения платформ, такие, например, как медные или полиметаллические, хотя иногда и достигают весьма крупных размеров, но встречаются спорадически.

Точно так же, как и в геосинклиналях, на платформах неизвестны эндогенные урановые месторождения, генетически связанные с первыми тремя формациями, т. е. с колчеданоносной вулканогенной, ультрабазитовой и базитовой. Они связаны с гранитоидной формацией, хотя эти связи в ряде случаев и относятся к категории весьма отдаленных и условных. С древними гранитоидами на платформах ассоциированы три группы урановых месторождений: пегматитовые, скарновые и гидротермальные.

Гранитные пегматиты со скоплениями уранинита, иногда имеющими промышленное значение, известны на Канадском щите, Бразильской, Европейской, Африканской, Индийской и Австралийской и других платформах.

Для допалеозойских скарнов урановая минерализация нехарактерна. Лишь в вышеупомянутом скарновом месторождении Мэри Кетлин Австралийской платформы сосредоточены существенные запасы урановой руды [29].

Допалеозойские гидротермальные месторождения урана достаточно разнообразны по составу и времени формирования. Среди них известны как месторождения выполнения открытых полостей горных пород, так и метасоматические. Они относятся к собственно урановой, пятиэлементной, ураново-полиметаллической, ураново-медной, ураново-флюоритовой формациям. Время их образования, относящееся к моменту отложения урановых минералов, определенное по соотношению продуктов радиоактивного распада, лежит в пределах от 650 млн. лет (Шинколобве в Африке) до 1540 млн. лет (Рэдиум Хилл в Австралии). Гидротермальные урановые месторождения платформ, так же как и аналогичные месторождения геосинклиналей, не имеют непосредственной связи с гранитоидными интрузивами. Исследования взаимоотношений этих месторождений с изверженными породами, произведенные во многих районах их распространения и особенно детально выполненные в Канаде, показывают, что гидротермальные урановые месторождения на платформах формируются в самом конце магматической деятельности периода рудообразования. Рудные тела либо пересекают все массивы изверженных пород и дайковые серии, либо в отдельных случаях формируются в промежутке времени между внедрением предпоследней и самой последней порции диабазовых даек (Медвежье озеро в Канаде) [43]. Таким образом, весьма вероятно, что платформенные гидротермальные месторождения урановых руд, так же как и их более молодые геосинклинальные аналоги, создавались на заключительной стадии древних циклов геологического развития.

В докембрийских толщах метаморфических пород первично-осадочного происхождения известны крупные, предположительно осадочные месторождения урана, свойственные только образованиям этого возраста. Речь идет о хорошо известных урансодержащих пластовых залежах золотоносных кварцевых конгломератов

и песчаников Витватерсранда в Южной Африке, Блайнд Ривер в Канаде и Жакобины в Бразилии. Региональные геологические условия их образования крайне неясны; известно лишь, что они приурочены к самым нижним частям протерозойских толщ, трансгрессивно залегающих на породах архея; таким образом, они создавались на ранних стадиях протерозойской эры, предшествуя образованию магматогенных месторождений урана протерозоя и рифея.

Степень метаморфизма древних платформенных месторождений урана различна. Наиболее древние среди них, так же как пласты ураноносных конгломератов Витватерсранда и Блайнд Ривер или своеобразные давидитовые жилы Рэдиум Хилл в Австралии, имеющие возраст 1500—1700 млн. лет, интенсивно метаморфизованы, в связи с чем первичная их природа представляется неопределенной и спорной. Большинство же остальных урановых месторождений платформенных оснований хотя и претерпело изменение, но сохранило свой достаточно отчетливый первичный облик. Тем не менее для некоторых из них отмечается многократное переотложение урана, фиксирующееся в виде нескольких последовательных разновозрастных генераций гипогенных урановых минералов (настурана или уранинита). Так, например, в гидротермальных месторождениях окрестностей озера Саскачеван в Канаде отмечается три этапа урановой минерализации возрастом 1600—1400, 950—850 и 350—230 млн. лет [44].

Региональные закономерности размещения урановых месторождений в основаниях платформ исследованы весьма слабо. Известно лишь, что в пределах некоторых платформ, на Канадском щите и на Австралийской платформе в частности, урановые месторождения вытягиваются цепью вдоль краевой части щитов, образуя выдающиеся пояса уранового оруденения. Так, Канадский пояс урановых месторождений протягивается вдоль западной и южной границы щита почти на 6000 км при ширине до 100 и 200 км. На севере он начинается гидротермальными месторождениями окрестностей Большого Медвежьего озера, затем в него входят пегматитовые и гидротермальные месторождения районов озер Большого Невольничьего и Атабаски на площади округов Саскачеван и Манитоба пояс приобретает широтное направление, фиксируется в Онтарио по уникальному месторождению в конгломератах Блайнд Ривер, охватывает субпровинцию Гренвилл с ее своеобразными гибридными пегматитовыми месторождениями и прослеживается на восток и северо-восток до оконечности полуострова Лабрадор. Австралийский пояс урановых месторождений вытянут вдоль восточной окраины щита на 1500 км. На север от него, в районе Катарин Дарвин, известны месторождения Рам Джангл, Брокс Крик и другие, южнее находятся месторождения района Маунт Айза, Мэри Кетлин, а на самом юге района Брокен Хилла — Рэдиум Хилл, Маунт Пейнтер, Хоухтон и др. Центральная часть пояса скрыта под покровом мощных мезозойских отложений так называемого Артезианского бассейна.



Некоторые геологи такое поясовое размещение урановых месторождений вдоль краевых частей щитов связывают с их пограничным положением между открытой частью платформы и той ее частью, которая перекрыта молодыми отложениями чехла или примыкает к послепротерозойской геосинклинальной складчатой области. Это представление вряд ли справедливо, так как граница между обнаженной частью платформы (щитом) и ее погребенной частью возникла после образования урановых месторождений. Если даже принимать во внимание длительное и наследованное

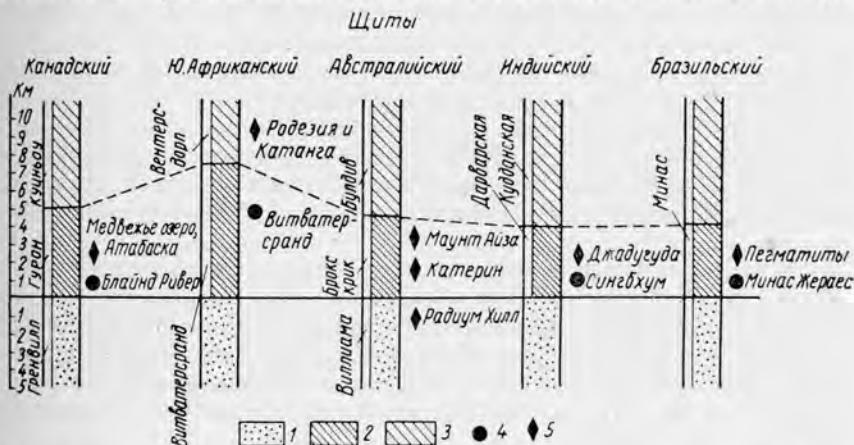


Рис. 4. Стратиграфическое положение месторождений урана в докембрийских щитах (по М. М. Константинову и Е. Я. Куликовой [1] с исправлениями):

1 — архей; 2 — нижний протерозой; 3 — верхний протерозой и рифей; 4 — осадочные месторождения; 5 — постмагматические месторождения.

развитие платформенных поднятий и прогибов, то эта граница вряд ли имеет решающее значение в поясовом размещении урановых месторождений оснований платформ. Скорее всего она связана с тем, что центральные, приподнятые и глубокоэродированные части щитов сложены архейскими толщами пород, сформированными в древнейшую геологическую эру, которой не свойственны значительные и широко развитые месторождения урановых руд. По их же периферии распространены образования протерозоя и рифея, созданные в то время, когда уже начали формироваться крупные и регионально развитые урановые месторождения. К сожалению, из-за общезвестной слабой и противоречивой разработки стратиграфии и тектоники метаморфических толщ пород, слагающих разные части платформенных оснований, проверить правильность такого предположения пока не удастся. В силу этого же печального обстоятельства невозможно более детально обрисовать региональные геологические закономерности расположения допалеозойских урановых месторождений в нижнем ярусе платформ. Попытка, предпринятая в этом направлении

М. М. Константиновым и Е. Я. Куликовой [1], подтвердила лишь, что наиболее благоприятной позицией для уранового оруденения платформ является область сопряжения толщ протерозоя и архея (рис. 4).

## 2. Наложенная послепротерозойская металлогения платформ и урановое оруденение

На площади некоторых платформ или в пределах их значительных частей уже в послепротерозойское или даже в послерифейское время, т. е. в типично платформенных условиях, отмечались значительные тектонические деформации, магматические процессы и обусловленное ими оруденение. По степени такого рода постпротерозойской тектонической, магматической и металлогенической активизации древние платформы могут быть разделены на четыре группы: 1) неактивизированные; 2) слабо активизированные; 3) активизированные и 4) интенсивно активизированные.

К первой группе относится центральная и южная части Русской платформы, а также, по-видимому, Бразильская и Австралийская платформы. Они не затрагивались постпротерозойским магматизмом и эндогенным оруденением<sup>1</sup>. Все месторождения оснований этих платформ принадлежат к допалеозойским образованиям, особенности металлогении которых были отмечены выше.

Ко второй группе платформ относится южная часть Северо-американской платформы. О металлогенической активизации основания этой платформы, перекрытого плащом палеозойских и мезозойских слабо дислоцированных осадков, свидетельствует распространение в породах осадочного чехла известных свинцово-цинковых месторождений долины рек Миссисипи — Миссури. Большинство американских геологов относит эти месторождения к типу телетермальных, связывая их образование с палеозойскими магматическими очагами основания Северо-американской платформы. До сих пор урановых месторождений, ассоциированных с телетермальными месторождениями типа Миссисипи — Миссури, нигде не установлено. Поэтому можно полагать, что обстановка слабо активизированных платформ, характеризующаяся развитием телетермального рудообразования в их покровах, мало благоприятна для формирования эндогенных месторождений урановых руд.

К третьей группе платформ принадлежат Балтийский щит Европейской платформы, Сибирская и Африканская платформы. Тела этих платформ в послепротерозойское время раскалывались глубокими разломами, по которым внедрялись магмы разного состава и формировались ассоциированные с ним эндогенные

<sup>1</sup> С кайнозойскими базальтами Австралии не связано никакое оруденение.

месторождения платформенного периода геологического развития. Магматизм и рудообразование таких активизированных платформ различны для областей их поднятий и прогибов [45, 46].

В областях прогибов с платформенным основанием, перекрытым слоистыми толщами синеклиз или грабенов той или иной мощности, происходила внедрения ультраосновных и основных пород различной степени дифференцированности магмы. Примером такого направления платформенного магматизма могут служить пермо-триасовые трапповые изверженные породы Тунгусской синеклизы Сибирской платформы, а также мезозойско-кайнозойские базальты синеклизы Карру и грабенов Лимпопо — Замбези в Африке. С наиболее дифференцированными массивами этих пород связаны магматические сульфидные медно-никелевые месторождения, скарновые и гидротермальные месторождения железных руд, а также магматические диатремового характера алмазные месторождения. Урановых месторождений, ассоциированных с этим комплексом магматогенных образований, пока нигде не зафиксировано.

В области воздыманий активизированных платформенных оснований преобладали кислые интрузии повышенной основности и особенно щелочности. О них можно судить по палеозойским щелочным интрузиям, внедрившимся по разломам Балтийского щита Европейской платформы или по гранитоидным и щелочным мезозойским интрузиям Алданского щита Сибирской платформы. Этим интрузиям свойственны магматические месторождения апатитов, тантало-ниобиевых руд, специфические карбонатитовые и альбититовые месторождения руд редких элементов и редких земель и в меньшей степени гидротермальные месторождения золота, иногда свинца и цинка. С комплексами подобного рода щелочных изверженных пород, внедрившихся на платформах, иногда ассоциируются постмагматические месторождения ториевых руд, значительно реже отмечается урановая минерализация. Наиболее обстоятельно она исследована в районе Юлеанхоб в Гренландии. Здесь урановое оруденение связано с Илмауссакским массивом, сложенным щелочным габбро, щелочным гранитом, сиенитом и ультра-щелочным нефелиновым сиенитом. Оно тяготеет к луявритам, слагающим нижнюю часть массива и встречающимся в форме даек. Главным рудным минералом является стенструпин, содержащий 0,3% урана и 2,7% тория. Общая площадь радиоактивных луявритов составляет около 12 кв. км с видимой мощностью их массы в 600 м. При среднем содержании урана в луявритах 0,01—0,02% запасы их на этой площади достигают почти 1 млн. т. Однако такое скопление урана в щелочных интрузиях платформенной стадии существования древних щитов представляется необычайным явлением. Обычно же в связи с ним урановые месторождения до сих пор не обнаруживались.

К четвертой группе платформ относится Китайская платформа. Краевая восточная часть этой платформы вследствие интенсивных

иеншанских тектонических движений в конце юры и в начале нижнего мела была сильно деформирована и проплавлена гранитными интрузиями. С этими платформенными иеншанскими гранитами связаны гидротермальные месторождения руд олова, вольфрама, свинца и цинка. Гранитоидный магматизм и металлогения платформенной стадии геологического развития столь оригинальны, что открытия связанной с ними рудоносности могут быть самыми неожиданными.

Исследование металлогении платформ показывает, что резко подавляющая масса урановой руды сконцентрирована в экзогенных месторождениях протерозоя — рифея. Существенные месторождения урановых руд более древнего — архейского — возраста встречаются необычайно редко. Точно так же не образуются широко распространенные и крупные магматогенные урановые месторождения в последующие стадии платформенного режима в связи с его тектонической, магматической и металлогенической активизацией. Протерозой и рифей представляют эры необычайно мощного накопления урановой руды в недрах земной коры. Однако многие важные детали, регулирующие геологические условия формирования и особенности размещения урановых месторождений этих эр, изучены слабо и требуют больших усилий, чем те, которые до сих пор вкладывались в дело исследования региональной обстановки колоссального уранонакопления, происходившего после архея, но до палеозоя.

## **В. УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ЧЕХЛОВ**

В этом разделе приведены краткие данные об ураноносных формациях осадочных пород платформенных чехлов, об условиях их образования и размещения.

В покровах осадочных пород древних (допалеозойских), эпикаледонских, эпигерцинских, эпикиммерийских и эпиальпийских платформ известны скопления урана, местами имеющие промышленное значение. Поскольку урановые месторождения в осадочных чехлах как допалеозойских, так и послепротерозойских платформ сходны, региональные особенности их локализации будут рассмотрены совместно.

В платформенных чехлах, с одной стороны, повторяются ураноносные формации, свойственные геосинклинальным осадкам, а с другой — возникают урансодержащие формации, характерные для верхнего яруса платформ. Аналогичны геосинклинальным формации фосфатных пород, черных сланцев и пестроцветных песчаников; к ним добавляется формация углеродсодержащих пород и асфальтитов.

Среди платформенных фосфатных толщ Н. С. Шатский [36] выделяет две группы формации: терригенно-карбонатную с зернистыми фосфоритами и глауконитовую с желваковыми фосфоритами. Ураноносными являются фосфатные породы терригенно-

карбонатной формации. К ним Н. С. Шатский, вопреки мнению других геологов, относит урансодержащие фосфатные породы Марокко, Алжира и Туниса, приуроченные к системе Атласских гор альпийской складчатой области, а также аналогичные породы, известные на территории Объединенной Арабской Республики и Израиля. При этом меловые и палеогеновые фосфориты Марокканского бассейна рассматриваются как типичные маломощные отложения чехла эгигерцинской платформы, точно так же как фосфатные породы Египта, Израиля и Трансиордании относятся к отложениям покрова древней Африканской платформы. К такого же рода отложениям чехла древней Северо-американской платформы относятся урансодержащие фосфатные породы ордовика и девана Арканзаса и Теннесси, а к осадкам эгигерцинской платформы Аппалач — неогеновые месторождения Флориды и Южной Каролины в США. Содержание урана в фосфатных породах терригенно-карбонатной формации, во-первых, не повсеместное, во-вторых, неравномерное и, в-третьих, крайне убогое. Так, фосфориты Морокко обычно содержат только 0,002—0,003% и лишь в отдельных пробах 0,01—0,05% урана.

Формация урансодержащих черных сланцев распространена в отложениях платформенных чехлов так же широко, как и в геосинклинальных осадочных толщах. Так, на территории США они известны более чем в двухстах стратиграфических горизонтах от отложений докембрия (Мичиган) до третичных (Пайр). Платформенные углеродсодержащие ураноносные сланцы, кроме Америки, известны в Европе, Азии, а также на материках Африки и Австралии. Среди них выделяются две наиболее значительные провинции: одна на Северо-американской платформе, а другая — на склонах Балтийского щита Европейской платформы.

Битуминовые черные сланцы плаща Северо-американской платформы развиты на огромной территории от штата Монтана на север до штата Оклахома на юге и от штата Колорадо на западе до штата Арканзас на востоке. К ним принадлежат сланцы Хиз, Паир, Хертвилл, Вудфорд, Бернт, Новоальбанские и Чаттануга. Подавляющая их часть сосредоточена в отложениях верхнего девона, а также пенсильванского и миссисипского отдела карбона. Наибольший интерес представляют сланцы Чаттануга, среди которых выделяется гассавейский ураноносный горизонт. Он представляет типичное отложение эпиконтинентального моря, состоящее из трех пластов. Нижний пласт имеет мощность 2 м, средний — 0,15 м и верхний — 1,8 м. Среднее содержание урана во всех трех пластах составляет 0,005—0,008%, поднимаясь местами до 0,1% в верхнем пласте. Запасы урана в сверхубогих рудах черных сланцев Северо-американской платформы огромны и оцениваются вместе с резервами урана в таких же черных сланцах того же геологического возраста в геосинклинальных отложениях герцинской складчатой области Аппалач в 5 млн. т [47].



На южном склоне Балтийского щита ураносодержащие черные сланцы известны в платформенных осадках от верхнего кембрия до силура. Они представляют отдельные, выдержанные и распространяющиеся на большой площади пласты аргиллитов, пигментированных битуминозным веществом (кольм) и переслаивающихся с оболовыми песчаниками. По обильным остаткам диктионом они часто называются диктиономовыми сланцами, ранее выделявшимися в самостоятельный стратиграфический горизонт верхнего кембрия. Пласт таких ураноносных черных сланцев в районе Биллинген — Фельбюген в Швеции имеет мощность 3 м и содержит в среднем около 0,025% урана. Запасы его в этой убогой рудной массе на площади 500 кв. км, разведенной колонковым бурением, составляют примерно 1 млн. т [48].

Если формации ураноносных фосфатных пород и черных сланцев принадлежат к более или менее выдержанным образованиям эпиконтинентальных платформенных морских бассейнов, то следующая платформенная формация ураносодержащих пестрых песчаников имеет смешанный характер. В этой группе ураноносных отложений выделяются прибрежные морские, лагунные, дельтовые и наземные равномерно-слоистые и косослоистые, обычно полимиктовые, песчаники, чередующиеся с редкими пластами карбонатных пород и с более частыми пластами гравелитов и сланцев. Все эти разновидности осадочных пород, будучи неустойчивыми по своему развитию, фациально сменяют друг друга как в плане, так и по мощности на более или менее коротких расстояниях. В отличие от ураноносных фосфатных пород и черных сланцев, в основном сосредоточенных в морских отложениях палеозоя, ураносодержащие платформенные песчаники распространены исключительно среди осадков мезозоя и кайнозоя. Их классическим примером являются урановые руды в песчаниках, сланцах и гравелитах плато Колорадо, резервы которых существенно расширены в связи с открытиями аналогичных месторождений на территории штатов Вайоминг, Дакота и Нью-Мексико (Амброзия Лэйк). В сланцах и песчаниках формации Чинл, гравелитах формации Шайнарамп (обе триасового возраста), а также среди песчаников формации Моррисон (верхняя юра) учтены запасы урана в 200 тыс. т в рудах с содержанием металла в среднем около 0,2—0,3%.

К специфической ураноносной платформенной формации осадочных пород относится угленосная формация. Ураноносными являются краевые части предгорных и межгорных, обычно некрупных буроугольных бассейнов, располагающихся чаще всего на кристаллическом основании молодых платформ. Обычно урановая минерализация приурочена к молодым угленосным формациям мезозойского и кайнозойского возраста.

Она сосредоточивается в пластах слабо метаморфизованных углей или лигнитов и перемежающихся с ними песчаников в форме пятен, образующих неправильные залежи урановых руд, запасы

металла в которых местами, вероятно, достигают нескольких тысяч тонн.

Кроме того, урановые месторождения в платформенных пластах известны среди известняков и асфальтитов. При этом урансодержащие карбонатные породы входят в состав пестроцветной формации, а асфальтиты образуются вследствие проникновения нефти и ее природных продуктов обычно также в породы этой формации.

Огромное значение в образовании ураноносных формаций осадочных пород платформенного чехла имеет климат. Урансодержащие фосфатные осадки терригенно-карбонатной формации образовались исключительно в бассейнах жаркой экваториальной зоны с температурой на поверхности, обычно превышавшей  $25^{\circ}$  С. Очень показательна в этом отношении карта распределения пород терригенно-карбонатной формации верхнего мела и эоцена, составленная Н. С. Шатским [36] и показанная на рис. 5. Из этого рисунка следует, что фосфатные, в том числе урансодержащие, породы терригенно-карбонатной формации сосредоточены в субэкваториальных широтах, в отличие от фосфатных пород глауконитовой формации, не содержащих урана и размещающихся в приполярных широтах.

Месторождения и рудопроявления урана в пестрых песчаниках платформенного чехла во всех районах мира, где они известны, относятся к образованиям жаркого и сухого аридного климата. Таким образом, как эпиконтинентальные морские, так и наземные ураноносные формации верхнего платформенного яруса создавались в обстановке жаркого климата.

Для эпиконтинентальных морских урансодержащих пород фосфатной формации и формации черных сланцев крайне характерен режим осадконакопления: пласты этих пород возникали в обстановке необычайно замедленной, временами отрицательной седиментации. Только при таких условиях, в результате длительного соприкосновения больших объемов морской воды с тонким слоем донного ила, в них могли накапливаться соединения урана, в других случаях разбавлявшиеся в массе осаждавшегося материала.

Тектоническое положение залежей урановых руд и минерализованных ураном пластов осадочных пород в толщах платформенных чехлов совершенно определено. Они располагаются либо на склонах приподнятых частей выступов платформенного фундамента, либо в сравнительно небольших впадинах межгорного типа.

Первичное распределение продуктов урановой минерализации в ураноносных формациях платформенного чехла, точно так же как и в рудоносных осадочных геосинклинальных комплексах пород, подвергалось последующему изменению, связанному в основном с действием грунтовых вод. В результате в одних местах происходило выщелачивание соединений урана, в других — его

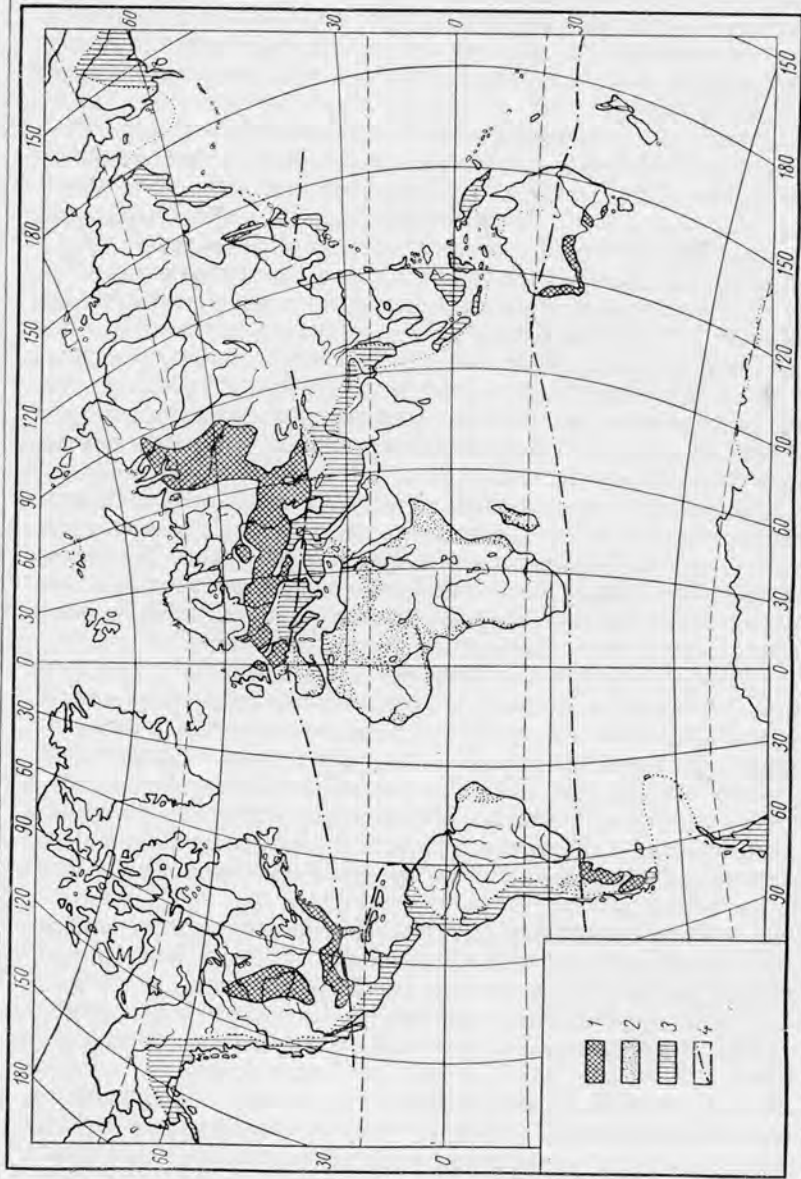


Рис. 5. Схема размещения пород фосфатной, в том числе ураносодержащей, терригенно-известняковой и безурано-вой глауконитовой формации для верхнего мела и эоцена.

1 — глауконитовые формации; 2 — терригенно-известняковые и другие, в том числе ураноносные, формации среднего пояса; 3 — геосинклинальные формации альпийской складчатой области; 4 — примерные границы между поясами.

вторичное накопление. Этот процесс вторичной перегруппировки урана отмечается для фосфатных пород и черных сланцев, но особенно интенсивно он протекал в ураноносных песчаниках и угленосных отложениях. В этих последних он нередко сопровождался инфильтрацией растворимых соединений урана, приносимых грунтовыми водами из окружающих пород. В такого рода обстановке первично осадочные залежи невозможно различить среди вторичных инфильтрационных образований.

## Г. ГЕОХРОНОЛОГИЯ УРАНОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

В настоящем разделе схематически описываются эпохи формирования экзогенных и эндогенных месторождений урановых руд и обращено внимание на некоторые общие тенденции эволюции уранового оруденения от древнейших до самых юных геологических этапов развития земной коры.

### 1. Геохронология экзогенного рудообразования

Все ресурсы урана осадочных месторождений и осадочных урансодержащих пород видимой части земной коры практически сосредоточены в пяти формациях: 1) углеродсодержащих черных сланцев; 2) фосфатных пород; 3) конгломератов; 4) пестроцветных песчаников и 5) угленосной. Распределение скоплений урана по этим формациям неравномерное. Первое место занимают ураноносные углеродсодержащие черные сланцы, в недрах которых сосредоточено около 75% ресурсов урана. На втором месте находятся урансодержащие фосфатные породы, концентрирующие около 10% урана осадочных формаций. На третьем — конгломераты, охватывающие около 9%, на четвертом — пестроцветные песчаники с запасами около 6% и, наконец, на пятом — угленосные породы, в которых находится около 0,1% урана, учтенного среди осадочных месторождений и осадочных урансодержащих пород. Размещение этих ураноносных формаций по геохронологической шкале и определяет эпохи концентрации экзогенного уранового оруденения в общем ходе истории осадконакопления на поверхности Земли (рис. 6).

Углеродсодержащие черные сланцы с ураном формировались на протяжении всей истории развития осадочной оболочки Земли. В докембрии они представлены битуминозными прослоями среди протерозойских пород Швеции. В образованиях рифея они отмечаются на Балтийском щите и Филиппинах. Одним из наиболее типичных представителей этой формации являются диктионемовые сланцы кембрия на континентальном склоне Балтийского щита. Она также значительно развита в отложениях девона и карбона Северо-американской платформы и Аппалач. Наконец, урансодержащие черные сланцы встречаются в мезозойских (меловых) осадках Северной Америки и северной окраины Африки, а также в некоторых районах развития третичных пород.

Урансодержащие фосфатные породы известны в осадках нижнего карбона (миссисипские слои штата Юта в США). Наиболее значительными представляются урансодержащие фосфатные породы верхнего палеозоя (перми) типа формации «фосфория» Северной Америки. Они встречаются иногда также в мезозойских породах, например среди меловых осадков Египта, и в третичных

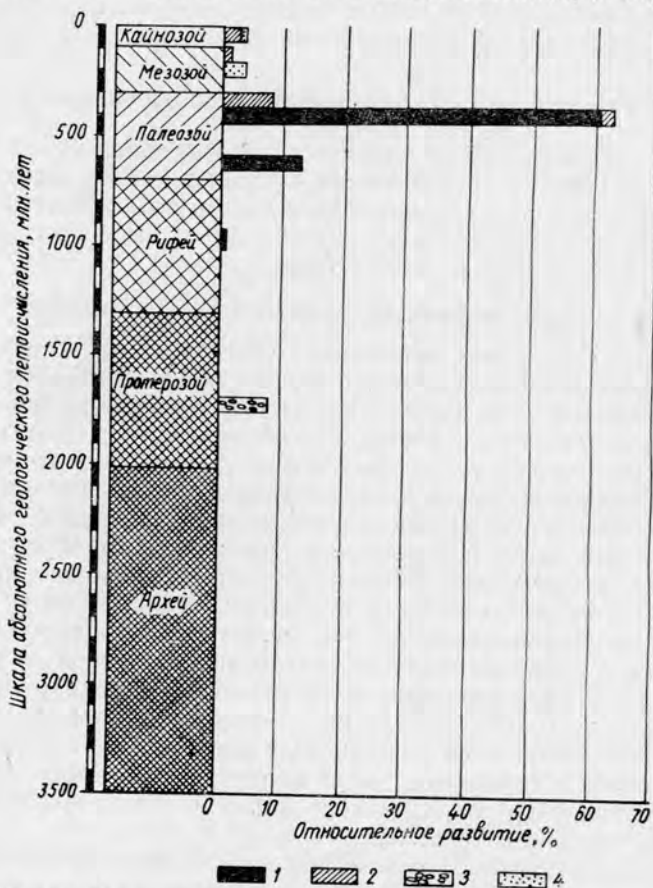


Рис. 6. Геохронологическое распределение урана в осадочных месторождениях и осадочных урансодержащих породах:

1 — черные углеродсодержащие сланцы; 2 — фосфатные породы; 3 — конгломераты; 4 — пестроцветные песчаники (уран в углях не показан из-за ограниченности его количества, не укладывающегося в масштабы чертежа).

образованиях, например среди палеогеновых фосфоритов Марокко, Алжира, Туниса и среди неогеновых — Флориды в США.

Ураноносные конгломераты сосредоточены в породах докембрия Южной Африки, Северной и Южной Америки.



Урансодержащие пестроцветные песчаники распространены исключительно в породах самых верхов палеозоя, особенно среди отложений мезозойского и кайнозойского возраста.

Угленосные урансодержащие комплексы пород в основном также известны в толщах мезозойских (юрских и меловых) и третичных осадков.

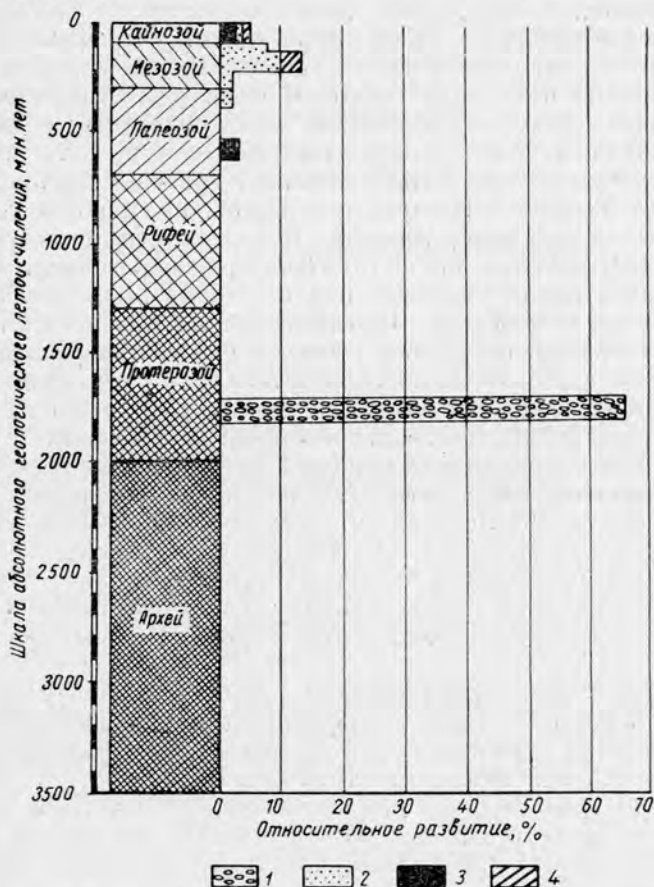


Рис. 7. Геохронологическое распределение урана в осадочных месторождениях:

1 — конгломераты; 2 — пестроцветные песчаники; 3 — черные углеродсодержащие сланцы; 4 — угли.

Используя рис. 6 и 7 для попытки охарактеризовать экзогенную ураноносность геологических эр, можно прийти к следующим заключениям. В породах архейской эры лишь изредка встречаются прослои урансодержащих битуминозных пород (кольм Швеции). В протерозойских толщах сконцентрированы крупные

запасы промышленных урановых руд среди конгломератов; формация ураноносных конгломератов Канады (Блайнд Ривер), Южной Африки (Витватерсранд) и Бразилии (Жакобина) тяготеет в нижней части протерозоя и сосредоточивает около 750 тыс. т металла; она является характерной принадлежностью протерозойской эры, придающей ей специфический металлургический колорит. Отложения рифея не содержат значительных осадочных образований урана; лишь кое-где встречаются небольшие пласты и прослои черных урансодержащих сланцев, например среди рифейских пород штата Мичиган в США и на Филиппинах. Однако такое представление о непродуктивном характере рифейской эры может существенно измениться, если встать на позицию тех геологов, которые считают урановые месторождения Катанги и Родезии в Центральной Африке не гидротермальными, а осадочно-метаморфизованными. В этом случае рифейская эра приобретает значение крупного этапа уранообразования в общем ходе концентрации урановых руд в истории формирования осадочных толщ земной коры. Палеозойская эра выделяется по грандиозному накоплению урана в черных углеродсодержащих сланцах и отчасти фосфатных породах, а также в пестроцветных песчаниках. Черные ураноносные сланцы, как уже говорилось, ассоциированы с осадками начальной стадии каледонского и герцинского циклов, а фосфатные породы и пестроцветные песчаники — с отложениями завершающей стадии преимущественно герцинского цикла. Мезозойская и кайнозойская эры отличаются разнообразием формаций осадочных урансодержащих пород, среди которых известны пестроцветные песчаники с конгломератами, сланцами, известняками и битуминозными образованиями, а также ураноносные черные сланцы, фосфориты и угли.

В течение длительной истории развития земной коры намечаются некоторые черты эволюции формирования осадочных месторождений урановых руд и осадочных урансодержащих пород. Среди них можно отметить следующее.

По ходу геологической истории изменяется удельное значение отдельных типов осадочных месторождений. На ранних ее этапах, в докембрии, монопольное положение занимают урансодержащие конгломераты. В палеозое доминирует формация урансодержащих черных сланцев. В мезокайнозое наибольшее развитие приобретает формация урансодержащих песчаников.

От древних к молодым образованиям увеличивается разнообразие экзогенных месторождений урана. В протерозое они практически представлены одним типом урановых месторождений в конгломератах. В рифее и нижнем палеозое известны ураноносные черные сланцы и фосфатные породы. В среднем и верхнем палеозое наряду с урансодержащими черными сланцами и фосфоритами возникает формация ураноносных пестрых песчаников. Наиболее разнообразны типы экзогенных месторождений урановых

руд среди отложений мезозоя и кайнозоя, представленные всеми их разновидностями.

Геологические условия образования ураноносных конгломератов протерозоя не вполне ясны. Что касается ураноносных осадочных комплексов постпротерозойского возраста, то для них отмечается достаточно отчетливая тенденция к уменьшению геосинклинальных образований и к увеличению платформенных формаций по мере перехода от древних толщ к молодым. Среди ураноносных черных сланцев, фосфоритов и песчаников палеозоя наряду с платформенными и полуплатформенными большое значение имеют геосинклинальные образования. Но среди мезозойских и особенно кайнозойских осадочных месторождений урановых руд геосинклинальных формаций фактически уже не известно.

## 2. Геохронология эндогенного рудообразования

Эндогенные месторождения урана принадлежат к трем формациям: гидротермальной, пегматитовой и скарновой.

Гидротермальные месторождения занимают среди эндогенных образований урановых руд главенствующее положение. В них сосредоточено свыше 95% запасов урана эндогенного происхождения. Гидротермальные урановые месторождения известны для всех металлогенических эпох, кроме архейской. Достоверных архейских гидротермальных месторождений урана мы не знаем. В протерозое как будто намечаются две эпохи формирования гидротермальных урановых руд. Одна из них, наиболее значительная, принадлежит раннему протерозою и особенно отчетливо представлена месторождениями Канадского щита. Другая относится к позднему протерозою и представлена месторождениями Австралии, а также, возможно, месторождениями Индии. Рифейская эпоха гидротермального уранового оруденения достаточно существенна и представлена в основном верхнерифейскими месторождениями Катанги и Родезии, если справедливо представление об их гидротермальном генезисе. В палеозое намечаются две эпохи гидротермального уранового рудообразования. Менее значительная среди них обусловлена каледонским магматизмом и металлогенией, а более существенная — герцинскими процессами магматогенного рудообразования. Особенно широко распространены месторождения второй эпохи, известные среди складчатых областей герцинского цикла, в основном на территории Европы. В мезозое известны месторождения киммерийской (ларамийской, тихоокеанской) металлогенической эпохи, приуроченные к областям соответствующей складчатости. С кайнозойской металлогенической эпохой связаны третичные гидротермальные месторождения альпийских складчатых поясов (рис. 8).

Значение этих эпох для концентрации урана в гидротермальных месторождениях не одинаково. Наиболее существенной является герцинская металлогеническая эпоха, в месторождениях

которой сосредоточено свыше  $\frac{1}{3}$  урана гидротермальных месторождений. Затем следуют примерно равновеликие эпохи нижнего протерозоя, верхнего рифея и каледонская. Менее существенны верхнепротерозойская и мезозойская эпохи. Наконец, самой незначительной является кайнозойская металлогеническая эпоха.

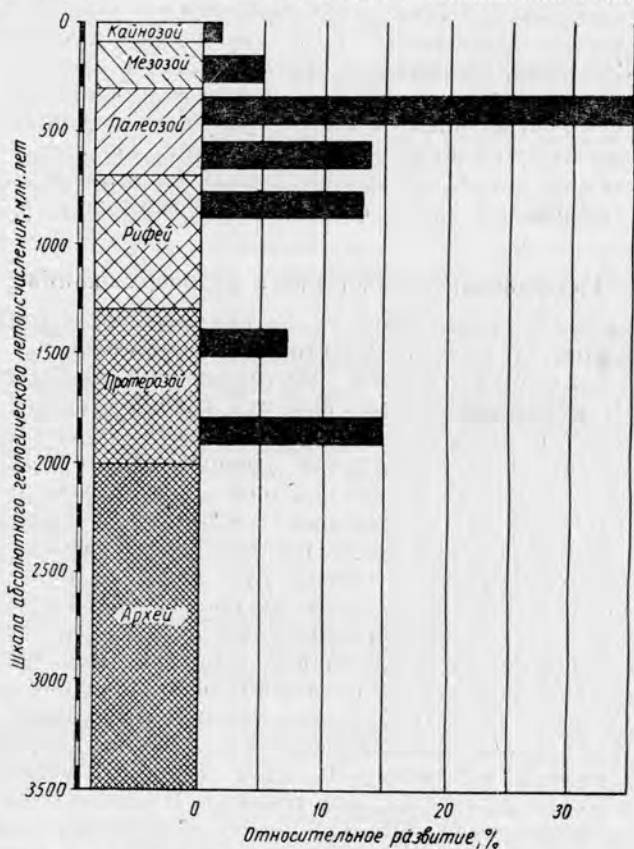


Рис. 8. Геохронологическое распределение урана в гидротермальных месторождениях.

Прослеживание количественного размаха формирования гидротермальных урановых руд от древних этапов к молодым позволяет прийти к заключению о том, что, начиная с нижнего протерозоя и кончая нижним палеозоем, во все металлогенические эпохи происходила равномерная и весьма существенная концентрация урановых руд. В верхнем палеозое она достигла максимального развития, вслед за которым, к мезозойской эпохе, произошел спад гидротермального уранового оруденения, завершившийся почти полным прекращением гидротермального уранообразования в альпийское время.

Пегматитовые месторождения со скоплениями уранинита и сложных урансодержащих окислов титана, тантала и других элементов очень широко распространены в образованиях различного возраста. Но лишь в своеобразных протерозойских пегматитах провинции Гренвиль в Канаде они имеют промышленное значение. Суммарные запасы урана в собственно пегматитовых месторождениях ограничены и не превышают 1% общих ресурсов урана магматогенного происхождения.

Ураноносные пегматиты, по-видимому, встречаются среди древнейших пород архейской эры. Они приобретают наиболее широкое развитие в протерозойских и рифейских комплексах оснований древних платформ, их щитов и в блоках древних пород постпротерозойских складчатых областей. Такие пегматиты известны на площадях всех платформ: Северо-американской, Бразильской, Африканской, Индийской, Австралийской и Китайской. Менее распространены урансодержащие пегматиты каледонских и герцинских складчатых областей. Еще реже встречаются мезозойские ураноносные пегматиты и чрезвычайную редкость представляют такого рода пегматиты альпийского возраста, известные в Италии и Швейцарии.

Скарновые месторождения урановых руд, как уже говорилось выше, очень редки. Они известны исключительно среди древних образований. К ним относятся урановые оруденения в архейских скарнах Швеции (Хаканторпе), в протерозойских скарнах Австралии (Мэри Кетлин), в верхнепалеозойских скарнах Силезии (Шмидеберг).

Таким образом, эндогенное урановое оруденение принадлежит к сквозным, проходящим через все металлогенические эпохи, начиная с нижнепротерозойской. При этом небольшая концентрация урановых руд имела место на древних этапах развития земной коры, охватывающих протерозойскую, рифейскую и палеозойскую эры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960.
2. Доклады иностранных ученых на Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955. М., Госгеолтехиздат, 1956.
3. Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Избранные доклады иностранных ученых. Т. 8 — Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959.
4. Главные типы урановых месторождений Канады. Сб. перев. под общ. ред. Н. А. Титовой. Вып. 11. М., ОНТИ ВИМС, 1959.
5. Сборник рефератов по геологии урансодержащих углей и пород с высоким содержанием органического вещества. Из зарубежных журналов. Вып. 10. М., ОНТИ ВИМС, 1959.
6. Зонтов Н. С. Сырьевая база урана в капиталистических странах. «Атомная энергия», 4, вып. 5 (1958).
7. Зонтов Н. С. Новое в геологии и экономике сырьевой базы урана капиталистических стран. «Атомная энергия», 6, вып. 6 (1959).



8. Черносивитов Ю. Л. Роль золото-ураноносных конгломератов в урановой промышленности капиталистических стран. М-во геологии и охраны недр СССР. Бюл. научно-техн. информ. № 27 (1957).
9. Мак-Келви В., Эверхарт Д. и Гаррелс Р. Происхождение урановых месторождений. В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
10. Опалев А. Ф., Антонова Л. Н. Ресурсы урана в капиталистических странах. «Разведка и охрана недр», № 3 (1959).
11. Покишевский В. Об экономике и географии атомного хозяйства капиталистических стран. «Коммунист», № 13 (1956).
12. Константинов М. М. Геология атомного минерального сырья. «Атомная энергия», 5, вып. 5 (1958).
13. Константинов М. М. Поиски урановых руд в зарубежных странах. «Разведка и охрана недр», № 4 (1955).
14. Суражский Д. Я. Генетические типы промышленных месторождений урана. «Атомная энергия», № 1 (1956).
15. Суражский Д. Я. Морфологические типы промышленных месторождений урана и методы их разведки. «Атомная энергия», 7, вып. 6 (1959).
16. Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960.
17. Котляр В. Н. О состоянии сырьевой базы урана в капиталистических странах и методике поисковых работ на уран. М., Изд-во АН СССР, 1956.
18. Roubault M. Uranium dans le monde Larousse mens. RVE, 7, 7760 (1956).
19. Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957.
20. Герасимовский В. И. Месторождения урана капиталистических стран. М., Изд-во АН СССР, 1959.
21. Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
22. Билибин Ю. А. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1958 (т. I) и 1959 (т. II).
23. Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлогенического анализа. «Сов. геология», № 43 (1955).
24. Семенов А. И. Некоторые вопросы металлогении урана. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
25. Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1956.
26. Кавака Р. Поиски урана в Португалии. В кн.: Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955. Т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958.
27. Мартинсон К. и Велин Э. Урановая минерализация в железных рудах Центральной Швеции. В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Избранные доклады иностранных ученых. Т. 8 — Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959.
28. Клеппер М. Р. и Уайнт Д. Г. Урановые провинции. В кн.: Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955. Т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958.
29. Matheson R. S., Searl R. A. Mary Kathleen uranium deposit, Mount Isa — Cloucurry district, Queensland, Australia. Econ. Geol., 51, No. 6 (1956).
30. Магакьян И. Г. Генетические типы зарубежных месторождений урана. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 84, № 3 (1955).
31. Перес Д. Современное положение и перспективы развития урановой горной промышленности Испании. В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Избранные доклады иностранных ученых. Т. 8 — Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959.
32. Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1952.

33. Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
34. Everhart D. L. Uranium-bearing vein deposits in the United States. U. S. Geol. Survey. Profess. Paper., 300, 97 (1956).
35. Джонсон Дж. Запасы ядерного сырья для атомной энергии. В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Избранные доклады иностранных ученых. Т. 8 — Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959.
36. Шатский Н. С. Фосфоритносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: Труды совещания по осадочным породам. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
37. Гиммельфарб Б. М. Закономерности тектонического размещения фосфоритных месторождений в СССР. В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
38. Орлова Е. В. Фосфоритносные бассейны зарубежных стран. В сб.: Минеральные ресурсы зарубежных стран. Вып. 19. М., Госгеолтехиздат, М., 1951.
39. Найнинггер Р. Геологическое распределение атомного сырья. В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Избранные доклады иностранных ученых. Т. 8 — Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959.
40. Батлер А. Геологическая оценка ресурсов урана в США. Там же.
41. Керр П. F. Uranium emplacement in the Colorado Plateau. Bull. Geol. Soc. America, 69, No. 9 (1958) [См. на русском языке: Керр П. Ф. Размещение урана на плато Колорадо. РЖГеол., № 9, 17835 (1960)].
42. Остеруольд. Соотношение тектонических структур докембрия и урановых месторождений в форланде Кордильер на западе США. В кн.: Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии, Женева, 1955. Т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958.
43. Lang A. H. On the distribution of Canadian uranium occurrences. Canadian Mining and Metal. Bull., 51, No. 553 (1958).
44. Robinson S. C. Mineralogy of uranium deposits, Goldfields, Saskatchewan. Can. Geol. Survey, Bull. 31, 1955.
45. Абдуллаев Х. М. Опыт классификации рудно-петрографических провинций. «Узб. геол. ж.», № 4 (1959).
46. Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР. «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 4 (1959).
47. Керр П. Месторождения урана и тория. В кн.: Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии, Женева, 1955. Т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958.
48. Свенке Э. Месторождения урана и тория в Швеции. Там же.

## О ГИПОГЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Б. В. БРОДИН

### Введение

Длительное обсуждение в отечественной литературе вопроса о происхождении зонального распределения гидротермальной минерализации [1—9 и др.] привело в настоящее время к более или менее единому выводу о том, что гипогенная зональность обусловлена последовательным, прерывистым отщеплением от магматического очага рудоносных растворов различного состава и соответствующим последовательным отложением в развивающейся системе тектонических трещин меняющихся по составу минеральных комплексов. При этом существенное значение имеет изменение геологических и физико-химических условий формирования и циркуляции гидротермальных растворов [10]. Е. А. Радкевич [11] обращает особое внимание на важность физико-химических факторов, определяющих в значительной мере многообразие зональности оруденения. Вслед за А. Е. Ферсманом [1] она подчеркивает, что температурный фактор является одним из основных в распределении месторождений относительно интрузивов. Все остальные факторы (тектонический, литологический и др.) оказывают действие на фоне широких термических ореолов, распространяющихся вокруг магматических центров. Тектонический фактор, в частности, рассматривается в качестве «регулятора» подачи и распределения меняющихся по составу растворов. П. Н. Кропоткин [12] отмечает, что гидротермальное оруденение, располагаясь вблизи контактов интрузивных массивов, отлагается в зонах резкого изменения температуры и давления (в зонах максимального значения геотермического градиента). Этому способствует развитие в контактовых частях интрузивов мощных тектонических нарушений.

Всякая зональность, как правило, возникает в результате воздействия ряда факторов в процессе сложного и длительного развития рудоносных площадей. При этом региональные закономерности распределения минерализации в рудных районах и узлах

неотделимы от местных закономерностей, в пределах отдельных месторождений и рудных тел, и должны рассматриваться совместно. Накопившийся в настоящее время фактический материал позволяет ставить вопрос о преимущественном проявлении тех или иных факторов гипогенной зональности на гидротермальных месторождениях различных генетических типов. Некоторые особенности проявления зональности оруденения отмечены, в частности, для оловянных [11, 13—15] и иных месторождений. Специфические особенности гипогенной зональности минерализации присущи и урановым гидротермальным месторождениям.

Характерными особенностями гидротермальных месторождений урановой смолки являются: небольшая глубина формирования, сравнительно низкие температуры выделения собственно настурановой ассоциации минералов, резкие изменения физико-химических условий в процессе рудоотложения. Эти особенности, подчеркнутые ранее некоторыми исследователями [16], подчеркнуты в ряде работ последних лет [17—19]. Соответствующие заключения основываются на материалах, полученных при изучении геологоструктурных особенностей рудных тел, их внутреннего строения, текстур и структур руд, парагенетических ассоциаций минералов многочисленных гидротермальных урановых месторождений. Подобные месторождения урана обнаруживают тесную пространственную связь с интрузивами гранитоидов, часто располагаясь в пределах мобильных зон, которые представлены системами мощных глубинных разломов древнего заложения, неоднократно подновлявшихся в течение длительного периода времени [20]. Отмеченные характерные черты гидротермальных урановых месторождений, естественно, должны определить особенности зонального распределения урановой минерализации.

Вопросу зональности гидротермальной урановой минерализации посвящено сравнительно немного опубликованных работ. Дьюн [21] установил четкую горизонтальную зональность многоэтапного гидротермального оруденения в Корнуэлле (Англия), располагающегося в виде последовательных зон вокруг гранитных массивов. Урановая минерализация тяготеет к медной, медно-полиметаллической, накладываясь на нее, а местами на еще более высокотемпературную оловоносную минерализацию. По существу аналогичная, но менее четкая зональность проявлена в пределах Армориканского массива и Центрального Французского плато. Урановая минерализация в этих районах проявилась совместно с вольфрамово-оловорудными жилами. Кварцево-колчеданные (местами золотосодержащие), полиметаллические жилы располагаются на периферии, к югу плато [22, 23]. Гидротермальная урановая минерализация в Испании тяготеет в основном к области развития оловяно-вольфрамового оруденения (кварцево-вольфрамито-касситеритовые жилы и грейзены), накладываясь на него [23]. В некоторых районах Передового хребта

(Колорадо, США) мезотермальные урановые месторождения располагаются в виде четкой зоны между внутренней зоной золото-пиритовых и внешней зоной серебро-свинцово-цинковых месторождений [24]. Симсом и Тукером установлено здесь несколько этапов формирования сложных золото-полиметаллических жил, выявлена аналогичная зональность в жилах по вертикали. Наступает урановый минеральный комплекс обособляется в виде прожилков, секущих раннюю минерализацию.

Таким образом, намечается некоторая закономерность в распространении гидротермальной (обычно, варисской) урановой минерализации среди зон иных минеральных комплексов. Она развивается вблизи гранитных массивов, часто накладываясь на раннюю, высокотемпературную минерализацию, как бы нарушая пространственную последовательность минеральных зон вокруг массивов изверженных пород.

Особенности зонального распространения гидротермальной урановой минерализации освещены в литературе недостаточно, что не дает возможности подойти к выяснению генетических причин ее возникновения. Так, Краус [16] считал, что зональность оруденения Яхимовского месторождения в Чехословакии является результатом преобразования единого рудоносного раствора по мере движения его от гранитного массива и изменения физико-химических условий циркуляции. Эльснер [25, 26] объясняет зональность, известную в ряде ураноносных рудных полей и месторождений Саксонских Рудных гор, постепенным остыванием гранитного массива и «перемещением его свода в глубину по наклонной линии». Изменение температуры, по его мнению, приводило к последовательному отложению минеральных ассоциаций в контракционных трещинах разных направлений и удаленных на различное расстояние от рудоносного интрузива. Приведенные общие генетические соображения о зональности недостаточны для решения практических задач.

В настоящей работе делается попытка более детально осветить особенности проявления гипогенной зональности гидротермальной урановой минерализации, увязав региональные закономерности, установленные в пределах района и рудного поля, с закономерностями для месторождений и отдельных рудных жил. Накопление подобных данных может явиться основой для создания общей теории зонального распределения гидротермальной урановой минерализации в пределах этих геологических единиц.

### **Особенности геологического строения и минерализации района**

Рудный район располагается на контакте двух геологических блоков, разделенных крупной тектонической зоной. Один из этих блоков может рассматриваться как срединный прогиб с развитием мощных толщ слабометаморфизованных сланцевых и песчано-



конгломератовых пород, а другой — как более жесткое ядро, сложенное глубоко метаморфизованными древними отложениями. Район приурочен к контакту гранитного плутона, располагающегося в пределах этой тектонической зоны. Последняя представлена рядом региональных разломов глубокого и весьма древнего (догранитного) заложения, имеющих северо-восточное, менее — северо-западное простирание и значительную амплитуду. Эти нарушения (типа расколов фундамента) часто не прослеживаются в породах верхнего структурного яруса, но четко фиксируются геофизическими методами в породах фундамента. Региональные разломы обоих направлений и сопряженные с ними более мелкие нарушения образуют структурный каркас района, которому подчинены массивы изверженных пород. Многочисленные дайки и еще более поздние гидротермальные жилы располагаются среди гранитов и вмещающих их осадочных пород, локализуясь в оперяющих трещинах различных порядков.

Описываемый район характеризуется развитием золоторудной, полиметаллической, урановой и сурьмяно-ртутной гидротермальной минерализации. Формирование гидротермальной минерализации происходило в несколько этапов<sup>1</sup>, завершая историю вадрисской магматической деятельности в районе. Этапы минерализации включают несколько стадий, разделены значительными тектоническими движениями (в начале процесса, возможно, внедрением даек изверженных пород), характеризуются территориальной обособленностью проявления. Типичная для них минерализация развивается как самостоятельно, так и накладывается на предыдущие или более ранние минеральные комплексы (при этом возникают новые, «реакционные» ассоциации минералов). В районе проявилось четыре этапа минерализации и соответственно выделяется четыре минеральных комплекса.

Наиболее ранний, кварцево-золоторудный этап характеризуется отложением небольшого количества сульфидов железа и меди, самородного золота, теллуридов золота, висмута и ртути, иногда шеелита, вольфрамита, флюорита, джемсонита, развитых в существенно кварцевых жилах. К этому же этапу относятся кварцево-доломитовые жилы, возникающие в более позднюю его стадию.

Последующий кварцево-сидерито-сульфидный или полиметаллический этап представлен кварцево-карбонатными жилами с многочисленными генерациями кварца, сидерита, анкерита, сульфидов свинца, меди, цинка, небольшим количеством барита, сульфосолей серебра, меди, свинца и других более редких минералов. В пределах этого этапа выделяются собственно кварцево-сидерито-сульфидная и более поздняя анкерито-сульфидная стадии, образующие иногда самостоятельные жилы и прожилки.

<sup>1</sup> Под этапом понимается значительный интервал времени развития гидротермальной минерализации, характеризующийся образованием определенного минерального комплекса, который представлен рядом типичных минеральных ассоциаций и незначительно изменяется в различных частях широкого региона.

Кальцито-настурановый этап характеризуется развитием многочисленных генераций кальцитов и манганокальцитов, ассоциирующихся с крайне незначительным количеством галенита и сфалерита. В начальный период этого этапа проявилась интенсивная гематитизация железосодержащих карбонатов<sup>1</sup>, местами образовался гетит. В конце этого этапа отложился настуран, ассоциирующийся с кальцитом. Формирование кальцит-настурановых жил происходило на фоне многократных тектонических движений.

Наиболее поздний этап гидротермальной минерализации представлен кальцитовыми жилами с пиритом, халькопиритом, антимонитом, киноварью, баритом и небольшим количеством других сульфидов. Вероятно, можно выделить раннюю пирит-антимонитовую и более позднюю киноварь-халькопиритовую стадии минерализации. К этому же периоду приурочено локальное образование существенно кальцитовой минерализации.

Для ранних этапов гидротермального процесса типично интенсивное проявление внутрижильного метасоматоза, активное изменение и замещение вмещающих пород. Кальцито-настурановый и отчасти полиметаллический этапы характеризуются слабым проявлением внутрижильного метасоматоза, образованием крустификационных жил с друзовыми полостями, незначительным изменением вмещающих пород. Наиболее поздняя кальцитовая минерализация развивается в жилах преимущественно метасоматическим путем. Крустификационное строение рудных жил способствует выявлению общей последовательности минералообразования и относительного времени выделения кальцито-настурановой минерализации. Установление последовательности развития процессов минералообразования является необходимой основой изучения закономерностей распространения гидротермальной минерализации.

### **ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РАЙОНЕ**

Район характеризуется сложным распространением различной гидротермальной минерализации. Вдоль гранитного плутона, охватывая его экзо- и эндоконтактные части, располагается широкая зона развития золоторудной минерализации. Эта минерализация постепенно затухает в удалении от плутона. В эндоконтакте гранитного интрузива, особенно в центральной и северо-восточной частях зоны, развиты многочисленные проявления золоторудной минерализации, представленные кварцевыми и кварцкарбонатными жилами и жильными зонами с типичным комплексом ранних минералов. В удалении от плутона развиты небольшие кварцевые жилы и прожилки с пиритом и следами золота.

<sup>1</sup> Процессы гематитизации, типичные для подобных жил, освещены в специальной работе [27].

Полиметаллическая минерализация располагается в центральной части района, в экзоконтактной и отчасти в эндоконтактной зоне гранитного плутона. В пределах более мощных и протяженных полиметаллических жил устанавливается развитие ранней, колчеданно-кварцевой (золоторудной) минерализации. Полиметаллическая минерализация в незначительном количестве отмечается во многих золоторудных жилах, располагающихся в эндоконтакте гранитного плутона. Помимо редких скоплений, характерных для этого комплекса сульфидов, сереброносная полиметаллическая минерализация фиксируется понижением «чистоты» самородного золота (вплоть до образования электрума).

Урановая минерализация приурочена преимущественно к экзоконтактовым частям гранитного плутона. Она накладывается на существование карбонатные жилы золоторудного или полиметаллического этапов. Ураноносные жилы развиты в основном в центральной части района.

Сурьмяно-ртутная минерализация развита преимущественно на периферии металлогенической зоны, в удалении от гранитов. Она представлена серией рудопроявлений и единичными мелкими месторождениями киновари, ассоциирующейся с рядом типичных для этого комплекса минералов, а также несколькими обособленными рудопроявлениями антимонита. Незначительные скопления антимонита, изредка киновари встречаются в некоторых полиметаллических и урановых жилах.

Помимо этого антимонитовая минерализация широко развита в пределах ряда золоторудных жил эндоконтактной части плутона, образуя самостоятельную подзону сурьмяно-золоторудной минерализации.

Таким образом, распространение гидротермальной минерализации в районе в общих чертах соответствует известному ряду Эммонса [28] и А. Е. Фермана [1]. Минерализация зонально в виде линейных геохимических «концентров» располагается от контакта гранитного плутона. Эта геотермическая зональность в районе значительно усложнена. Рудные зоны перекрывают друг друга, молодая минерализация местами накладывается на значительно более древнюю. Распределение оруденения можно представить в виде двух полос, распространяющихся вдоль контактов двух обособленных частей гранитного плутона, разделенных серией крупных «островов» вмещающих пород (рис. 1). Граниты и сопровождающее их гидротермальное оруденение располагаются вдоль двух грубопараллельных ветвей региональной тектонической зоны. Состав внешней и внутренней минеральных подзон (полос) аналогичен, но интенсивность и широта развития минерализации в них различна. Во внутренней подзоне она развита слабее; здесь проявилось тесное наложение гидротермальных образований различных этапов. Отмеченные глубинные разломы обусловили не только положение гранитных массивов, но и распределение гидротермальной минерализации. Положение зон различной

минерализации определяется степенью и характером проявления предшествующих ей тектонических движений.

Полиметаллическая и в особенности урановая минерализация развиты в участках наиболее интенсивного проявления тектонической деятельности. Урановорудное поле, располагающееся в центре района, приурочено к участку развития крупных северо-

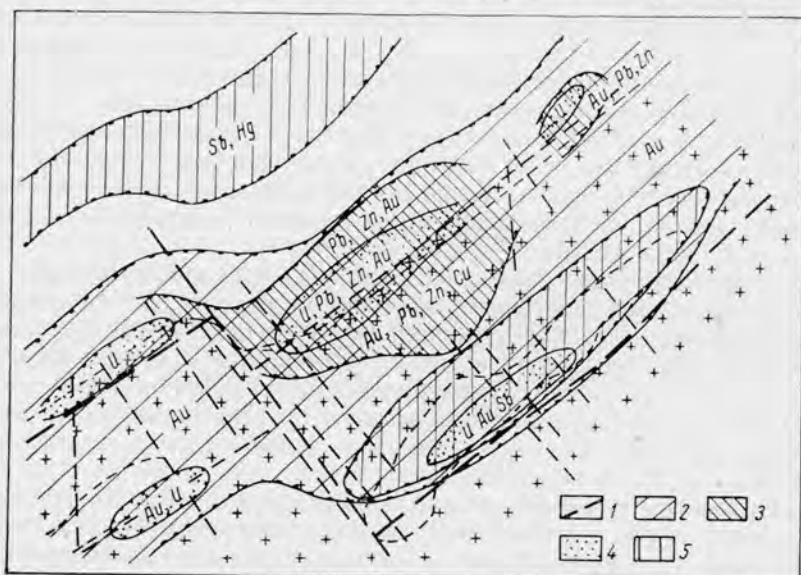


Рис. 1. Принципиальная схема зонального распространения минерализации в районе, располагающемся на контакте гранитного плутона:

1 — крупные разломы; зоны развития минерализации: 2 — золоторудной, 3 — полиметаллической, 4 — урановой, 5 — сурьмяно-ртутной.

восточных, реже — северо-западных разломов, причленяющихся к региональному нарушению, определившему положение контакта гранитного массива. В других местах урановая минерализация располагается в участках сочленения крупных северо-западных и северо-восточных разрывных нарушений. В обоих случаях эти участки характеризуются весьма интенсивным развитием трещин различных направлений. К части из них приурочены рудные жилы.

### Проявление зональности минерализации в рудном поле

Рудное поле располагается в центральной части района, в приконтактной зоне гранитного плутона (зоны Pb, Zn, Au и U, Pb, Zn, Au на рис. 1). Оно объединяет трещинные жилы, связанные с двумя обособленными разломами северо-восточного простирания (рис. 2). Юго-восточный, так называемый Главный, разлом

проходит вблизи контакта гранитного плутона. Вмещающие граниты сланцы и песчано-конгломератовые породы смяты в ряд линейных складок северо-восточного простирания. Юго-восточное крыло одной из таких складок (основная антиклиналь) срезается гранитами. К ядерной части этой антиклинали также приурочена серия рудных жил.

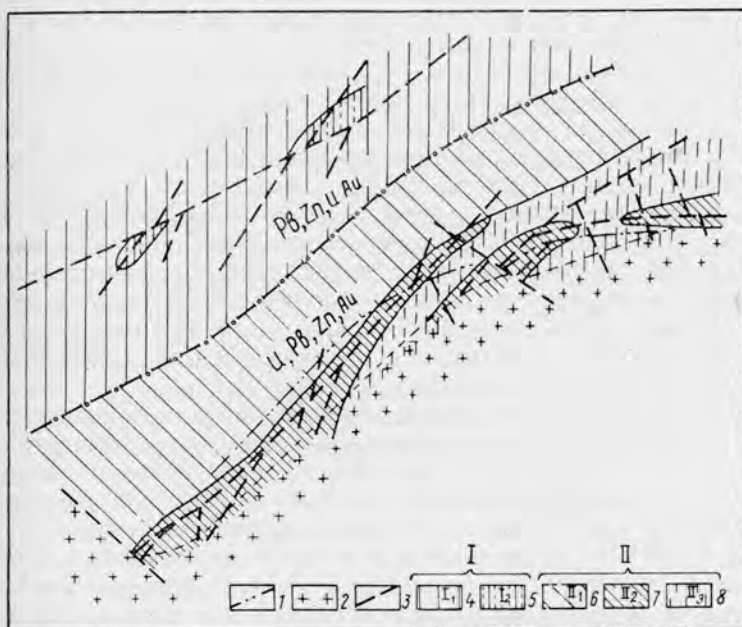


Рис. 2. Схема зональности минерализации в рудном поле:

1 — сланцы и песчаники, ось основной антиклинали; 2 — граниты; 3 — основные разломы; I — зона полиметаллической минерализации, подзоны: 4 — кварцево-сидерито-сульфидных жил, 5 — сложных (сидерито-кальцитовых) жил; II — зона карбонатно-настурановой минерализации, подзоны преимущественного развития: 6 — сульфидно-сидеритовых, сидерито-анкеритовых, 7 — сложных, 8 — кальцито-настурановых жил.

Наиболее ранняя, золоторудная минерализация развита в небольшом количестве по всему рудному полю, не образуя заметных скоплений. Поздняя сурьмяно-ртутная минерализация отмечалась в значительном количестве в единичных местах рудного поля и представляет лишь минералогический интерес.

Кварцево-сидерито-сульфидная минерализация проявляется по всему рудному полю и отчасти в гранитах. Однако основные кварцево-полиметаллические жилы приурочены к трещинам, оперяющим северо-западный разлом. По мере удаления от этого разлома состав полиметаллической минерализации постепенно изменяется. На периферии отмеченной зоны она представлена карбонатной фацией. В жилах, расположенных у контакта гранитов и в самих гранитах, наблюдается лишь сидерит, анкерит



и незначительное, как правило, количество кварца и некоторых сульфидов. Постепенное изменение состава полиметаллической минерализации происходит вне видимой зависимости от вмещающих пород, меняющихся от существенно кварцевых песчаников и конгломератов до слабо метаморфизованных глинистых сланцев и гранитов. Такая зональность отложения может быть объяснена изменением физико-химических условий рудообразования, в частности температуры, по мере движения растворов от основного рудовыводящего канала к периферии.

Кальцито-настурановая минерализация накладывается на более ранние, сидерито-анкеритовые жилы предыдущего этапа, реже развивается самостоятельно. Карбонатные ураноносные жилы располагаются в основном в приконтактной зоне гранитов. Они приурочены к системе трещин, связанных с разломами северо-восточного, отчасти северо-западного простирания, а также трещин, осложняющих сводную часть основной антиклинали. В удалении от контакта, в пределах полиметаллической зоны, встречаются лишь единичные карбонатно-настурановые жилы. Они обычно имеют иное простирание, чем полиметаллические жилы, на глубину выклиниваются или причленяются к основным кварцево-сидерито-сульфидным жилам.

Область проявления трещинообразования или приоткрывания ранее заложённых трещин, выполненных кальцито-настурановыми жилами, более узка, чем область, охваченная предыдущей кварцево-сидерито-сульфидной минерализацией. Она смещена от центра развития полиметаллического оруденения к контакту гранитов. Урановое оруденение тяготеет к участкам наиболее интенсивной трещиноватости, располагаясь между отмеченными выше северо-восточными разломами и жестким упором гранитов. В результате проявления этих структурных факторов в рудном поле возникла зональность, при которой более высокотемпературная полиметаллическая минерализация располагается в виде обособленной полосы в удалении от гранитов, а последующая кальцито-настурановая минерализация — вблизи контакта (и даже в самих гранитах).

Таким образом, в пределах рудного поля еще ощутимо проявление температурного фактора зональности; состав отдельных минеральных комплексов изменяется по мере удаления от центральной его части. Кроме того, в распределении различных минеральных зон в рудном поле существенную роль приобретает структурный фактор.

#### **Проявление зональности оруденения в пределах месторождения и отдельных жил**

В пределах зоны проявления карбонатно-настурановой минерализации можно выделить несколько подзон, характеризующихся различным составом рудных жил.

Подзона  $P_1$  (см. рис. 2) сульфидно-сидеритовых, сидерито-анкеритовых жил протягивается с юга-запада на северо-восток, охватывая жилы, локализующиеся в трещинах оперения висячего бока Главного разлома, а также жилы, расположенные от него к северо-западу. Для этой подзоны характерны маломощные жилы, сложенные, кроме сидерита и анкерита, небольшим количеством кварца, некоторых сульфидов и кальцита (обычно поздних генераций). Отмеченные жилы по простиранию и падению, как правило, безрудны. Лишь некоторые из них, располагающиеся вблизи Главного разлома, на верхних горизонтах несут урановую смолку в ассоциации с предрудными манганокальцитами и кальцитами. По падению они быстро теряют урановую минерализацию, выклиниваются или причленяются к Главному разлому.

К северо-восточному флангу подзоны количество жил заметно убывает. По мере удаления от Главного разлома к северо-западу в жилах несколько увеличивается количество кварца, по составу они приближаются к кварцево-сидерито-сульфидным жилам полиметаллического месторождения, отличаясь от них сравнительно небольшим развитием сульфидов.

Таким образом, подзона сульфидно-сидеритовых, сидерито-анкеритовых жил является переходной к зоне полиметаллических жил, характеризуется затуханием кальцито-настурановой минерализации.

Подзона  $P_2$  (см. рис. 2) сложных по составу жил характеризуется развитием дорудных кальцитов и настурана наряду с минералами кварцево-сидерито-сульфидного этапа. Эти жилы приурочены к трещинам оперения лежачего и отчасти висячего боков Главного разлома, особенно к сложной системе трещин, располагающихся между разломом и массивом гранитов. Для этой подзоны характерно закономерное распространение различной минерализации от Главного разлома.

В ряде жил, сопряженных с Главным разломом, ранняя минерализация развивается лишь вблизи этого разлома (рис. 3)<sup>1</sup>. Дорудные кальциты, нарастающие на ранних минералах, распространены шире кварцево-сидерито-сульфидной минерализации, что свидетельствует о дальнейшем приоткрывании системы рудо-локализирующих трещин. Рудный столб в плоскости жилы следует параллельно линии ее причленения к Главному разлому, располагаясь среди дорудных кальцитов в верхних, центральных частях жил.

Подобная закономерность распространения минерализации характерна и для жильных узлов. Типичным в этом отношении является жильный узел, показанный на рис. 4, а. В основных жилах этого узла, приуроченных к трещинам, оперяющим Главный

<sup>1</sup> Неминерализованный интервал у причленения к Главному разлому возникает в жилах в случае поворота в этом месте локализирующей трещины.

разлом, повсеместно проявилась минерализация кварцево-сидерито-сульфидного этапа. Помимо ранних минералов в этих жилах развиты более поздние манганокальциты и кальциты, а также местами урановая минерализация. В жилах, локализуя-

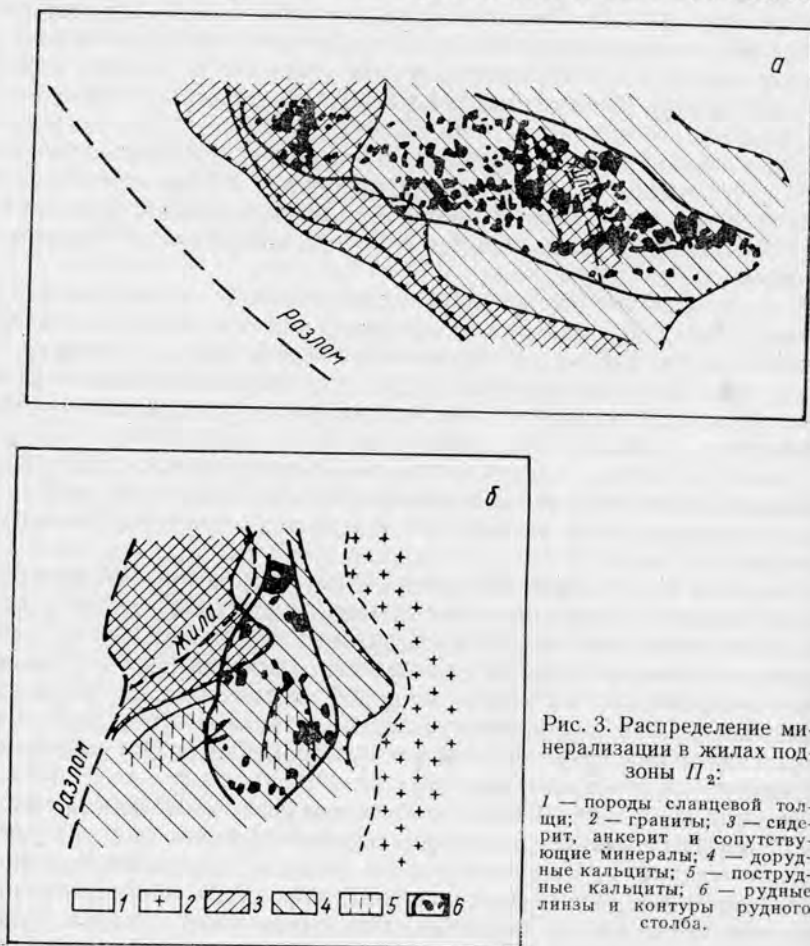


Рис. 3. Распределение минерализации в жилах подзоны  $P_2$ :

1 — породы сланцевой толщи; 2 — граниты; 3 — сидерит, анкерит и сопутствующие минералы; 4 — дорудные кальциты; 5 — порудные кальциты; 6 — рудные линзы и контуры рудного столба.

щихся в трещинах более высоких порядков, ранняя минерализация проявилась вблизи их сопряжения с основными жилами рудного узла, распространяясь на различное расстояние по падению и восстанию от линии их причленения. Кальциты дорудной стадии, нарастающие на ранних минералах, слагают основную часть этих жил. Рудные скопления тяготеют к интервалам преимущественного развития дорудных кальцитов.

В иных узлах в основных жилах, причленяющихся к Главному разлому, также отмечается широкое развитие ранней минера-

лизации (см. рис. 4, б), что свидетельствует о первоначальном приоткрывании лишь этой системы трещин. Последующее развитие трещинообразования и сопровождающей его кальцито-настурановой минерализации привело к возникновению в этих трещи-

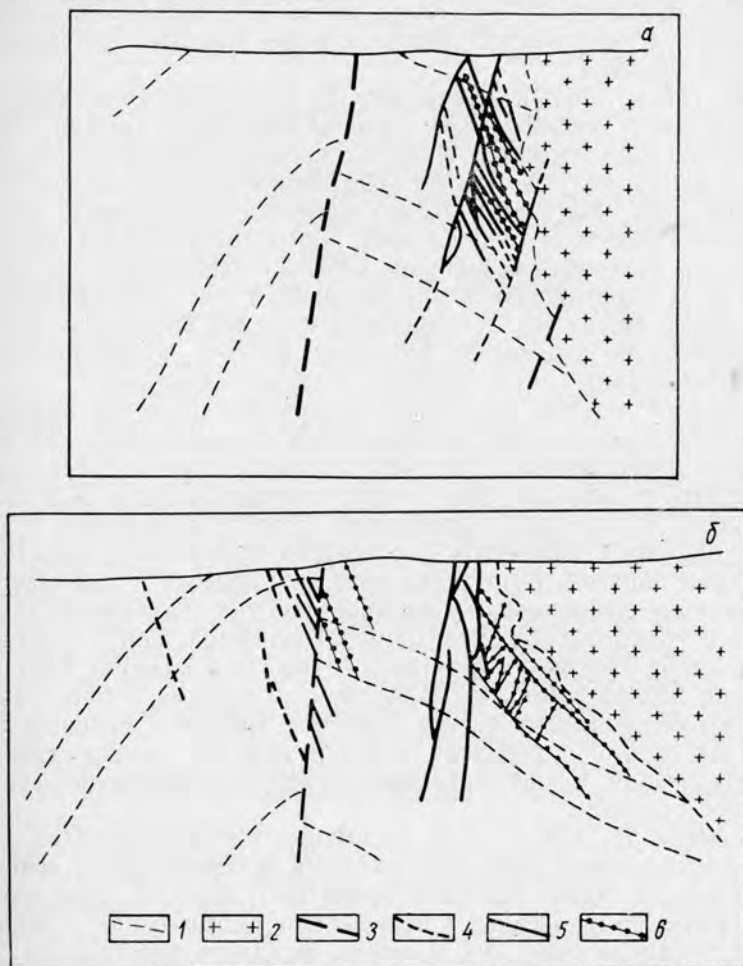


Рис. 4. Распределение минерализации в жильных узлах:  
 1 — породы сланцевой толщи; 2 — граниты; 3 — разломы; 4 — сидерито-анкеритовые жилы; 5 — сложные жилы; 6 — карцито-настурановые жилы.

нах сложных по составу жил с настураном. Система сопряженных с ними жил, не связанных с Главным разломом, сложена только дорудными и более поздними кальцитами. Эта система трещин не претерпела приоткрывания в ранний этап минерализации. Скопления настурана встречаются как в основных, так и в сопряженных с ними жилах.

На глубине основные, сложные по составу жилы подобных узлов переходят в маломощные сидерито-анкеритовые жилы с небольшим количеством преимущественно поздних кальцитов. При этом они теряют урановую минерализацию. Мощность и ураноносность кальцитовых жил сохраняется. Количество жил, локализующихся в оперяющих трещинах более высоких порядков, на глубине убывает.

Положение рудных скоплений контролируется местными структурными особенностями рудолокализирующих трещин. Линзы настурана располагаются в местах изгибов жил по простиранию или падению, на участках их сопряжения и разветвления, пересечения даек. Настуран обычно отлагается в пределах «долгоживущих» участков рудных жил, характеризующихся многочисленными крустификационными корками карбонатов, что свидетельствует о многократном приоткрывании этих участков трещин. В верхних частях жил скопления настурана систематически наблюдаются на периферии друзовых пустот, погребенных или инкрустированных кристаллами поздних кальцитов<sup>1</sup>.

Главный разлом выполнен разновозрастной тектонической «глинкой» — милонитом, подвергшимся серицитизации или более поздней гематитизации. Местами в разломе удается более четко наблюдать проявление всех стадий минерализации в виде сохранившихся от повторных дроблений прожилков сидерита и анкерита, дорудных кальцитов или поздних кальцитов с пиритом.

Таким образом, в пределах подзоны сложных по составу жил выявляется закономерное распространение различной (в том числе и урановой) минерализации от основной, контролирующей всю систему этих жил структуры — Главного разлома. Оно обусловлено последовательным развитием во времени и пространстве системы сопряженных с этим разломом трещин и боковым питанием их от этой структуры, в результате чего распространение минерализации в плоскости жил приобретает сложное, асимметричное строение.

Подзона  $P_3$  (см. рис. 2) преимущественного развития кальцито-настурановых жил располагается в осевой части основной антиклинали, вдоль контакта гранитного плутона. Она объединяет жилы, приуроченные к поперечным по отношению к складчатости трещинам северного и северо-западного простирания. Для этой подзоны характерны жилы, сложенные дорудными кальцитами и манганокальцитами многочисленных генераций и разновидностей; встречаются скопления настурана. Жилы обладают типично крустификационным строением, в верхних частях их широко развиты друзовые пустоты и почковидные агрегаты различных минералов. В гранитах мощность жил уменьшается;

<sup>1</sup> Это согласуется с известными теоретическими представлениями об отложении настурана из растворов в результате резкого падения давления углекислоты [29].



они, как правило, теряют урановую минерализацию. В пределах отдельных участков здесь развиты сложные по составу жилы (подзона  $P_2$ ; см. рис. 2).

Ранняя, сидерито-анкеритовая минерализация в поперечных жилах развита вблизи контакта с гранитами. Скопления настурана в этих жилах, как правило, развиты в удалении от контакта гранитов, располагаясь среди дорудных кальцитов. В продольных жилах, параллельных оси антиклинальной складки, ранние минералы отсутствуют даже вблизи гранитов. Рудные скопления в них, наоборот, тяготеют к близконтактным участкам. На северо-востоке этой зоны ранняя минерализация развита вблизи сочленения жил с неминерализованными близширотными нарушениями или в местах пересечения жилами тектонически нарушенного контакта сланцев с конгломератами.

По падению минеральный состав преобладающих в подзоне кальцито-настурановых жил меняется незначительно. Скопления настурана обычно приурочены к верхним частям жил, располагаясь в местах изменения их простирания или пересечения жилами контактов различных пород. Обеднение жил настураном на глубине сопровождается незначительным изменением минерального состава жильного выполнения. Обычно отмечается убыль дорудных кальцитов, сохранение анкерита и ранних марганцокальцитов. Выклиниваясь по падению, жилы переходят в трещины, выполненные милонитом с отдельными линзами наиболее позднего кальцита. Выклинивание различных генераций кальцитов происходит последовательно от флангов к центру жил.

В сложных по составу жилах этой подзоны более четко видна различная интенсивность проявления на глубину разновозрастной минерализации. В ряде жил устанавливается, что ранняя минерализация и пострудные кальциты широко развиты на верхних горизонтах и сохраняются на значительной глубине. Дорудные марганцокальциты и кальциты, а также располагающийся в пределах их развития (в плоскости жилы) рудный столб выклиниваются на глубину (рис. 5, а). В других аналогичных жилах ранняя минерализация, наоборот, быстро выклинивается на глубину. Интенсивность развития марганцокальцитов на глубину, иногда на флангах жилы, возрастает (см. рис. 5, б). Рудный столб развит в верхних частях жил, что соответствует местам максимального приоткрывания трещин в предрудную и рудную стадии минерализации.

Таким образом, преимущественно кальцитовые ураноносные жилы, локализующиеся в трещинах осевой части Основной антиклинали и расположенные в удалении от Главного разлома, характеризуются в общем случае симметричным строением (в плоскости жилы). В них часто проявлена вертикальная прямая или обратная зональность распределения минерализации. Подобное распространение различной минерализации обусловлено последовательным приоткрыванием вмещающих их трещин по падению

и простирацию, с различной интенсивностью в разные стадии формирования жил. Распределение различной минерализации во многих жилах оказывается более сложным, лишенным такой симметрии, что связано с влиянием на развитие рудовмещающих

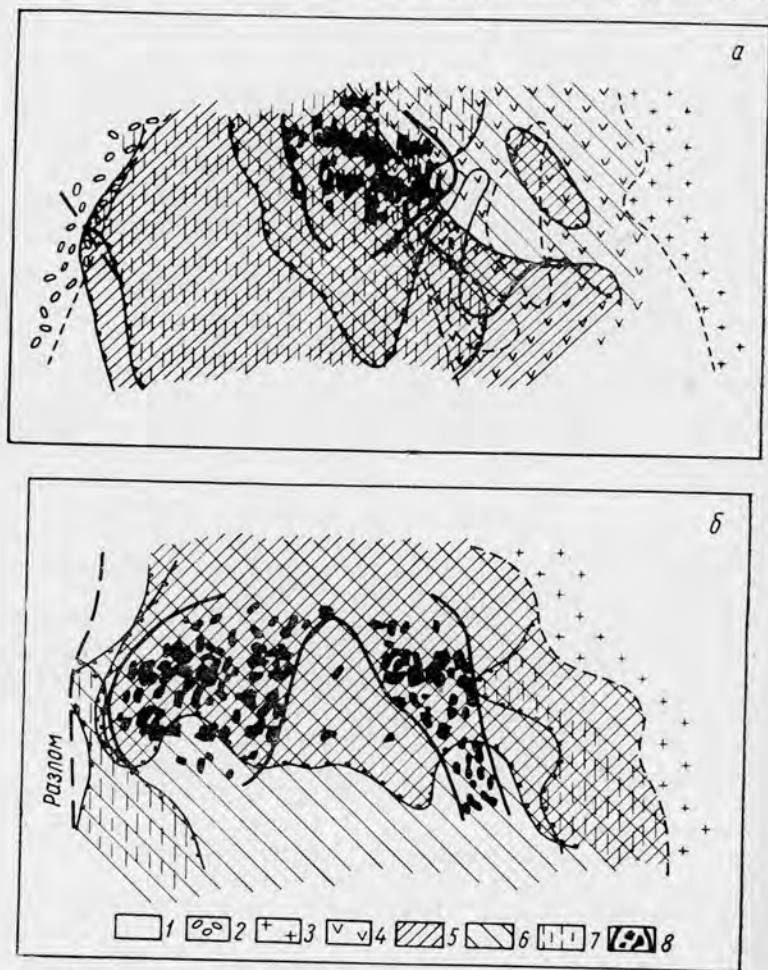


Рис. 5. Распределение минерализации в сложных жилах (подзоны  $P_3$ ):

1 — породы сланцевой толщи; 2 — песчано-конгломератовая толща; 3 — граниты; 4 — лампрофир; 5 — сидерит, анкерит и сопутствующие минералы; 6 — дорудные кальциты; 7 — пострудные кальциты; 8 — рудные линзы и контуры рудного столба.

нарушений различных местных условий (пересечение контактов пород и т. п.). Появление в ряде поперечных жил ранней минерализации вблизи контакта гранитов а также у разломов обусловлено более ранним приоткрыванием этих участков трещин.

Распространение гидротермальной минерализации в пределах всех описанных подзон и месторождения в целом зависит от особенностей развития системы трещин, локализирующих рудные жилы<sup>1</sup>. В разных подзонах развитие этих трещин и соответственно отложение в них различной минерализации теснейшим образом увязывается с главными элементами структуры месторождения — крупными северо-восточными и северо-западными нарушениями и особенно Главным разломом, основной антиклинальной складкой пород сланцевой толщи и контактом гранитного плутона.

Помимо четкой структурной зональности, на месторождении проявляется зональность минерализации, обусловленная развитием пострудных метасоматических процессов. В ряде жильных узлов и отдельных жил, связанных с северо-западным или Главным разломом и располагающихся в осевой части антиклинальной складки, развит пострудный кальцит, ассоциирующийся с небольшим количеством пирита. Поздняя, кальцитовая минерализация весьма активно метасоматически замещает более ранние карбонаты и настуран. Метасоматическое замещение настурана поздним кальцитом приводит к некоторому разубоживанию настурановых руд<sup>2</sup>.

Кальцитовая минерализация встречается на отмеченных жилах спорадически. Распределение в жилах кальцитовой минерализации в значительной мере контролируется структурными факторами. Устанавливается преимущественная «зараженность» настурановых скоплений поздним кальцитом в нижних частях жил и вблизи причленения их к крупным разломам.

Метасоматическое развитие поздней кальцитовой минерализации затушевывает и усложняет структурную зональность распределения оруденения в отдельных жилах и жильных узлах месторождения. В ряде жил это приводит к появлению метасоматической зональности в распределении различных настурановых руд.

### Заключение

Кальцит-настурановая минерализация в изученном районе образуется в течение определенного времени развития гидротермального процесса, после золоторудной (колчеданно-кварцевой) и полиметаллической (кварцево-сидерито-сульфидной) минерализации до отложения сурьяно-ртутного минерального комплекса. Кальцит-настурановый этап минерализации, проявившийся на фоне интенсивных и многократных тектонических движений, характеризуется многостадийностью процесса минералообразования.

<sup>1</sup> Литологический контроль оруденения, в отличие от иных гидротермальных урановых месторождений [30], при этом не играет существенной роли.

<sup>2</sup> На иных урановых месторождениях отмечается аналогичный пострудный кварцевый метасоматоз [31].

Поздние процессы приводят к замещению и, возможно, частичному переотложению урана.

Закономерности распространения гидротермальной, в том числе урановой, минерализации на значительных площадях (в рудных районах, отчасти в рудных полях) свидетельствуют о влиянии температурных факторов, меняющихся по удалении от центров магматогенной деятельности. Состав ранних минеральных комплексов при этом изменяется от существенно кварцевой до карбонатной фации. Геотермическая зональность в значительной мере зависит от особенностей тектонического развития района. Положение зон различной минерализации определяется степенью и характером проявления предшествующих тектонических движений. При этом урановая минерализация тяготеет к участкам наиболее интенсивного проявления тектонической деятельности. Она располагается на контакте различных геологических блоков, ограниченных зонами глубинных разломов древнего заложения и весьма длительного развития; вдоль контакта гранитных массивов, внедрившихся в ослабленные тектонические зоны; вблизи сочленения крупных тектонических нарушений (разломов). В результате возникает обратная зональность, при которой более высокотемпературная полиметаллическая минерализация располагается в удалении от гранитов, а последующее урановое оруденение — вблизи их контакта, местами накладываясь на карбонатную фацию золоторудных или полиметаллических жил (иногда на еще более ранние пневматолитовые образования).

Тектонические факторы приобретают первостепенное значение при распространении гидротермальной урановой минерализации в пределах небольших геологических единиц (рудных месторождений, жильных узлов и отдельных жил). Распределение гидротермальной минерализации, представленной крустификационными трещинными жилами со смолковым оруденением, теснейшим образом увязывается с последовательностью и особенностями развития на этих участках трещинных структур.

Кроме первичной, структурной зональности, на урановых месторождениях часто наблюдается проявление вторичной гипогенной зональности оруденения, обусловленной различным проявлением в жилах пострудных метасоматических процессов. Эти процессы могут привести к образованию зон разубоживания и выщелачивания настурановых руд, особенно в нижних частях жил и вблизи причленения их к крупным рудоконтролирующим разломам.

Отмеченные выше особенности гидротермальных месторождений урановой смолки, в частности сравнительно небольшая глубина их формирования, обычная приуроченность к системе мощных тектонических нарушений, определяют характерные черты зональности оруденения. Для этих месторождений наряду с иными факторами специфичным является весьма четкое проявление тектонических, структурных факторов рудоконтроля.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 568.
2. Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 134.
3. Дербиков И. В. О влиянии рудной тектоники на качественный состав месторождений. «Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста», вып. 1 (1937).
4. Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 1 (1949).
5. Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 1 (1949).
6. Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 80, вып. 2, 81 (1951).
7. Хрущев Н. А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 82, вып. 1, 53 (1953).
8. Вировлянский Г. М. К вопросу о первичной зональности в гидротермальных месторождениях. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 83, вып. 3, 234 (1954).
9. Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 3 (1957).
10. Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность. «Сов. геология», № 2 (1959).
11. Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. «Сов. геология», № 9 (1959).
12. Кропоткин П. Н. Концентрическая (температурная) зональность и генетическая связь оруденения с интрузиями. «Сов. геология», № 58 (1957).
13. Радкевич Е. А. Касситерито-сульфидные месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1953.
14. Бродин Б. В. Минеральный состав и закономерности распространения оруденения Курганского узла (Таласский Алатау). «Геология рудных месторождений», № 5 (1959).
15. Александров А. И. Проявление первичной зональности в жилах Сталинского оловянно-полиметаллического месторождения. В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1959, стр. 78.
16. K g a u s M. Das staatliche Uranpocherzbergbaurevier bei St. Joachimstahl in Böhmen. Wien, 1916.
17. Маккелви В. И., Эверхарт Д. Л., Гаррелс Р. М. Обзор гипотез о генезисе урановых месторождений. В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, стр. 25.
18. Кушнарев И. П., Лукин Л. И., Рыбалов Б. Л., Союшкин Е. П., Хорошилов Л. В. Общие закономерности локализации уранового оруденения и основные типы структур гидротермальных урановых месторождений. В кн.: Ядерное горючее и реакторные металлы. М., Атомиздат, 1959, стр. 85.
19. Вольфсон В. И., Кушнарев И. П., Лукин Л. И., Смороков И. В., Союшкин Е. П. Некоторые вопросы формирования гидротермальных урановых месторождений. «Геология и разведка недр», № 9 (1961).
20. Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960, стр. 13.
21. D e w e y H. The mineral Zones of Cornwall Proceedings of the geolog. Assoc 2. Vol. XXXVI, part 2, London, 1925.
22. S a r c i a I. A., C a r r o t H., P o n g h o u A., S a n s e l m a H. Geologie des uranifères et filoniens en France. Commissariat a l'Énergie Atomique France, 1958.
23. Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960, стр. 235.



24. Хейнрих Э. У. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., Изд-во иностр. лит., 1962, стр. 271.
  25. Oelsner O. W. Die Abhängigkeit der Paragenesen erzbergische Lagerstätten bezirke vom Intrusionsalter der zugehörigen Granite. Freiburger Forschungsh. С., 8, 3, 24 (1952).
  26. Oelsner O. W. Die erzbergischen Granite, ihre Vererzung und die Stellung der Bi-Co-Ni-Formation innerhalb dieser Vererzung. Geologie Jahrb., 7, H. 3—6,682 (1958).
  27. Дымков Ю. М., Бродин Б. В. К вопросу о покраснении минералов в ураноносных жилах. «Атомная энергия», 10, вып. 1, 35 (1960).
  28. E m t s o n s W. H. Hypogene zoning in metalliferous lodes. Rep. of the XVI sess. Int. Geol. Congr., vol. 1, 1936.
  29. Наумов Г. Б. К вопросу о карбонатной форме переноса урана в гидротермальных растворах. «Геохимия», № 1 (1959).
  30. Пелымский Г. А. О влиянии вмещающих пород на процессы рудоотложения в гидротермальных месторождениях урана. «Геология рудных месторождений», № 6 (1959).
  31. Дымков Ю. М. Урановая минерализация Рудных гор. М., Атомиздат, 1960, стр. 49.
-

## О МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ОДНОГО ИЗ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Р. В. ГЕЦЕВА, А. А. ДЕРЯГИН

### Краткие сведения о геологии и рудоносности

Урановое оруденение осадочнометаморфогенного типа (главным образом рудопроявления и аномалии)<sup>1</sup> пользуется в районе региональным распространением. В отличие от типичных гидротермальных образований, известных в той же рудной провинции, оно подчиняется определенному литолого-стратиграфическому контролю и не обнаруживает пространственной связи с какими-либо магматическими комплексами. В стратиграфическом разрезе изучавшегося рудного поля оно прослеживается от верхов ордовика до низов девона, благодаря чему залегающие согласно без видимого стратиграфического перерыва породы этого возраста (включая межпластовые залежи диабазов) рассматриваются как члены единой продуктивной толщи.<sup>2</sup>

По литолого-стратиграфическому принципу в продуктивной толще выделяются (снизу вверх) пять горизонтов (рис. 1). В ходе геологического развития региона продуктивные отложения были интенсивно дислоцированы и метаморфизованы главным образом в связи с варисским тектогенезом, двухфазовое проявление которого отчетливо фиксируется в районе перестройкой структурного плана деформации.

Формирование основных геоструктурных элементов региона — крупных антиклинальных поднятий и осложняющих их складок более высоких порядков северо-восточного простирания, по видимому, началось в нижнем девоне и завершилось к началу нижней перми. В верхнепермское время произошла перестройка

<sup>1</sup> Существует также гипотеза гидротермального происхождения оруденения.

<sup>2</sup> В подавляющем большинстве других однотипных рудопроявлений района оруденение локализуется главным образом в кровле толщи ордовика на контакте с черными сланцами силура.

структурного плана: началось формирование складок северо-западного простираия, накладывающихся на северо-восточные. При этом широкое развитие (особенно в черных сланцах) получила дисгармоничная складчатость, сопровождавшаяся отжиманием пластичных пород с крыльев в замки складок, формированием складок волочения и т. д. Складкообразование, особенно на заключительных этапах, сопровождалось многочисленными разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального простираия. Две последние системы развиты слабо. Согласно исследованиям Б. Л. Рыбалова, наиболее ранние разрывные нарушения, сопряженные со складчатостью, имеют северо-восточное простираие и представлены в основном надвигами, межформационными (в частности, между ордовиком и силуром) и послонными срывами с системой оперяющих их трещин. Наиболее крупными из этих дизъюнктивных нарушений неоднократно подновлялись. Нарушения главным образом сбросового типа северо-западного, меридионального и северо-восточного простираия, представленные зонами брекчирования и милонитизации, Б. Л. Рыбалов относит к поздним этапам варисского тектогенеза. Повторные движения в них проявились лишь в поддрабливании брекчий и залечивании трещин кварцевыми прожилками. Относительно редкие и мелкие нарушения субширотного простираия (также преимущественно сбросы) являются, видимо, разновозрастными как по заложению, так и по развитию. Типичные сбросы большой протяженности субмеридионального простираия секут и смещают северо-восточные надвиги и сбросы; взаимоотношения их с северо-западными нарушениями не ясны.

Нарушения минерализованы весьма слабо и обычно на участках небольшой протяженности. Часто встречающиеся притертые нарушения совершенно не минерализованы. Более других минерализованы нарушения северо-западного простираия. В них чаще, чем в остальных, наряду с милонитовым появляется кварцкарбонатный цемент; отмечаются явления уранового метасоматоза; развиваются самые молодые жилки альпийского типа, секущие брекчию и залечивающие трещины в породах. В северо-восточных нарушениях отмечается преимущественное развитие более ранней синтетектонической гематитовой и карбонатно-кварцевой минерализации.

Альпийский орогенез, проявившийся главным образом в подновлении ранее заложженных крупных тектонических разрывов, обусловил возникновение глыбовых структур, характеризующих современный тектонический план региона.

Магматическая деятельность в районе месторождения проявлена слабо и связана главным образом с варисским магматическим циклом. Ранневарисский магматизм выразился в излияниях и внедрениях (силлы) диабазов, возраст которых определяется как верхнедевонский. Поздневарисская эпоха ознаменовалась

Система.- Литологич. серия, гориз.	Литоло- гическая колонка	Углерод орг.	Уран	Молибден	Ванадий	Никель	Кобальт
		0,70 0,75 0,50 0,75 1,00 1,50 2,50 5,00 10,00 20,00 0,00010 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,010 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1	0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,010 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1	0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,010 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1	0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1 0,00025 0,00075 0,001 0,0025 0,005 0,01 0,015 0,025 0,05 0,075 0,1		
Силурийская (S)	II	[Lithological column with wavy patterns]					
		[Lithological column with wavy patterns]					
Силурийская (S)	III	[Lithological column with grid patterns]					
		[Lithological column with grid patterns]					
Силурийская (S)	IV	[Lithological column with horizontal line patterns]					
		[Lithological column with horizontal line patterns]					
Девонская (D)	V	[Lithological column with brick patterns]					
		[Lithological column with brick patterns]					

Э л е м е н т ы

и	Никель	Кобальт	Медь	бериллий	Стронций	Серебро	Свинец	барий	Хром	Титан
0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005
0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0
20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0
50.0	50.0	50.0	50.0	50.0	50.0	50.0	50.0	50.0	50.0	50.0
100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
200.0	200.0	200.0	200.0	200.0	200.0	200.0	200.0	200.0	200.0	200.0
500.0	500.0	500.0	500.0	500.0	500.0	500.0	500.0	500.0	500.0	500.0
1000.0	1000.0	1000.0	1000.0	1000.0	1000.0	1000.0	1000.0	1000.0	1000.0	1000.0
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?

?

?





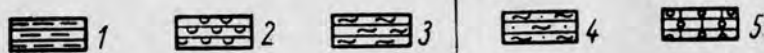
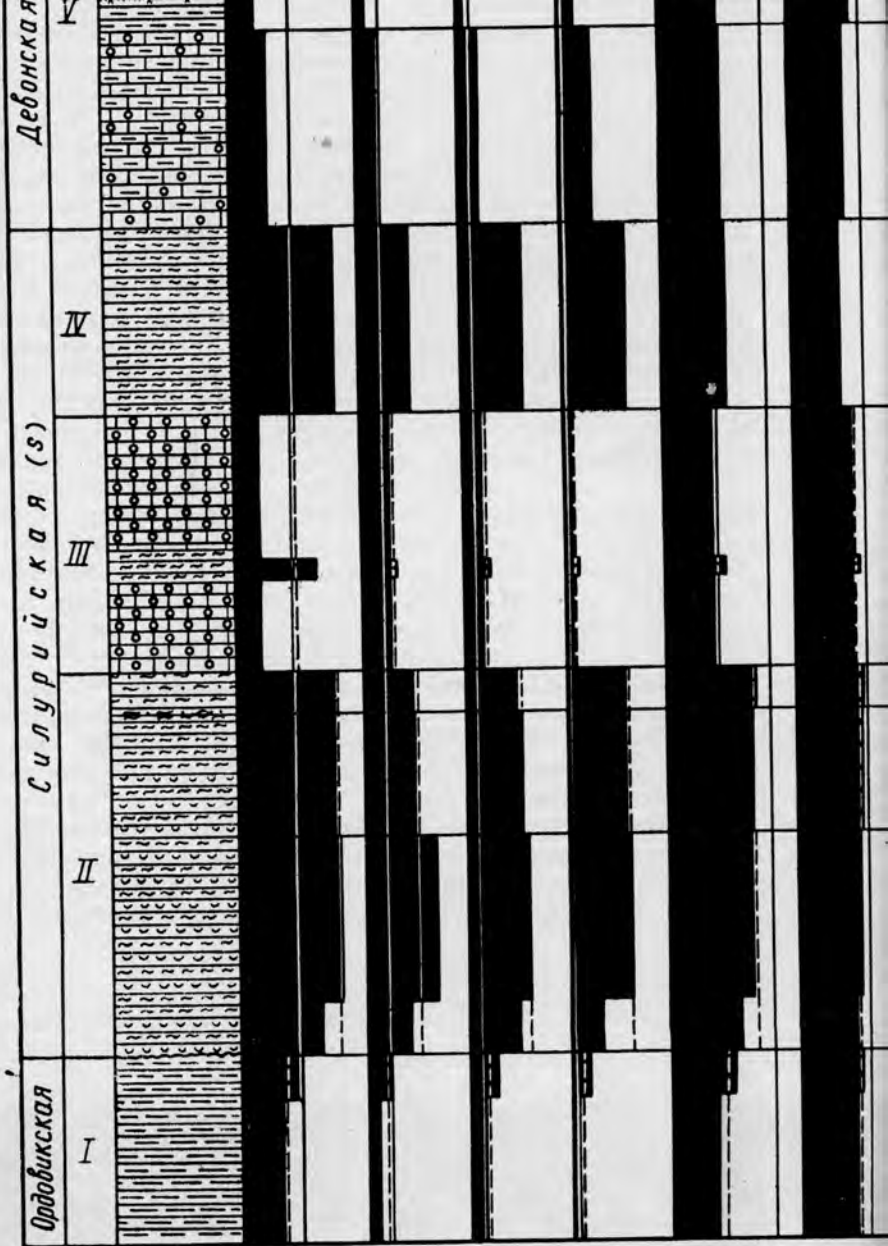
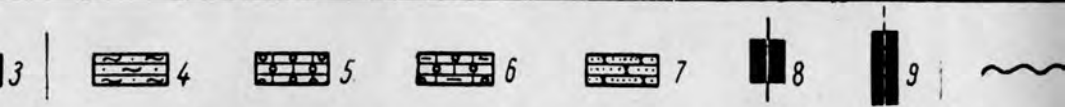


Рис. 1. Среднее содержание или «естественный геохимический фон» малых элементов  
 1 — слюдяно-глинистые сланцы; 2 — углисто-кремнистые сланцы; 3 — углисто-глинистые  
 6 — тентакулитовые известняки с известково-глинистыми сланцами; 7 — алевролиты; 8  
 4 — известково-глинистые сланцы; 5 — алевриты; 9 — известняки с алевритовым  
 10 — контакт преимущественно сорванных; 11 — известняки с алевритовым



1 — «фоновый геохимический фон» малых элементов в породах продуктивной толщи (по данным опробования 12 проб); 2 — кремнистые сланцы; 3 — углисто-глинистые сланцы; 4 — известково-глинистые сланцы; 5 — доломитизированные глинистые сланцами; 6 — алевриты; 7 — алевриты; 8 — кларк для осадочных пород по А. П. Виноградову [1]; 9 — контакт преимущественно сорванный; 10 — в большинстве проб «н. о.» (содержание ниже чувствительности метода).



СКО ПОСЛЕД. ПОС.  
СРЕДН. ПОС.  
ПОС. ПОСЛЕД. ПОС.

7



8



9



10

? 11

дах продуктивной толщи (по данным опробования 12 безрудных скважин — 269 проб):

4 — известково-глинистые сланцы; 5 — доломитизированные известняки, доломиты, известняки; для осадочных пород по А. П. Виноградову [1]; 9 — среднее содержание для стратиграфического проб «н. о.» (содержание ниже чувствительности определения).

внедрением мелких интрузивных тел гранитоидного состава и серией жильных пород (главным образом лампрофиры), а также изливаниями локального характера лав кварцевых порфиров, порфиритов и мелафиров. Проявлений альпийского магматизма не отмечено. В пределах участков с урановым оруденением рассматриваемого типа магматические образования представлены покровами и силлами диабазов, широко развитыми в продуктивной толще, и единичными дайками лампрофиров и порфиритов.

Урановые руды, как отмечалось выше, в разрезе продуктивной толщи занимают стратифицированное положение. Выделенным на колонке пяти литолого-стратиграфическим горизонтам (см. рис. 1) отвечают пять типов урановых руд, из которых основное значение имеют руды трех нижних горизонтов: соответственно рудные сланцы ордовика, рудные черные сланцы силура и карбонатные руды силура. Кроме того, в ряде случаев оруденелыми являются верхнедевонские диабазы, приуроченные к нижнему горизонту черных сланцев. Единичные прожилки настурана, возможно регенерированного, зафиксированы в дайке лампрофира.

Обычно рудные тела в сланцах ордовика, равно как и в диабазах, залегают в участках, где контактирующие с ними черные сланцы безрудны, и, наоборот, там, где оруденение развито в черных сланцах, подстилающие их слюдисто-глинистые сланцы ордовика, как правило, не рудоносны. В сланцах ордовика оруденение прослеживается в узкой (10—20 м) полосе кровли и в большей части контролируется участками сорванного полого залегающего контакта с черными сланцами силура. В нижнем горизонте черных сланцев уран концентрируется преимущественно в трещиноватых углисто-кремнистых сланцах. Относительно мощные пачки углисто-глинистых сланцев, тяготеющие к верхним частям разреза, как правило, безрудны. Литологический контроль в карбонатном горизонте силура выражен локализацией оруденения в собственно карбонатных породах; в прослоях известково- и углисто-глинистых сланцев оно отсутствует.

Основная часть руд характеризуется низким содержанием урана и образует пластобразные рудные залежи сложной формы. По химико-минералогическому составу руды практически не отличаются от пород соответствующего продуктивного горизонта. Урановое оруденение в них большей частью минералогически не выражено. Размеры выделений дисперсно рассеянных окислов урана находятся, как правило, за пределами разрешающей способности микроскопа. Оруденение контролируется мельчайшими трещинками, текстурными особенностями породы, катаклазированными глинисто-пиритовыми конкрециями и метакристаллами пирита. Около последних иногда образуются метасоматические каемки визуально различаемого настурана. Другие малые элементы, содержащиеся в рудах в относительно повышенных количествах (см. ниже), как и уран, в минеральной форме встречаются лишь спорадически (рассеянные зерна сульфидов).



Более богатые (штуфные) руды в небольшом количестве отмечаются в пределах пластообразных рудных тел. Они контролируются тектоническими нарушениями, главным образом поздневарисскими северо-западного простирания, и иногда секут и смещают пластообразные тела и стратиграфические контакты продуктивных горизонтов. В соответствии с морфологией нарушений

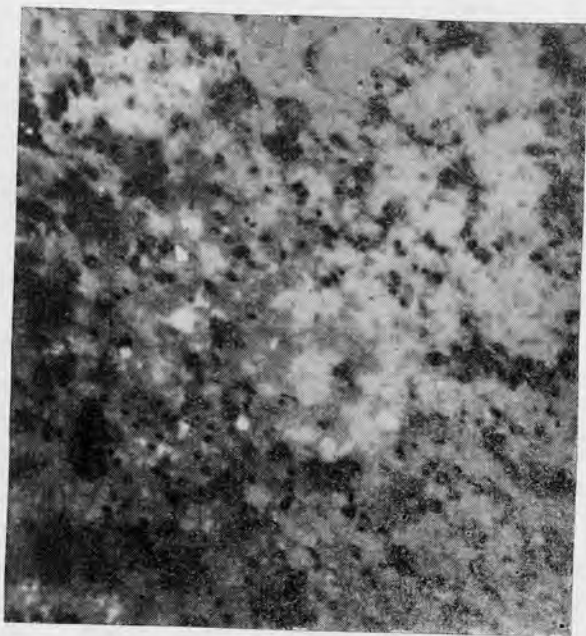


Рис. 2. Настуран (светло-серый) метасоматически замещает углисто-кремнистый сланец (преимущественно органическое вещество). Темно-серое—ткань сланца, белое — пирит, черное — пустоты; аншлиф.  $\times 450$ .

и оперяющих их трещин тела, сложенные штуфными рудами, имеют сложные очертания и небольшие размеры. Уран в них в форме настурана метасоматически развивается вдоль сети тонких неминерализованных трещин, по милонитовому цементу и обломкам пород тектонических брекчий, избирательно замещая органическую, слюдисто-глинистую или карбонатную составляющую. Органическое вещество пород непосредственно около метасоматических выделений настурана заметно окислено, что определяет появление тонких каемок и ореолов осветления, повторяющих во всех деталях форму рудных скоплений (рис. 2—5). Как отмечалось ранее [2], по фронту осветления в порообразующем органическом веществе фиксируются регенерированные гуминовые кислоты и растворимые битумы. При сильно околорудном

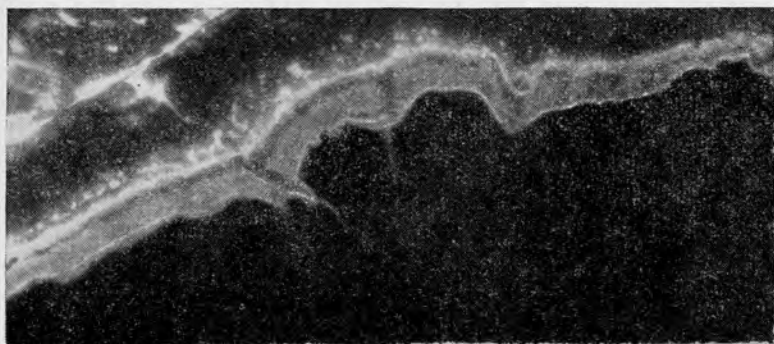


Рис. 3. Развитие настурана по фронту окисления органики в рудном сланце. Радиография штуфа, экспозиция 5 суток.

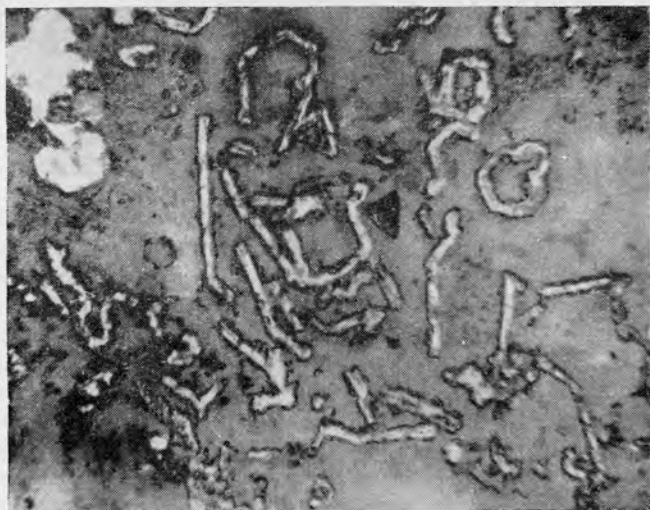


Рис. 4. Интерстиционная структура замещения настураном (светло-серые рельефные каемки) породообразующего доломита (серый фон). Белые зерна — марказит; аншлиф.  $\times 200$ .

изменении продукты окисления органики выносятся почти полностью с увеличением на 20—30% пористости породы. В парагенезисе с настураном нередко отмечаются микроскопические и иногда наблюдаемые невооруженным глазом выделения сульфидов и арсенидов железа, меди, никеля, свинца, цинка. Настурановые руды, контролируемые тектоническими нарушениями,

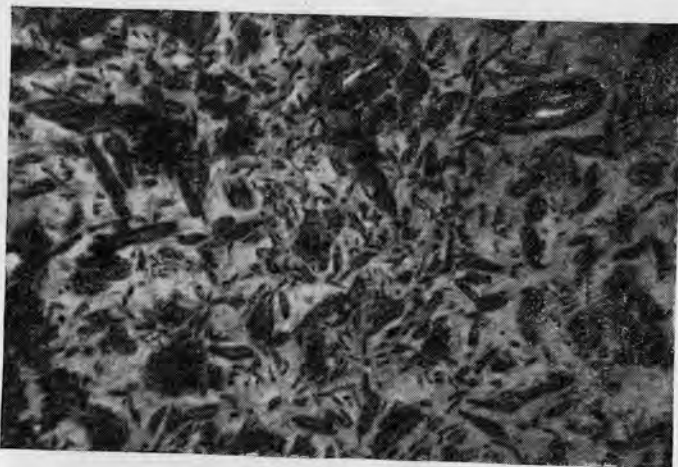


Рис. 5. Настуран (светло-серый) избирательно замещает слюдино-глинистую массу сланца ордовика, не затрагивая зерна терригенного кварца и наиболее крупные листочки серицита (темно-серые); аншлиф.  $\times 500$ .

являются более поздними, чем пластообразные рудные тела. Формирование их сопровождалось частичной регенерацией дисперсно рассеянных в них окислов урана и сильным усложнением первоначальной формы рудного тела.

Тонкодисперсный характер урановой минерализации и высокая водопроницаемость пород продуктивной толщи, связанная с их тектонической нарушенностью, способствовали развитию на месторождении процессов гипергенеза. Эти процессы обусловили широкое распространение урановых слюдок в зоне окисления и глубокую проработку зоны цементации с остаточными и регенерированными урановыми чернями.

### **Явления метаморфизма пород продуктивной толщи**

Как уже говорилось выше, с варисским тектогенезом связан региональный метаморфизм продуктивных отложений.

Не касаясь диагенетических и эпигенетических преобразований, отметим, что ранние метаморфические изменения пород продуктивной толщи под влиянием односторонней нагрузки по-

род (1000—1500 м) в стадию прогибания геосинклинали были, по всей вероятности, незначительными. Сравнительное петрографическое изучение пород показывает неравномерность их метаморфизма в пределах региона при одном и том же качественном составе продуктов метаморфизма. При этом, как отмечалось ранее [2], установлено, что интенсивность метаморфического преобразования породы как по степени кристаллической зрелости ее основной ткани, так и по относительному количеству более поздних минеральных новообразований, в общем симбатна степени ее тектонической проработки и не зависит от пространственного положения (распределения на площади региона) интрузивных тел. В структурах, где породы наиболее сильно смяты, метаморфическая дифференциация вещества проявлена наиболее сильно, вплоть до элементов вторичного расслаивания породы (микроросчатость). Наряду с этим формирование разрывных нарушений обусловило локальное, более интенсивное преобразование вмещающих пород в связи с проявлением более поздних метаморфических процессов — графитизации, явлений рудного метасоматоза, прожилковой минерализации. В менее мобильных участках степень метаморфизма пород заметно слабее.

Метаморфизм продуктивных отложений выразился в частичной более или менее интенсивной раскристаллизации и перегруппировке породообразующих компонентов, явлениях регенерации обломочно-терригенных зерен, возникновении кристаллизационной сланцеватости и бластических форм, развитии характерных метаморфогенных новообразований — метакристаллов с «теньями давления», стресс-минералов, различных разновозрастных жилок (см. ниже), а также карбонизации и полимеризации рассеянного органического вещества. Последнее по степени метаморфизма (высокая степень карбонизации, отсутствие растворимых битумов и гуминовых кислот и т. д.) относится к ряду антраколита. Размеры новообразованных минеральных зерен основной ткани пород измеряются тысячными — сотыми долями, а размеры метакристаллов, как правило, — десятими долями миллиметра.

В разрезе продуктивной толщи (см. рис. 1) различные литологические разности пород в одной и той же тектонической обстановке метаморфизованы не в одинаковой мере. Наибольшему преобразованию подверглись бедные органическим веществом сланцы ордовика и нижнего девона. Широкое развитие серицита и отчетливо проявленная кристаллизационная сланцеватость сближают их с филитовидными сланцами.

Преобразование черных сланцев силура<sup>1</sup> выразилось в возникновении (особенно в углисто-кремнистых сланцах) более или менее заметного количества микрогранобластических агрегатов

<sup>1</sup> При изготовлении шлифов из черных сланцев для снятия органического пигмента широко применялось предварительное прокаливание пород до 550—600° С.

кварца и микролепидобластовых цепочек серицита, в частичном обособлении рассеянного органического вещества и иногда в отслаивании рассеянного пирита и кварца. Углисто-глинистые сланцы преобразованы в целом слабее кремнистых. Отсутствие в них в ряде случаев проявлений метаморфической дифференциации вещества подчеркивается равномерным распределением в породе органического вещества и относительно слабым развитием серицита. Из более поздних продуктов метаморфизма для углисто-глинистых сланцев весьма типичны пленки графита, для углисто-кремнистых — прожилки кварца и антраксолита.

Наиболее слабо преобразованы карбонатные породы. На фоне возникшей при их перекристаллизации мостовидной структуры карбоната часто наблюдается первоначальная пелитоморфная структура, узловатая текстура и неперерожденные сутурно-стилолитовые швы. Перекристаллизация сопровождалась обособлением пелитовой и органической составляющих пород в интерстициях зерен карбоната. Метаморфные новообразования карбонатных пород представлены серицитом, порфиробластами доломита, метакристаллами пирита и карбонатными прожилками.

В целом состав продуктов метаморфизма пород продуктивной толщи, отвечающий устойчивой для всего региона равновесной ассоциации (кварц-серицит-карбонат-пирит-антраксолит), позволяет относить метаморфизм пород к низкой ступени развития регионального динамотермального метаморфизма — его низко-температурной карбонатно-серицитовой субфации (фация зеленых сланцев).

### Основные черты минералогии продуктивной толщи

В составе продуктивных отложений выделяется большое количество минеральных новообразований, связанных с различными процессами формирования толщи, начиная от позднего диагенеза и кончая современным отложением минералов в депрессионных воронках. В подавляющем большинстве, исключая жильные и некоторые другие формы, они относятся к числу дисперсных образований, иногда находящихся на грани разрешающей способности микроскопа. По характеру выделения, морфологическим особенностям и возрастным взаимоотношениям минеральные новообразования можно разбить на 13 минеральных комплексов и с различной степенью достоверности наметить общую последовательность выделения минералов, увязав их образование с теми или иными геологическими процессами<sup>1</sup> (рис. 6).

Комплексы близко одновременные и в какой-то части синхронные (в частности, комплексы 3—5) разграничены на схеме пунктирной линией.

<sup>1</sup> Продукты перекристаллизации осадка (серицит, гранобластический кварц и др.), составляющие вместе с терригенными и аутигенными минералами основную ткань пород, не рассматриваются.



1-й комплекс представляет типично позднедиагенные формы — мелкие стяжения и конкреции пирита, антраксолита, редко фосфорита (коллофан с органическим веществом) и вивианита. Внешние зоны конкреций часто перекристаллизованы, катаклазированы и залечены кварцем.

2-й комплекс включает метакристаллы и рассеянные зерна сульфидов. Из них метакристаллы пирита (пентагон-додокаэдры, достигающие до куба) широко распространены во всех продуктивных породах, где они нередко изгибают слои или секут направление кристаллизационной сланцеватости породы. Метакристаллы (бравонт), рассеянные зерна и сростки других сульфидов (халькопирит, сфалерит, галенит, марказит) развиты главным образом в бедных рудах. Кроме того, отмечаются метакристаллы (порфиروبласты) доломита, приуроченные к доломитизированным известнякам.

3-й комплекс — растянутые по сланцеватости дворики волокнистого кварца (редко карбонатов, серицита, пирофиллита, хлорита), обрастающие метакристаллы. Эти образования известны в литературе как «дворики растяжения», «хвосты метаморфических минералов» [3], «теневые дворики» или «тени давления» от динамометаморфизма [4].

4-й комплекс — графит и пирофиллит — строго приурочиваются к различным по масштабу, направлению и генезису плоскостям скольжения в черных сланцах. Нами они трактуются как стресс-минералы. Появление их связано с преобразованием вещества пород при местном резком повышении температуры за счет теплоты трения. Стресс-минералы в какой-то части перекрываются во времени с бластезом (метакристаллы, дворики), и в то же время образование их предшествовало формированию ранних прожилков и жилков (5-й и 6-й комплексы), поскольку прожилки кварца пересекают графит.

5-й и 6-й комплексы объединяют минералы, образующие группы ранних, несомненно разновозрастных, но близкосоодновременных жилков и микропрожилков, состав которых определяется составом вмещающих пород. Вместе с породами они деформированы, неоднократно дроблены и брекчированы. 5-й комплекс охватывает послойные или сутурного типа мономинеральные жилки пирита, антраксолита, поперечно-волокнистого кварца и кальцита. Они пересекаются в ряде случаев с незначительным смещением, системами послойных и несколько более поздних диагональных кварцевых жилков (иногда с пиритом) 6-го комплекса. Те и другие секутся пиритовыми и еще более поздними кварцевыми жилками (часто содержащими в черных сланцах антраксолит, графит, пирит и пирофиллит) и снова — кварцевыми. Появление в составе жилков антраксолита и графита связано с отделением и конденсацией в водной среде при метаморфической дифференциации летучих составляющих рассеянного органического вещества черных сланцев [5].

7-й комплекс охватывает серию более молодых, пространственно разобщенных жилок и жил: а) кварцевых (иногда с пиритом и сфалеритом), цементирующих в брекчиях обломки черных сланцев с прожилками ранних кварцев и в свою очередь цементирующихся рудным милонитом; б) гематито-кварцевых с доломитом и сульфидами, широко развитых в сланцах ордовика; в) кварц-доломитовых и доломитовых — в карбонатном горизонте силура. В отличие от более ранних запаянных жилок, в жилах данного комплекса иногда различаются мелкие друзовые полости с диккитом. Жильные минералы (кроме диккита) катаклазированы и деформированы.

Минеральные новообразования 8-го комплекса — кварц, карбонат, иногда антраксолит и хлорит — развиваются в цементе брекчий, кластический материал которых содержит обломки всех ранних жил и брекчий.

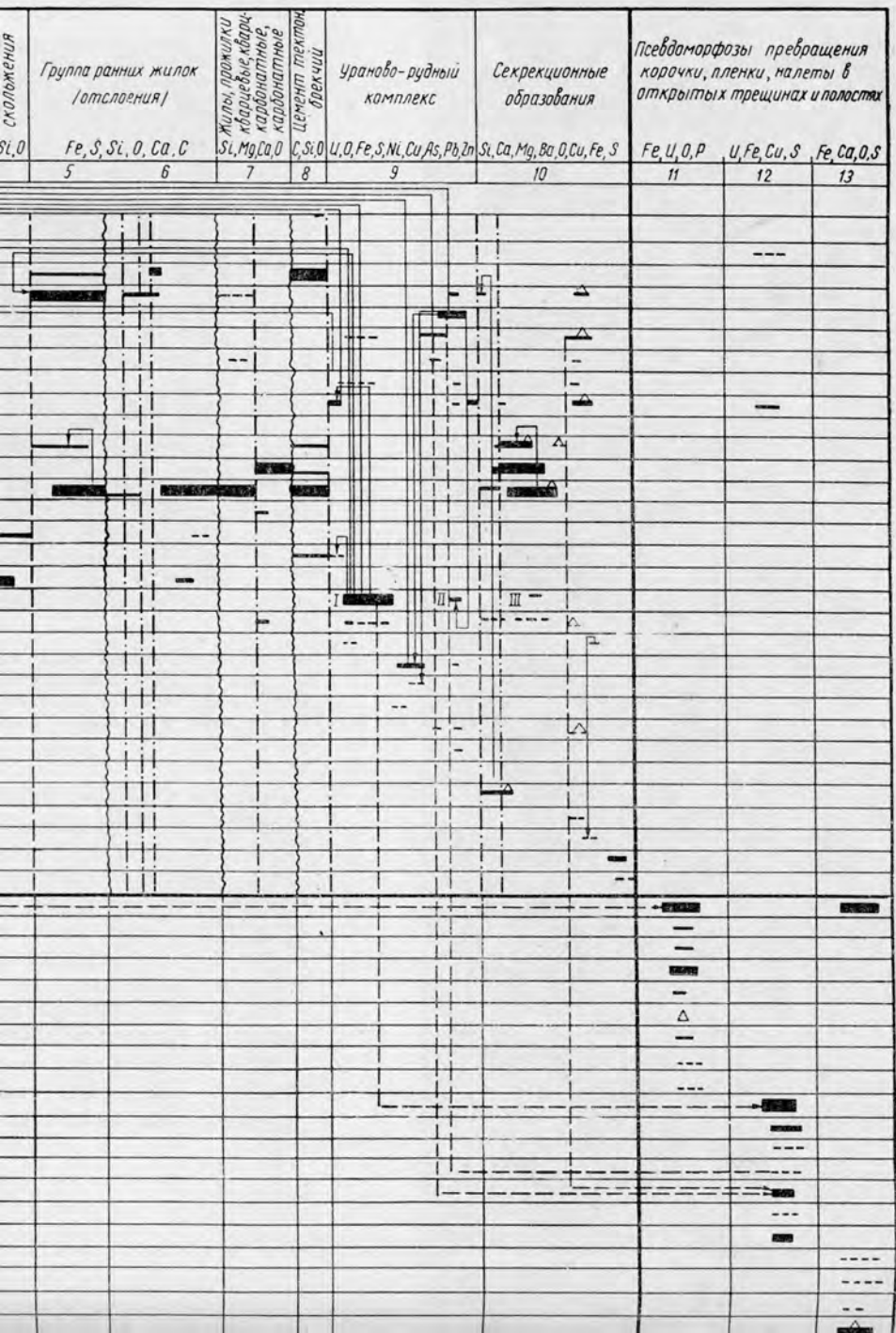
9-й ураново-рудный комплекс представлен настураном в парагенезисе с сульфидами и арсенидами. Настуран в штучных рудах различается под микроскопом, реже невооруженным глазом в виде тонкодисперсных выделений, метасоматически замещающих компоненты пород и ранние дисульфиды железа; образует в них выделения типа рудных каемок, очень тонкие скопления, метасоматические прожилки и линзы (по трещинам, тектоническим швам, плоскостям наложения и сланцеватости). В пустотах рудных брекчий изредка встречаются корки колломорфного настурана, который замещается по зонам роста почеч бравонитом. Сульфиды и арсениды — бравоит, хлоантит, раммельсбергит, никелин, марказит, халькопирит, сфалерит и галенит — развиты значительно меньше настурана. Они встречаются, как правило, в редких линзах относительно чистого настурана. Микроскопические зерна их включены в настуран или замещают вещество породы. Место настурана в рудном парагенезисе ограничивается, с одной стороны, более ранним почковидным марказитом (замещается и обрастается настураном), с другой — близкоодновозрастными выделениями хлоантита и бравоита. Остальные сульфиды выделяются несколько позднее настурана и частично в совместных прорастаниях.

Нижний предел возраста рудометасоматического комплекса минералов достаточно четко определяется по замещению настураном ранних пиритовых прожилков и милонита, цементирующего в брекчиях обломки кварца всех рассмотренных выше генераций. Верхняя граница относительного возраста этого комплекса датируется многочисленными пересечениями, иногда с незначительным смещением, скоплений настурана и околорудных каемок осветления безрудными жилками альпийского типа (10-й комплекс). В последних иногда встречается регенерированный настуран (рис. 7).

Минералы этих жилок в ряде случаев цементируют обломки породы с настураном.

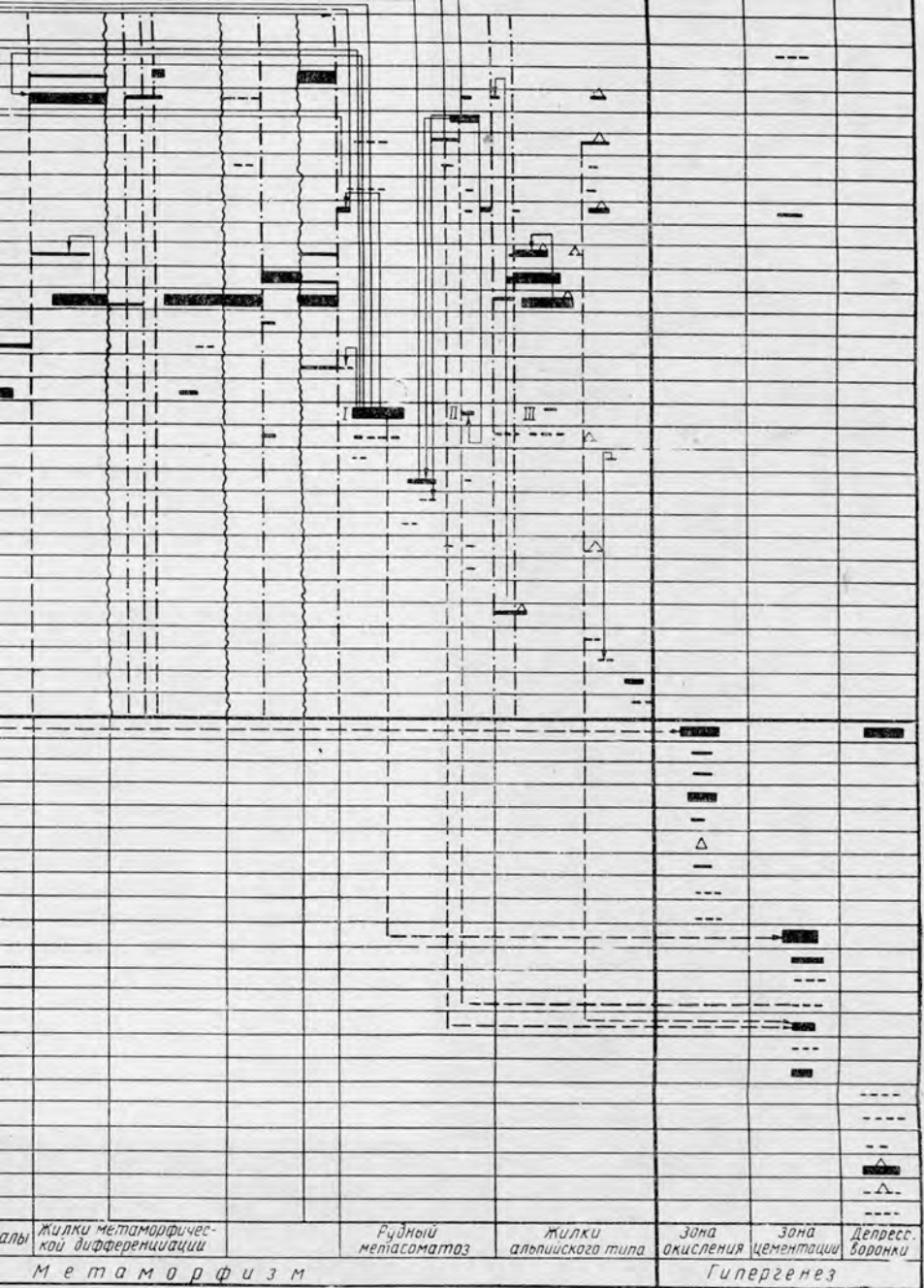


адающая всеми призна-  
ипа представляет собой









2 — Жилки метаморфической дифференциации  
 3 — Рудный метасаматаз  
 4 — Жилки альпийского типа  
 5 — Зона окисления  
 6 — Зона цементации  
 7 — Депресс. боранки  
 8 — Метаморфизм  
 9 — Гипергенез

последовательности минералообразования в продуктивной толще:  
 1 — мало; 4 — крупные тектонические подвижки; 5 — дробление; 6 — комплексы близко одновременных замещений; 8 — направления превращений в зоне гипергенеза; 9 — друзы.  
 графы «Минералы» должно стоять слово «Породообразующие».

Жильная серия 10-го комплекса, обладающая всеми признаками секреторных жилок альпийского типа, представляет собой мелкие, неправильной формы, быстро выклинивающиеся жилки, развитые в беспорядочно ориентированных трещинах разрыва, и инкрустационные корочки на обломках пород и ранних жил в тектонических брекчиях. Выполнение их — кварцевое, кварц-

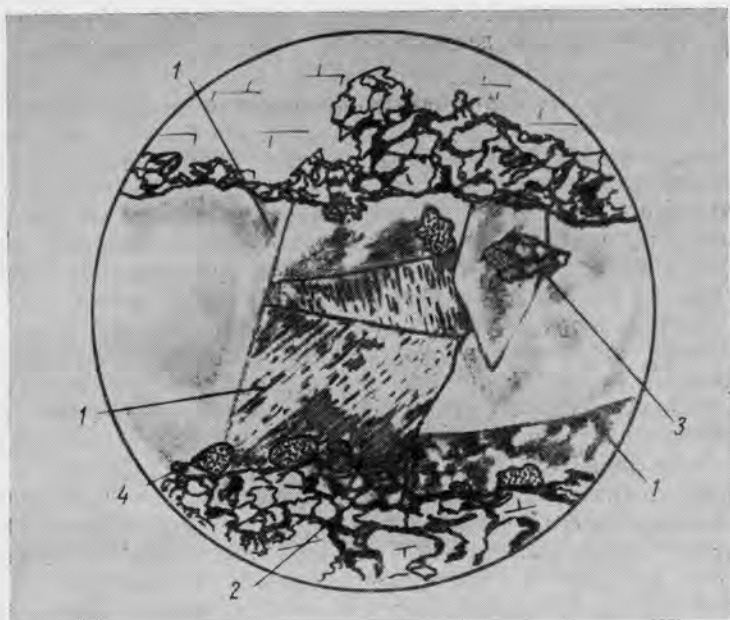


Рис. 7. Регенерированный настуран (1) внутри и по двойниковым швам кристаллов жильного кальцита. В экзоконтактах жилки ранний настуран (2) метасоматически замещает известняк; 3 — обломки рудного известняка в жилке кальцита; 4 — пирит; аншлиф в темном поле.  $\times 225$ .

карбонатное, реже баритовое — определяется составом вмещающей породы. Для них типично наличие друзовых полостей со свободно растущими кристаллами жильных минералов и сульфидов — халькопирита, марказита, пирита, сфалерита, галенита. Эти полости иногда выполняются диккитом и накритом. Минералы альпийских жилок не деформированы, исключая слабо развитые в их зальбандах ранние генерации пирита и кварца.

Минеральные новообразования 2—10-го комплексов благодаря типоморфным для динамометаморфизма формам, таким, как метакристаллы с «теньями давления», стресс-минералы, жилки отслаивания и секреторные образования альпийского типа, являются, несомненно, метаморфогенными. Отсутствие следов катаклаза у главной массы минералов альпийских жил говорит

об их практически посттектоническом росте на заключительных этапах динамотермального метаморфизма продуктивной толщи.

Среди гипергенных новообразований выделяются три временных комплекса минералов: 11-й — минералы зоны окисления (фосфаты шестивалентного урана и алюминия, аллофан, лимонит); 12-й — минералы зоны цементации (урановые черни и вторичные сульфиды) и 13-й самый молодой комплекс неустойчивых легко растворимых сульфатов и арсенатов, образующихся при испарении вод в депрессионных воронках.

### Методика опробования

Изучение пространственного распределения урана и сопутствующих элементов проводилось авторами по всему разрезу продуктивной толщи, включая отдельные залежи диабазы. В целях исключения влияния гипергенных процессов породы опробовались по наиболее глубоким скважинам вне пределов коры выветривания, рудные тела и тектонические нарушения — в зоне первичных руд.

Данные геохимического опробования систематизировались путем сопоставления величин средних содержаний элементов в породах отдельных стратиграфических горизонтов, в основных типах руд, в материале выполнения тектонических нарушений и в некоторых минералах.

Определение средних содержаний элементов, т. е. «естественного геохимического фона» продуктивных пород, базируется на результатах опробования керн 12 безрудных скважин, пробуренных практически вне контуров рудоносной площади. В них и в соседних с ними скважинах урановая минерализация и повышенная радиоактивность не отмечены. Опробование керн осуществлялось точечным способом с группировкой материала по всему опробуемому интервалу, величина которого варьировала, как правило, от 1 до 10 м в зависимости от смены литологического состава пород и залегания пластов по отношению к оси керн.

Рудные тела, отдельные стратиграфические контакты и материал тектонических нарушений опробовались по горным выработкам нижних горизонтов месторождения, первые — точечным, вторые и третьи — задиrkовым способом. Первоначальный вес проб составлял 1—2 кг.

Определение в пробах урана производилось химическим методом с люминесцентным окончанием при чувствительности 0,000018%, органический углерод — методом сжигания в печи Марса с чувствительностью 0,02%.

Полуколичественным оптико-спектральным методом во всех пробах определялись: молибден, медь, бериллий, серебро с чувствительностью 0,0003%; ванадий, никель, кобальт, свинец, барий, хром, титан, олово, висмут с чувствительностью 0,001%; стронций, цинк, цирконий, сурьма, кадмий, вольфрам, мышьяк

с чувствительностью 0,01%. Содержание вольфрама, редких земель, тория, тантала, ниобия определялось по ряду выборочных проб рентгено-спектральным методом с чувствительностью 0,05%; некоторые пробы проверялись на торий фотометрированием.

Исходя из того, что значение слов «следы» (сл.) и «не обнаружено» (н. о.) отражает лишь чувствительность оптико-спектрального метода, а не истинное содержание элемента в пробе, при подсчетах они заменялись числовыми значениями: сл. — числом на 20—30% ниже предела чувствительности метода для определения данного элемента, н. о. — величиной, равной половине значения, принятого за сл. Если количество проб со сл. и н. о. составляло 50% и более, геохимический фон элемента не вычислялся.

Среднее содержание элемента (в весовых процентах) по каждому стратиграфическому горизонту — его геохимический фон, принимая во внимание ограниченное количество анализов, вычислялось как среднее арифметическое, взвешенное по мощности стратиграфических горизонтов.

### Распределение урана и других малых элементов в разрезе продуктивной толщи

Распределение элементов по продуктивным горизонтам, как показывает сравнение их геохимических фонов (см. рис. 1), весьма неравномерно. Устойчивым (в пределах одного порядка) и заметно повышенным против кларка для осадочных пород<sup>1</sup> содержанием урана характеризуются отложения силура, особенно богатые органическим веществом горизонты черных сланцев. В них также содержатся в более или менее резко повышенных против кларков количествах молибден, ванадий, медь, стронций, серебро, хром, свинец, цинк. Углисто-глинистые сланцы, залегающие в виде прослоев среди карбонатных пород силура, по своей геохимической характеристике приближаются к горизонтам черных сланцев. Содержание урана в породах верхнего ордовика несколько ниже кларка, в то же время они заметно обогащены стронцием и хромом и незначительно молибденом, ванадием, титаном, цинком. В карбонатных породах силура отмечается слабо повышенный геохимический фон наряду с ураном для молибдена, ванадия, серебра, цинка, а в отложениях нижнего девона — для молибдена, ванадия, стронция и хрома и крайне незначительное для титана и цинка. Содержание урана в нижнедевонских известняках и особенно глинистых сланцах уступает кларковому.

Уровень содержания элементов в безрудных диабазах (23 пробы) в большей части соответствует или несколько уступает кларковым значениям их для основных пород. Исключение составляют уран, молибден, цинк, барий и хром, содержание которых несколько выше кларка.

<sup>1</sup> Значения кларков приняты по А. П. Виноградову [1].

В продуктивных отложениях оптико-спектральным анализом не были обнаружены (или составляли менее 0,01%, т. е. ниже порога чувствительности) сурьма, кадмий, мышьяк<sup>1</sup>, вольфрам, а также висмут (в пределах 0,001%); в отдельных пробах сланцев в количествах, значительно ниже кларковых, отмечено олово. Рентгено-спектральным методом в нескольких пробах различных по составу пород был открыт вольфрам. Большое количество определений тория, редких земель, тантала и ниобия этим методом дало отрицательные результаты (порог чувствительности 0,05%). Торий в количестве 0,005—0,23% был обнаружен в ряде выборочных укрупненных проб из различных литологических горизонтов.

Резкое обогащение против кларка органическим углеродом характерно для силурийских черных сланцев. Весьма примечательно наличие его (в среднем 0,3%) в силлах диабазов, залегающих в черных сланцах.

Перечисленные элементы по характеру распределения в разрезе продуктивной толщи можно разбить на три основные группы (см. рис. 1).

К первой группе следует отнести уран, молибден, ванадий, медь, никель и стронций. Максимальные «кларки концентрации»<sup>2</sup> их падают на горизонты и прослои черных сланцев, сильно обогащенные органическим веществом. Это явление связано с широко известной способностью рудных элементов аккумулироваться в битуминозных илах путем сорбции на органическом веществе.

Вторая группа объединяет цирконий, титан, хром, бериллий, барий и олово [олово ввиду частых значений н. о. на графике (см. рис. 1) не представлено]. Накопление этих элементов в породах, очевидно, обусловлено концентрацией их в терригенной и иловой фракциях осадка, поскольку максимумы их содержания большей частью падают на богатые алевритовой примесью различного типа глинистые сланцы и минимум — на карбонатные отложения силура.

Особую, третью, группу образуют свинец, кобальт и цинк. Из них первые два распределены по разрезу пород продуктивной толщи практически равномерно, а цинк ведет себя обратно урану. Подобное распределение этих элементов объясняется, по-видимому, с одной стороны, тяготением их к органическому веществу и тонкозернистым фракциям (свинец, кобальт), а с другой — к карбонатным фациям (свинец, цинк).

Учитывая, что приведенный материал базируется на результатах анализа проб безрудных пород, отобранных в основном за

<sup>1</sup> Присутствие мышьяка (до 0,2%) установлено спектральным и химическим анализами в фосфоритовых конкрециях из нижнего горизонта черных сланцев силура и глинисто-пиритовых конкрециях из сланцев ордовика.

<sup>2</sup> «Кларк концентрации» [6] в нашем случае — отношение среднего содержания элемента в продуктивном горизонте или продуктивной толще к кларку осадочных пород.



контурами месторождения, и, как правило, вне пределов тектонических зон<sup>1</sup>, выявленные общие закономерности распределения химических элементов по продуктивным горизонтам следует связывать с процессами осадконакопления (включая диагенез)<sup>2</sup>.

Обеднение элементами приконтактной части силурийских черных сланцев (см. рис. 1), литологически ничем не отличающейся от вышележащих слоев, при одновременном обогащении элементами (кроме свинца, бария, хрома, титана) верхов ордовика, наблюдающиеся вне зависимости от наличия или отсутствия меж-

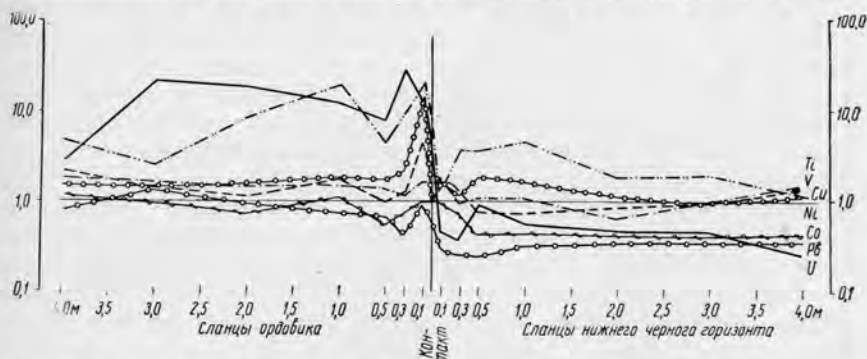


Рис. 8. Кривые распределения рудных элементов по контакту пород ордовика и силура. Сводный разрез по девяти профилям (128 проб). По оси ординат — отношение содержания в породе к геохимическому фону данного горизонта.

формационного нарушения и величины его амплитуды, можно объяснить явлениями миграции элементов из одного горизонта в другой.

Это предположение подтверждается результатами специального опробования контакта упомянутых выше горизонтов, проведенного в горных выработках по девяти профилям на 4—5 м в обе стороны от контакта. В число их вошли три ненарушенных контакта, один сорванный без следов перемещения блоков, остальные представляли собой тектонические швы (мощностью до 10—20 см) с брекчией и милонитом и довольно мощной (1—1,5 м) зоной подробленных и смятых углисто-кремнистых сланцев силура. Рудоносность также различная: на продолжении двух профилей в сланцах ордовика и четырех профилей в сланцах силура залегают рудные тела, по остальным оруденение не фиксируется. При опробовании многочисленные кварцевые жилки, которыми местами богаты углисто-кремнистые сланцы, из материала проб исключались. Составленный сводный разрез (рис. 8) показывает

<sup>1</sup> Породы в зоне межформационного срыва ордовик-силур, как вообще приконтактные слои этих толщ, выделялись при опробовании скважин в самостоятельный интервал.

<sup>2</sup> Судя по ряду проведенных определений геохимического фона продуктивной толщи в других участках района, эти закономерности, по-видимому, носят региональный характер.

то или иное обеднение рудными элементами сланца силура и обогащение ими пород ордовика против геохимического фона этих горизонтов. Наиболее резкий перепад концентраций, особенно у урана, меди, никеля и свинца, фиксируется на расстоянии 0,3—0,5 м от контакта. То же самое отмечается в поведении рудных элементов и на всех частных профилях.

### Распределение элементов в урановых рудах

Переходя к геохимической характеристике рудных образований, следует отметить, что по элементарному составу они не отличаются от рассмотренных выше «пустых» пород. Рассмотрение рис. 9, а и б показывает, что руды в той или иной степени обогащены почти всеми металлами, имеющимися в породах, исключая хром, барий, титан и стронций, содержание которых в рудах ниже, чем во вмещающих породах. В 40 пробах руд (из 123) оптико-спектральным анализом были обнаружены мышьяк и сурьма (от следов до 0,3%) не найденные (возможно содержащиеся в количестве менее 0,01%) во вмещающих породах. При этом все значения более 0,03% падают на штуфные настурановые руды. Тантал, ниобий, редкие земли, торий, вольфрам и олово как в рудах, так и в пустых породах не обнаружены. Спорадически они открываются более чувствительными методами анализа.

Как в бедных, так и в штуфных рудах (см. рис. 9, а) наиболее ощутимо относительно геохимического фона продуктивной толщи концентрируются никель, свинец, молибден и медь, в меньших масштабах — цинк, кобальт, серебро (серебро — в отдельных пробах). В штуфных рудах, кроме того, незначительно концентрируются бериллий, хром, цирконий и ванадий. Несмотря на более высокую концентрацию ряда элементов в бедных рудах, распределение всех элементов в богатых рудах более контрастное, вплоть до образования некоторыми из них самостоятельных минеральных форм (сульфиды и арсениды меди, никеля, свинца, цинка).

При сравнении относительной концентрации элементов в рудах трех основных продуктивных горизонтов с фоном соответствующего горизонта (см. рис. 9, б) выявляется наиболее высокая степень концентрации подавляющего большинства металлов в рудах ордовика и низкая в рудных черных сланцах. Это, как и данные, вытекающие из анализа рис. 1 и 8, говорит за то, что при региональном метаморфизме пород рудные элементы мигрировали из горизонта силурийских сланцев, где геохимический фон элементов наиболее высокий, в ордовичские сланцы. Такая направленность миграции в свою очередь хорошо объясняет региональную приуроченность рудопроявлений урана к приконтактной части ордовика при отсутствии в этих участках уранового оруденения в сланцах силура.

На возможное заимствование элементов из черных сланцев другими породами указывает также опробование диабазов. По 23

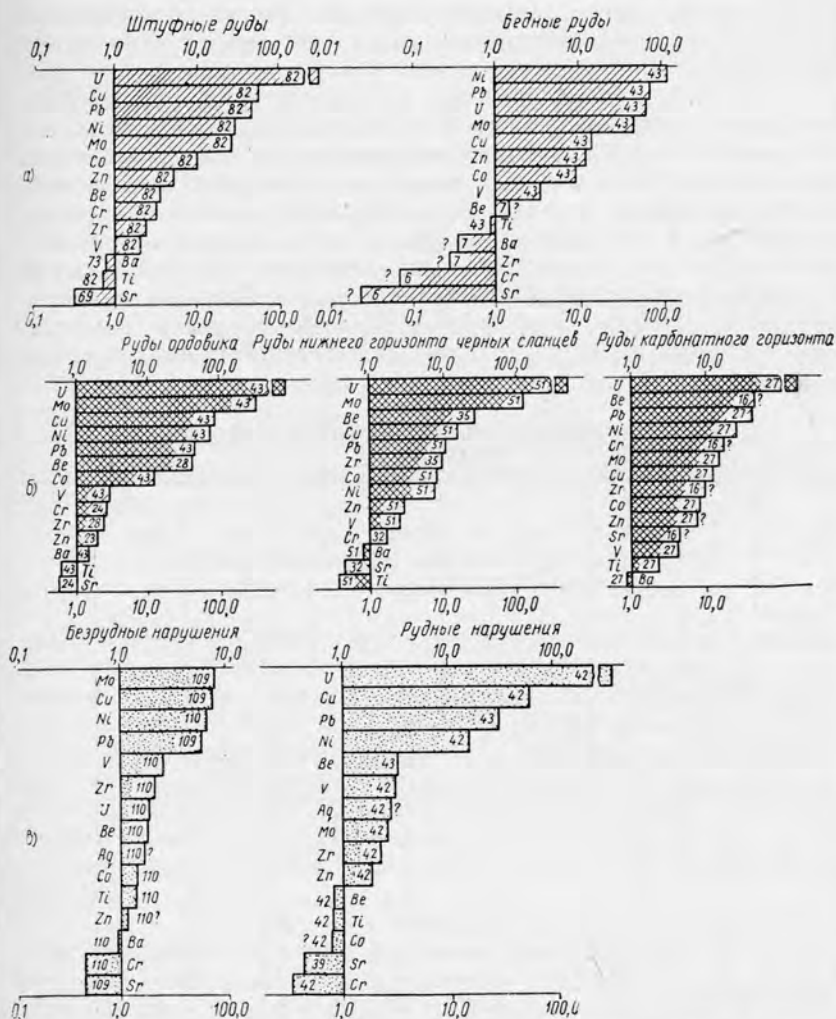


Рис. 9. Концентрация элементов в отношениях к геохимическому фону:

а — в рудах к фону продуктивной толщи; б — в рудах к фону соответствующего продуктивного горизонта; в — в материале тектонических нарушений к фону продуктивной толщи. Числа против элементов — количество определений. Масштаб логарифмический — величина отношения условная из-за малого числа определений или частных «н. о.»

пробам рудных диабазов, залегающих в этих сланцах, установлено заметное повышенное против безрудных диабазов (17 проб) содержание урана, меди, свинца, молибдена, ванадия и особенно органического углерода.

Результаты, приведенные в таблице опико-спектрального анализа настуранов, выделенных из руд четырех стратиграфических горизонтов, показывают, что некоторые элементы — примеси настурана — заимствованы из вмещающих пород. Так, в настуранах нижнего горизонта черных сланцев отмечается особенно высокое (до 1% и более) содержание ванадия — элемента, весьма характерного для этих пород, а также наиболее высокие содержания серебра и цинка. В целом настураны месторождения по сравнению с геохимическим фоном продуктивной толщи обогащены бериллием, свинцом, медью, ванадием и обеднены (или не обнаружены — н. о.) хромом, молибденом, кобальтом, титаном. Кроме того, во всех пробах настурана фиксируется мышьяк, в трех — сурьма и в двух — висмут (висмут не был открыт в пробах руд).

Таблица результатов опико-спектрального анализа настуранов, %

№ образца	Таблица результатов опико-спектрального анализа настуранов, %										
	U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> <sup>1</sup>	$\alpha_0$ , Å	Be	As	Zr	Pb	Sn	Sb	Bi	Ni	
1	78,02	5,41	< 0,1	0,1	н. о.	0,1	?	0,1—1,0	0,1—1,0	н. о.	
2	62,68	5,40	0,01—0,1	0,1	н. о.	0,1—1,0	?	0,1—1,0	0,1—1,0	н. о.	
3	71,51	5,42	0,003	≥ 1,0	0,1	0,1	н. о.	н. о.	н. о.	< 0,01	
4	33,10	5,38	сл.	> 1,0	0,01	0,01—0,03	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	
5	45,65	5,39	< 0,01	0,1	н. о.	0,1—1,0	?	0,1—1,0	0,1—1,0	0,1	

№ образца	Таблица результатов опико-спектрального анализа настуранов, %										
	Ti	Mo	Cu	Cd	Ag	Zn	Co	Cr	V	Ba	
1	?	н. о.	0,01	н. о.	н. о.	?	н. о.	н. о.	0,1	0,1	
2	?	?	0,01	н. о.	н. о.	?	н. о.	н. о.	0,1	0,1	
3	0,01—0,03	н. о.	0,3	н. о.	0,03—0,10	0,1—1,0	0,001	?	> 1,0	1,0	
4	0,03	сл.	< 0,001	н. о.	н. о.	?	н. о.	?	1,0	0,3	
5	0,01—0,1	н. о.	0,1	н. о.	< 0,01	?	н. о.	?	0,03	> 1,0	
							н. о.	н. о.	0,1—1,0	0,1	

Примечание. Образцы: № 1 — из сланцев ордовика (1957 г.); № 2 — из нижнего горизонта черных сланцев силура (1957 г.); № 3 — то же (1959 г.); № 4 — из карбонатного горизонта силура (1960 г.); № 5 — из сланцев нижнего девона (1957 г.)

<sup>1</sup> Данные микрохимического анализа.

## Распределение элементов в тектонических нарушениях

Опробование материала тектонических нарушений показывает, что и в них в той или иной мере концентрируются уран и большинство других систематически встречающихся в породах элементов (см. рис. 9, в). В отдельных безрудных нарушениях были отмечены мышьяк (от следов до 0,08%) и сурьма (0,01—0,03%).

Диаграммы-розы (рис. 10) иллюстрируют распределение элементов во времени (разновозрастные нарушения) и в пространстве (разноориентированные нарушения). Материал, выполняющий нарушения северо-восточного простирания — главным образом складчатые надвиги и послонные срывы<sup>1</sup>, — в значительной степени обогащен молибденом и ванадием.

Материал, выполняющий северо-западные нарушения, в которых на отдельных участках локализуется урановое оруденение, содержит повышенные количества урана, меди, цинка, свинца и стронция; относительная концентрация молибдена и ванадия в нем менее значительна.

Для всех систем нарушений отмечается более или менее равномерное обогащение никелем, бериллием, кобальтом, титаном и цинком.

### Дифференциальная подвижность элементов в ходе метаморфической мобилизации

Сравнивая усредненные величины концентрации отдельных элементов в рудных телах, материале тектонических нарушений, различных жилках и других метаморфогенных новообразованиях с содержанием этих же элементов в породах продуктивной толщи — их «геохимическим фоном» — и считая источником вещества сами продуктивные породы, можно с той или иной степенью достоверности охарактеризовать способность различных элементов к мобилизации и концентрации при низкотемпературном динамометральном метаморфизме в конкретных геохимических условиях.

В целом поведение этих элементов в ходе метаморфической дифференциации отражено на схеме (рис. 11), где петрогенные элементы приведены лишь по данным минералого-петрографического изучения пород и руд, а круг малых элементов, как и при построении всех остальных графиков, ограничивался возможностями оптико-спектрального метода. В связи с этим из рассмотрения выпадают такие элементы, как фосфор, фтор и другие, нет убедительных данных о поведении мышьяка, сурьмы, висмута и т. д.

<sup>1</sup> Удельный вес опробованных более молодых северо-восточных нарушений весьма мал.



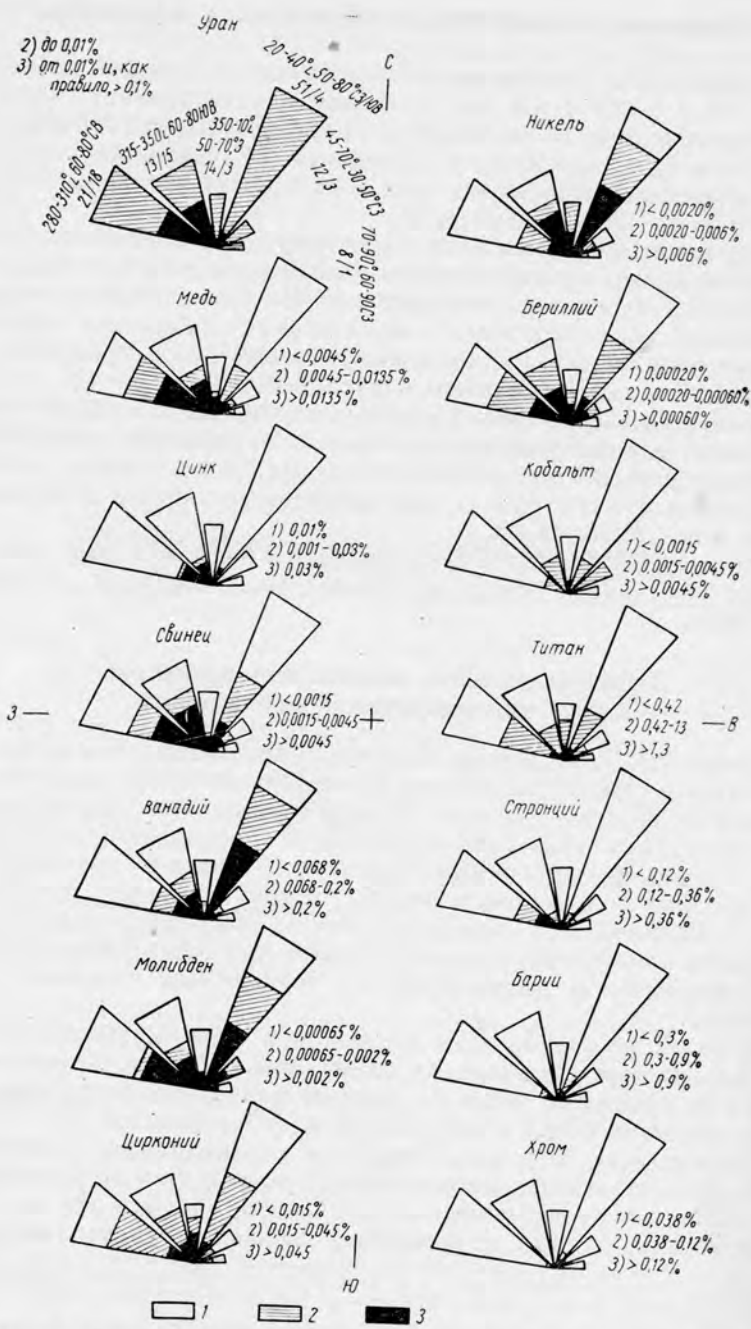


Рис. 10. Диаграммы-розы распределения малых элементов в тектонических нарушениях в отношении к фону продуктивной толщи (по данным опробования 164 нарушений):

1) < 1; 2) 1-3; 3) > 3.

Анализ приведенного выше фактического материала показывает, что степень мобилизации и концентрации рассеянных в толще элементов — величина относительная и, по-видимому, не зависит от содержания элемента в породе (величины его кларка концентрации). Так, несмотря на отрицательный кларк концентрации  $K_k$  никеля, свинца и меди (кроме пород силура), а также, видимо, мышьяка и сурьмы, они обнаруживают признаки высо-

ФОРМА ЭЛЕМЕНТА	ИСХОДНЫЙ СОСТАВ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ (Седиментация, диатез)										ДОРУДНАЯ МОБИЛИЗАЦИЯ Метакристаллы, дворики, стресс-минералы, жилки отслаивания, цемент брекчий										РУДНАЯ МОБИЛИЗАЦИЯ Бедные минералогически невыраженные руды урана										ПОСТРУДНАЯ МОБИЛИЗАЦИЯ Секреционные образования альпийского типа																			
	МИНЕРАЛЬНАЯ		РАССЕЯННАЯ		МИНЕРАЛЬНАЯ		РАССЕЯННАЯ		МИНЕРАЛЬНАЯ		РАССЕЯННАЯ		МИНЕРАЛЬНАЯ		РАССЕЯННАЯ		МИНЕРАЛЬНАЯ		РАССЕЯННАЯ		МИНЕРАЛЬНАЯ		РАССЕЯННАЯ		МИНЕРАЛЬНАЯ		РАССЕЯННАЯ																							
	B	Co	CO <sub>2</sub>	O	Na	Co	CO <sub>2</sub>	O	Mg	Al	O	S	Fe	Ni	Cu	U	Al	Si	S	K	CO <sub>2</sub>	O	Mg	Al	Si	Fe	Ni	Cu	Zn	As	S	Ca	Mn	Fe	Cu	Sb	Pb	U	Zn	As	Ba	Pb	U							
	Mg	Al	Si	S	K	Si	S	K	Ca	Fe	U																																							
	Ca	Ti	Fe	Zr	P	Ni	Cu	Zn	Pb																																									
	Be	Co	Ti	V	*	[H <sub>2</sub> O, Ca]					Be	Ti	V	Cr	**	Be	Ti	V	Cr	**	[H <sub>2</sub> O, Ca]					Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Zr	Mo	Ag	Sb	Pb	U								
	Cr	Co	Ni	Cu	Zn						Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Co	Ni	Cu	Zn	As																														
	Sr	Zr	Mo	(Ag)	Pb						Zr	Mo	Ba	Pb	U	Sr	Zr	Mo	Ag																															
	U																																																	

Si 1 Ti 2 \* 3 \*\* 4 ( ) 5 [ ] 6 ? 7  
 а) V а) Mo  
 б) Ni б) V  
 в) Ba

Рис. 11. Схема мобилизации элементов в ходе метаморфической дифференциации вещества в продуктивной толще:

1 — элемент распространен; 2 — элемент редок; 3 — кларк концентрации элемента  $K_k$  (геохимический фон); кларк

а)  $K_k > 1$ ; б)  $K_k < 1$ ; 4 — отношение среднего содержания элемента в руде к геологическому фону продуктивной толщи: а)  $> 10$ ; б)  $1-10$ ; в)  $< 1$ ; 5 — элемент обнаружен только в породах силура; 6 — по отдельным мономинеральным пробам; 7 — величина отношения условная.

кой мобильности, в то время как хром, стронций, барий, у которых  $K_k > 1$ , в рудах и нарушениях концентрируются слабо или даже рассеиваются.

Следов миграции малых элементов в ранних продуктах метаморфизма — метакристаллах, дорудных жилках и др. — нами не отмечено. Анализ немногочисленных мономинеральных проб ранних новообразований показал практически отсутствие в них элементов-примесей.

Для рудного процесса по мобильности и склонности к концентрации, как следует из рис. 9, а и б и 11, можно выделить три ряда элементов:

1. Весьма мобильные — уран, молибден, медь, свинец, никель и предположительно мышьяк, сурьма.

2. Мобильные — бериллий, кобальт, серебро, цинк, ванадий, цирконий.

3. Инертные при рудной мобилизации — барий, титан, стронций, хром.

Аналогичные ряды можно вывести из анализа диаграмм (см. рис. 9, в, 10), сопоставляя малые элементы по степени относительной концентрации их в тектонических нарушениях (исключая более мобильное, чем в рудах, поведение ванадия и бериллия и менее мобильное кобальта).

На самых поздних этапах мобилизации в пострудных секреторных образованиях альпийского типа (см. рис. 11), помимо кальция, магния, кремния и алюминия, идущих на построение жильных минералов, происходит дальнейшая мобилизация железа и ряда малых элементов, кристаллизующихся главным образом в форме сульфидов, и инертного в рудном процессе бария (жильный барит).

Приведенные материалы, даже если допустить привнос в толщу какого-то количества урана, со всей очевидностью указывают на дифференциальную подвижность рассеянных в осадочных породах рудных элементов в условиях низкотемпературного динамотермального метаморфизма. В общих чертах она отвечает закономерностям, выявленным для метаморфических процессов Д. С. Коржинским [7].

Привлекая литературные источники, можно отметить существенные отличия геохимии малых элементов при метаморфизме осадочных пород от геохимии позднего диагенеза. Так, Ю. А. Пряхиной [8] на примере осадков майкопской свиты показано, что большинство малых элементов — медь, хром, кобальт, никель, ванадий, бериллий, молибден, галлий — практически не мигрируют при диагенезе к точкам образования конкреций (карбонатных и фосфатно-сидероплезитовых). Исключение составляют стронций, соосажающийся вместе с кальцием, и барий.

В. Г. Космачевым [9], изучавшим диагенетическое перераспределение элементов при образовании железисто-карбонатных и кальцитовых конкреций в среднеюрских глинистых отложениях Донбасса, была установлена неповсеместная подвижность кобальта, бария и стронция на фоне инертности титана, хрома, ванадия и никеля. Мобилизация кобальта происходит в обстановке аномально высокой подвижности железа и марганца; барий и стронций концентрируются в кальцитовых конкрециях.

Немногочисленные анализы глинисто-пиритовых фосфоритовых и антраксолито-кремнистых конкреций из опробованных нами слоев ордовика и силура показывают, что при отсутствии катаклаза и перекристаллизации они не несут признаков уранового оруденения и, за исключением изредка встречающегося свинца, меди (0,01%), мышьяка (0,1%) и следов никеля, титана и бериллия, не обнаруживают в своем составе при спектральном анализе примесей малых элементов.

Подвижность отдельных рудных элементов, таких, как свинец и цинк при эпигенезе (начальном метаморфизме), в платформенных условиях хорошо показана А. В. Копелиовичем [10].

Таким образом, можно сказать, что элементы, не принимающие участия в диагенном конкрециеобразовании, могут становиться мобильными в условиях метаморфизма, а единичные малые элементы, подвижные при диагенезе, — инертными. При этом концентрация мобилизованного из пород при региональном метаморфизме урана (а в иной геохимической обстановке, по-видимому, и других рудных элементов) может достигать промышленных масштабов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Закономерности распределения элементов в земной коре. «Геохимия», № 1 (1956).
2. Гецева Р. В. К характеристике осадочно-метаморфогенного типа уранового оруденения. В сб.: Вопросы геологии урана. М., Атомиздат, 1957, стр. 20.
3. Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 3 (1941).
4. Салоп Л. И. Метаморфизм рудных минералов в пиритизированных толщах северной части Байкальской горной области. «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 1 (1954).
5. Вернадский В. И. Природный углерод. Избр. соч. т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 338.
6. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1939, стр. 437.
7. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, стр. 332.
8. Пряхина Ю. А. Геохимическая подвижность элементов в отложениях майкопской свиты. «Докл. АН СССР», 128, № 6, 1266 (1959).
9. Космачев В. Г. О перераспределении элементов при диагенезе глинистых отложений средней юры северо-западной окраины Донбасса. «Докл. АН СССР», 139, № 1, 195 (1961).
10. Копелиович А. В. О происхождении свинцово-цинковой минерализации в древних толщах юго-запада Русской платформы. В кн.: Доклады советских геологов на Международном конгрессе по седиментологии. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 91.

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В ГРАНИТАХ, ВМЕЩАЮЩИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ УРАНОНОСНЫЕ ЖИЛЫ

Г. А. ПЕЛЫМСКИЙ

При изучении ураноносных жил в гранитах было установлено, что с глубиной (параллельно с изменением минерального состава жил) происходит смена типов гидротермальных изменений вмещающих пород. Изучение этого случая показало, что в верхних частях месторождения в гранитах проявилась слабая альбитизация пород, а непосредственно около зальбандов ураноносных жил — серицитизация с пиритом и последующая хлоритизация с образованием дисперсной окиси железа. Данный интервал характеризуется обильным отложением в жильных трещинах различных минералов, в том числе и настурана. В средней части месторождения широкое развитие получила серицитизация пород. Минеральный состав жил в этом интервале беден. Жилы сложены кварцем и небольшим количеством сульфидов. На глубине граниты превращены в кварц-топазовые грейзены с оловом и вольфрамом.

### Геологическая характеристика месторождения

Месторождение приурочено к эндоконтакту варисского гранитного массива. Вмещающими породами являются розовые крупнозернистые порфиroidные граниты, которые секутся дайками лампрофиров, крупными телами гранит-порфиров и рудными жилами. Две системы трещин близширотного и северо-западного простирания, к которым приурочены лампрофиры и рудные жилы, образуют штокверковую зону, в пределах которой граниты подверглись интенсивным гидротермальным изменениям (рис. 1).

Рудные жилы сложены темным гребенчатым кварцем и настураном с небольшим количеством карбоната, халькопирита, галенита и пирита. Очень редко встречаются флюорит и  $\text{Co} - \text{Ni}$ -диарсениды. По падению жильные трещины ветвятся, в связи с чем



количество рудных жил с глубиной увеличивается. При переходе в зону серицитизированных гранитов мощность жил уменьшается, а рудоносность резко падает. Жильные трещины здесь в основном выполнены милонитом боковых пород и глинками трения, среди которых встречаются разрозненные линзы светло-серого кварца с незначительным количеством сидерита и сульфидов железа, меди, цинка. На более глубоких горизонтах они превращаются в пучки тонких проводников и далее, в зоне грейзенов, выклиниваются.

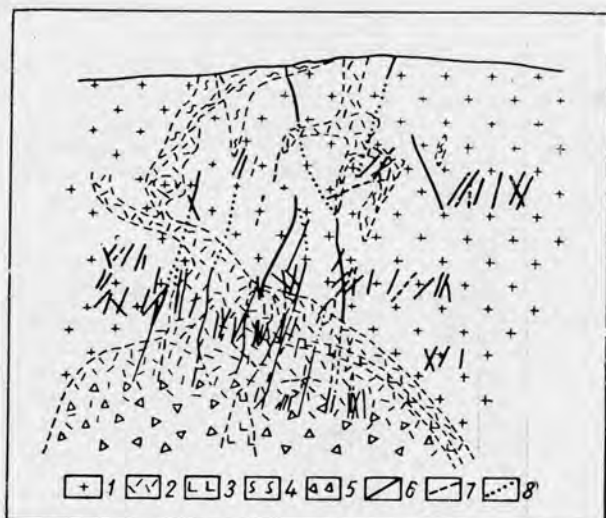


Рис. 1. Вертикальный разрез через месторождение:

1 — граниты; 2 — серицитизированные граниты; 3 — гранит-порфиры; 4 — разрушенные каолинизированные граниты; 5 — грейзенизированные граниты; 6 — кварцевые жилы; 7 — лампрофиры; 8 — интервалы с настураном.

Гидротермальные образования представлены шестью последовательно сменяющимися друг друга минеральными ассоциациями<sup>1</sup>: топазовая, топаз-касситеритовая, флюорит-сульфидная, кварц-сульфидная, кварц-настурановая и кварц-диарсенидная (табл. 1).

Топазовая ассоциация практически представлена одним топазом с небольшим количеством светлой слюды и кварца. Эта ассоциация минералов проявилась исключительно как метасоматическое замещение в боковых породах, в результате чего граниты превратились в мелкозернистые топазовые грейзены. Подобные

<sup>1</sup> Под ассоциацией понимается совокупность минералов, образование которой связано с определенной стадией непрерывной эволюции гидротермальных растворов. В представлении о непрерывности учитывается прерывистость второго порядка, вызываемая тектоническими внутриминерализационными подвижками, однако существенно не нарушающими общий ход гидротермального процесса.

Последовательность развития  
и распределение минеральных ассоциаций в пространстве

Минеральные ассоциации	Выполнение трещин	Метасоматические изменения в боковых породах	Интервал глубины
Кварц-диарсенидная	Пирит Галенит Со—Ni-диарсениды Кварц	Не установлено	Верхний
Кварц-настурановая	Халькопирит Настуран Карбонат Кварц	Хлоритизация с окисью железа	
Кварц-сульфидная	Халькопирит Сидерит Пирит Арсенопирит Кварц	Серцитизация с пиритом	Средний
Флюорит-сульфидная	Диксит Сфалерит Марказит Пирит Арсенопирит Флюорит Кварц	Грейзенизация	Нижний
Топаз-касситеритовая	Турмалин Вольфрамит Молибденит Касситерит Топаз		
Топазовая	Топаз (в пустотах)		

Процесс  
↑

образования известны только на самом нижнем участке месторождения.

Следующая, топаз-касситеритовая ассоциация имеет более пестрый состав. Кроме топаза, в ней много кварца, присутствуют рудные минералы, такие, как касситерит, вольфрамит, очень редко молибденит. Спорадически, иногда в довольно крупных скоплениях, наблюдается турмалин. Эта ассоциация, подобно первой, развивалась в процессе метасоматических изменений

гранитов, но также образует и отдельные жилы. Для метасоматитов характерно преобладание в составе топаза над кварцем или равное их соотношение. Наоборот, в жильных образованиях топаза очень мало, главным минералом в них является кварц.

Флюорит-сульфидная ассоциация представлена темно-фиолетовым флюоритом, арсенопиритом, пиритом, марказитом, сфалеритом и белоснежным диккитом. Эта ассоциация минералов выполняет трещины и многочисленные друзовые пустоты в грейзах.

Четвертая, кварц-сульфидная, ассоциация приурочена к жильным трещинам, как крупным, так и микроскопическим. Представлена она кварцем и небольшим количеством сидерита, арсенопирита, пирита и халькопирита. Кварц-сульфидная ассоциация проявилась на средних горизонтах месторождения. В участках ее развития вмещающие породы подвергались интенсивной серицитизации.

Пятая, кварц-настурановая, ассоциация заполняет жильные трещины на верхних горизонтах месторождения. Представлена она темным гребенчатым кварцем, карбонатом, настураном с небольшим количеством халькопирита. Последняя ассоциация, кварц-диарсенидная, встречается редко, в основном в центральной части ураноносных жил. Кроме кварца, в ее состав входят  $Co-Ni$ -диарсениды, галенит и пирит. Халькопирит и более поздние сульфиды — галенит и пирит — обычно выполняют характерные для колломорфных выделений настурана трещинки. Настуран в жилах образует неправильной формы линзы, которые встречаются, за редким исключением, выше зоны гидротермально измененных гранитов (рис. 2).

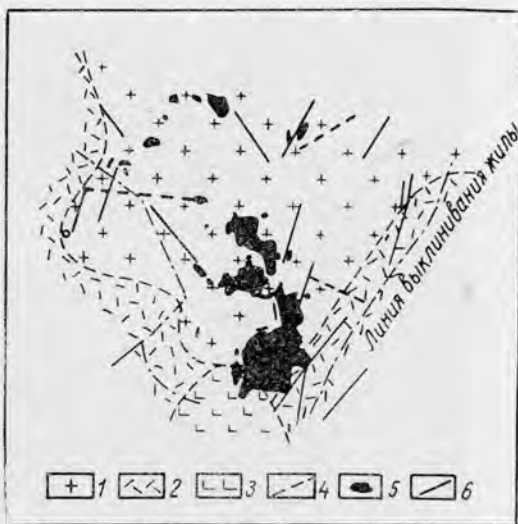


Рис. 2. Продольный разрез по жиле в гранитах:

1 — граниты; 2 — серицитизированные граниты; 3 — гранит-порфиры; 4 — лампрофиры; 5 — линзы настурана; 6 — кварцевые жилки и неминерализованные швы.

### Изменения вмещающих пород

Вмещающими породами являются массивные грубозернистые порфировидные граниты. В районе месторождения они в различной степени изменены постмагматическими процессами.

Наименее измененные граниты имеют следующий состав: 35—40% кварца, 30—32% ортоклаза, до 30% плагиоклазов, до 6% биотитата до 3% вторичной светлой слюды, 0,6—0,8% аксессуариев.

Кварц бывает двух типов: первый представлен выгнутыми прямоугольными в сечении зернами, второй — каплевидными выделениями. Каплевидный кварц более поздний, он обычно

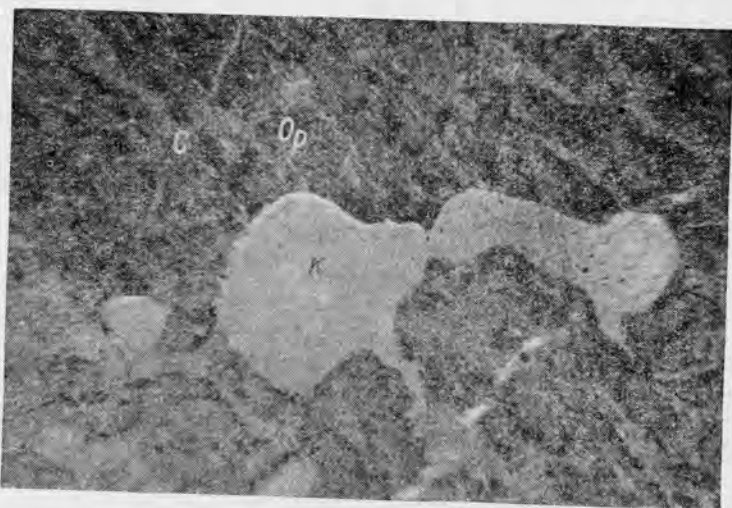


Рис. 3. Замещение ортоклаза (Or) каплевидным кварцем (К).

С — прожилки серицита. Ник. + .  $\times 40$ .

замещает полевые шпаты (рис. 3). Оба кварца содержат большое количество мелких газовых пузырьков. Ортоклаз образует идиоморфные кристаллы размером  $3 \times 1$  см. Кристаллы калишпата содержат большое количество грубых пертитовых вростков. Из плагиоклазов в породе присутствуют минералы с содержанием анортитовой молекулы от 10 до 35% (от альбита до андезина). Они образуют зерна прямоугольного сечения размером не более 0,4 см в поперечнике. Отмечаются зонарные плагиоклазы, с более основной центральной частью. Слюды представлены темным биотитом и вторичным мусковитом. Биотит содержит большое количество мелких зерен циркона, окруженных темными, почти черными плеохроичными двориками.

Кроме циркона в гранитах обнаружены апатит, рутил и рудные минералы.

Постмагматические процессы обусловили развитие, кроме каплевидного кварца и мусковита в породах серицита, топаза, флюорита, пирита и касситерита. Особенно сильным изменениям граниты подверглись на участке месторождения. В пределах

штокверковой зоны здесь выделяется несколько метасоматических зон, которые по вертикали последовательно сменяют друг друга.

На нижних горизонтах месторождения граниты превращены в породы светло-серого или белого цвета, практически состоящие из топаза или топаза и кварца (зона грейзенизации). Наиболее интенсивно грейзенизация прошла в трещиноватых участках, между которыми расположены участки менее измененных пород.

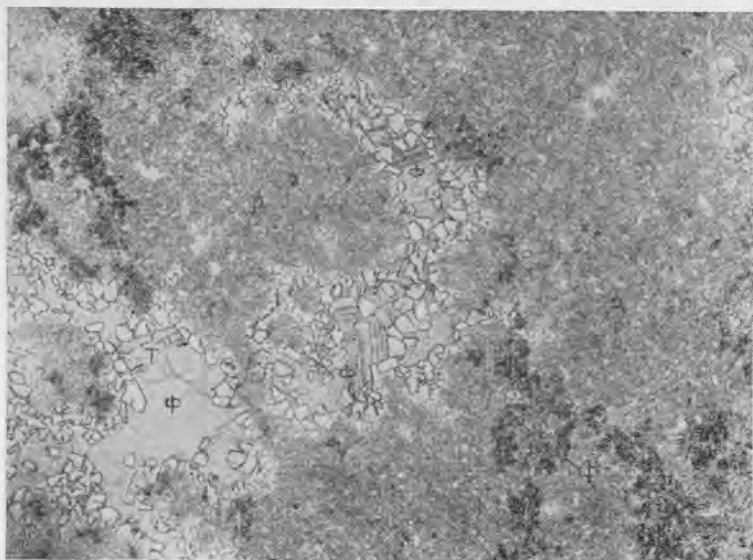


Рис. 4. Грейзен первого типа:

А — агрегат зерен топаза с кварцем и слюдой; Т — топаз; Ф — флюорит в пустотках; Ф' — выделение флюорита между зернами минералов в агрегате. Ник. ||.  $\times 20$ .

Поэтому в пределах этой зоны представляется возможным выделить по степени проявления процесса три типа грейзенов. К первому типу относится белый мелкозернистый грейзен. Порода состоит из агрегата мелких зерен топаза, бесцветной слюды и кварца. В составе преобладает топаз, содержание которого достигает 70—80%. В грейзене этого типа много мелких друзовых пустоток размером от микроскопических до 1 см в поперечнике. Стенки пустоток покрыты короткостолбчатыми кристалликами прозрачного топаза, центральная часть выполнена флюоритом (рис. 4). Флюорит также выполняет многочисленные трещинки в породе и, в частности, трещинки в кристаллах топаза. Наблюдаются пустоты, в которых флюорит корродирован и на нем отложились сульфиды: арсенопирит и замещающий его пирит. Последний нередко образует цепочки ясно выраженных пентагондодекаэдров. Промежутки между сульфидами заполнены



бледно-розовым<sup>1</sup> диккитом с мелкими линзовидными в сечении выделениями марказита (рис. 5).

На самом глубоком горизонте месторождения была вскрыта трещиновидная зона мощностью 0,2—0,5 м, заполненная белоснежным диккитом с пиритом, марказитом и густофиолетовым флюоритом и темным сфалеритом.

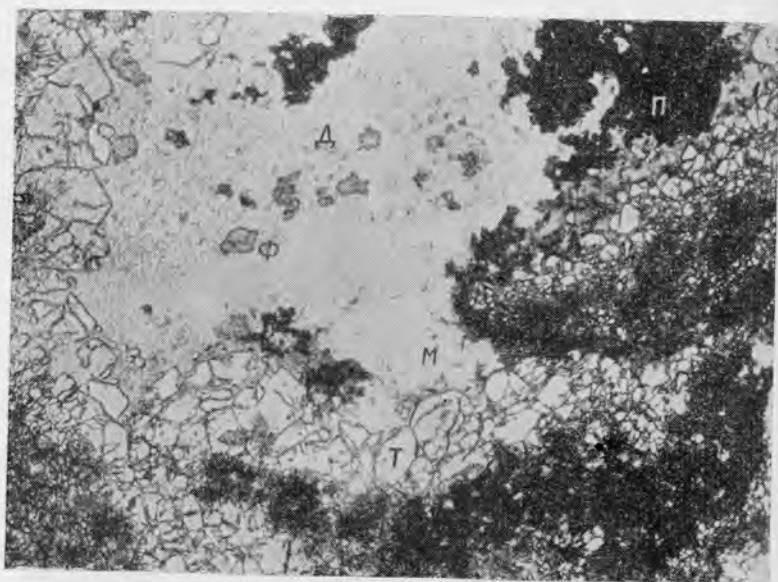


Рис. 5. Строение друзовой пустотки в грейзене первого типа:

Т—топаз; Ф—флюорит; П—пирит; М—марказит; Д—диккит. Ник. II.  $\times 20$ .

Флюорит из этой зоны и друзовых пустот обладает радиоактивностью. Рентгено-спектральный анализ показал присутствие в нем урана. Больше урана содержат густоокрашенные зерна флюорита. Для кристаллов флюорита характерно зонарное и секториальное строение (рис. 6), устанавливаемое по распределению густофиолетовой окраски. Широко развиты четко видные пирамиды роста, а также кристаллы — фантомы, в которых наблюдается смена форм в последовательности  $\{111\} \rightarrow \{110\} \rightarrow \{100\}$ , подобно флюоритам из крустификационных жил, описанным Ю. М. Дымковым [1].

Уран содержится также в некоторых зернах сульфидов железа. В них наблюдается масса микроскопических трещинок, в которых заключен радиоактивный минерал, но его выделения малы и не различимы даже в иммерсии при увеличении в 1800 раз.

<sup>1</sup> Окраска диккита, по-видимому, связана с наличием в нем дисперсных окислов железов.

Ко второму типу принадлежит грейзен, в котором сохранилось большинство зерен первичного кварца гранитов, полевые шпаты же и слюды превращены в мелкозернистый кварц-топазовый агрегат с чешуйками бесцветной слюды. Участками процесс грейзенизации прошел не до конца и в породе сохранились реликты ортоклаза и обесцвеченного биотита и плагиоклаза,

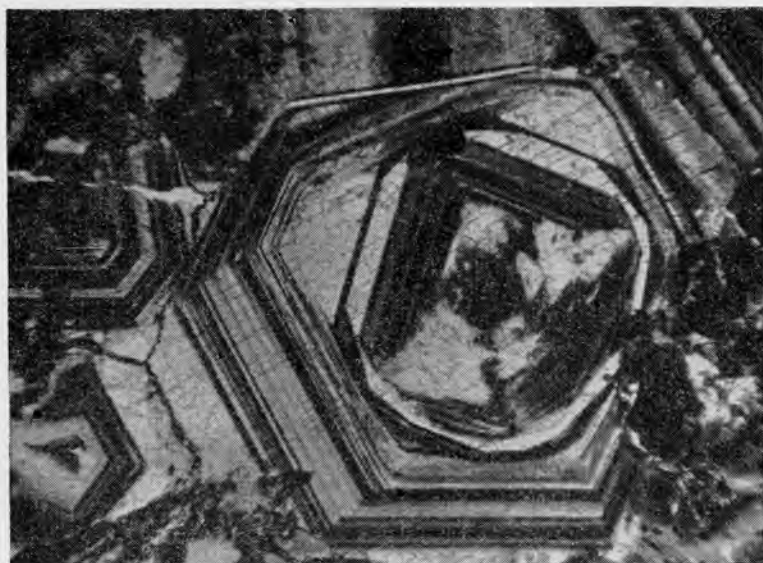


Рис. 6. Зональное строение кристаллов флюорита. Темные зоны содержат уран. Ник.  $\parallel$  .  $\times 80$ .

замещенного серицитом. В грейзенах второго типа много пирита, встречаются касситерит и вольфрамит. Рудные минералы образуют в породе неравномерную вкрапленность или короткие маломощные прожилки с неясными контурами.

Третий тип грейзенов представляет собой светло-серую породу с большим количеством пустот, заполненных серицитом и сульфидами железа. Размер пустот местами достигает 50 см в поперечнике. Такие полости бывают выполнены щетками мутных кристаллов кварца, грани которых усыпаны зернами пирита и чешуйками зеленоватой слюды. Порода сложена кварцем, топазом, турмалином, титанитом, серицитом и сидеритом. В ней много рудных минералов: касситерит, вольфрамит, пирит, халькопирит и др. Главным минералом в третьем типе грейзенов является кварц, содержание которого местами достигает 70%. Среди кварцев различаются первичный (магматогенный) и вторичный (гидротермальный), образовавшийся на месте в результате разложения полевых шпатов и слюд.

Совместно с вторичным кварцем развивался топаз. В отличие от грейзенов первого и второго типов топаз играет подчиненную роль, на его долю приходится не более 20—30%. Распределение топаза в породе неравномерное, он образует скопления и выполняет промежутки между зернами кварца (рис. 7).

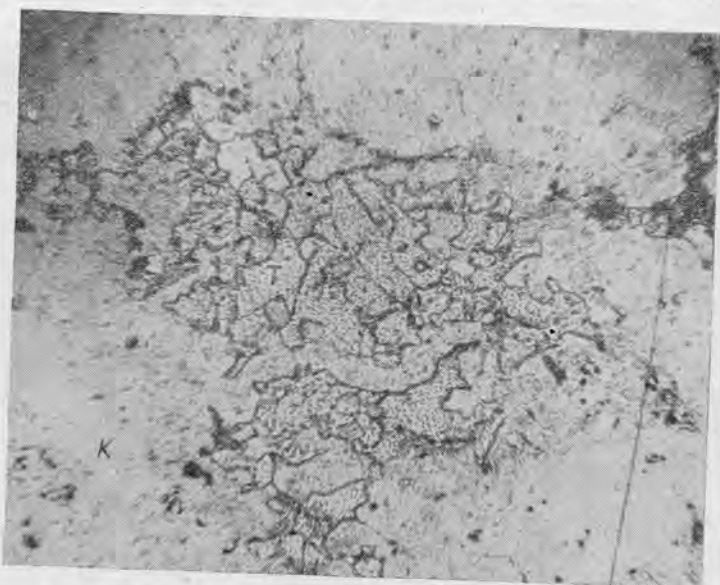


Рис. 7. Форма выделений топаза в грейзене третьего типа:

*Т* — топаз; *К* — кварц. Ник. ||.  $\times 60$ .

Турмалин — не характерный минерал; он образует скопления игольчатых кристаллов до 10 см в поперечнике. Цвет минерала буровато-зеленый, кристаллы имеют зонарное строение. Рудные минералы образуют в породе мелкую вкрапленность. Зерна касситерита и вольфрамита можно видеть только под микроскопом. Пирит образует более крупные зерна — до 4—6 мм в поперечнике; он обычно бывает окружен каемкой сидерита.

Между выделенными типами грейзенов наблюдаются взаимные переходы (рис. 8). Первый тип грейзенов встречается на самом нижнем горизонте месторождения. Они образуют крутопадающие тела, в центре которых располагаются прожилки, сложенные дикситом, урансодержащим флюоритом и сульфидами. По простиранию и вверх по восстанию грейзены первого типа сменяются грейзенами второго типа, которые в свою очередь сменяются серицитизированными гранитами (зона серицитизации). Таким образом, каждый из них фиксирует зоны единой метасоматической колонки. Третий тип грейзенов встречается спорадически среди грейзенов второго типа, в участках повышенной трещино-

ватости. В грейзенах третьего типа обычно выклиниваются хвосты рудных жил.

Серицитизированные граниты развиты в средней части месторождения (зона серицитизации). Это серые с зеленоватым оттен-

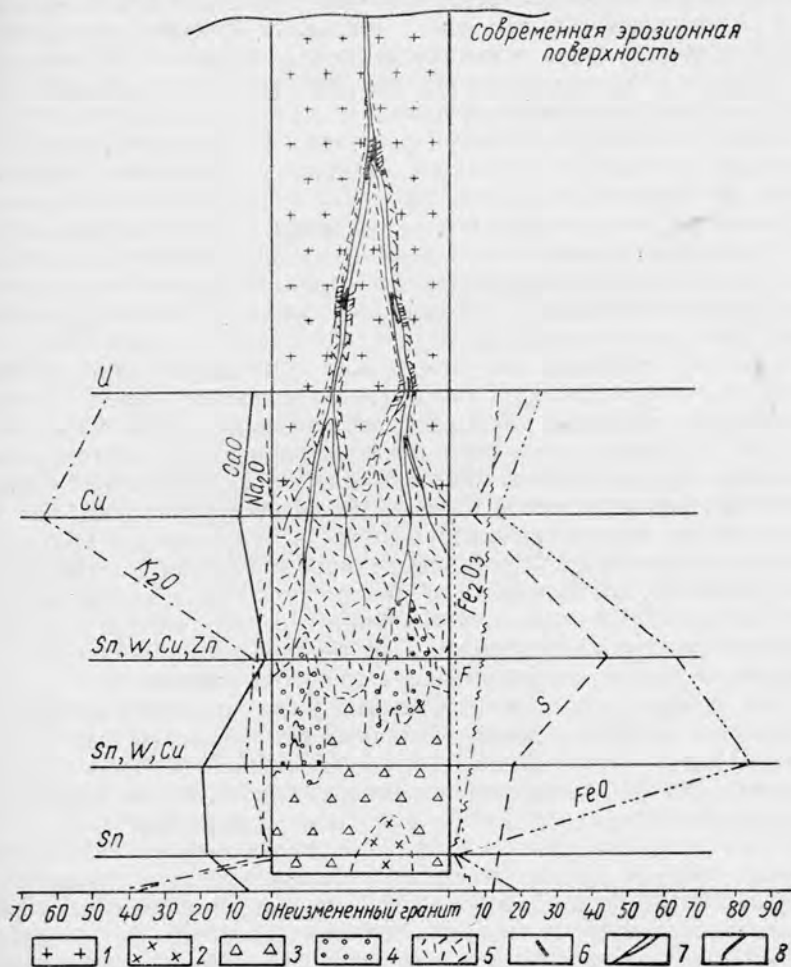


Рис. 8. Принципиальная схема строения зоны околорудных изменений:

1 — слабоизмененные граниты; 2 — грейзен первого типа; 3 — грейзен второго типа; 4 — грейзен третьего типа; 5 — серицитизированные граниты; 6 — участки с хлоритом и окислами железа; 7 — кварцевые жилы; 8 — линзы настурана. (Содержание компонентов в молекулярных количествах.)

ком породы, в которых макроскопически различимы только зерна кварца и чешуйки осветленного биотита. Полевые же шпаты превращены в плотную глиноподобную массу. Плагноклазы и ортоклаз в них нацело замещены слюдой. В отличие

от мелкочешуйчатого серицита по плагиоклазам слюда по калишпату образует крупные, часто собранные в розетки пластинки.

Биотит обесцвечен и содержит шнуровидные выделения лейкоксена и зерна пирита и также частично бывает замещен серицитом. В участках серицитизированных пород на нижних горизонтах месторождения отмечено замещение биотита флюоритом. Заключение в железистой слюде зерна циркона при этом разрушались, сохранившиеся же его реликты во флюорите окружены темно-фиолетовым ореолом.

Многочисленные тонкие трещинки в серицитизированных породах выполнены серицитом, кварцем, сульфидами, флюоритом. В микроскопических друзовых пустотах наблюдаются хорошо ограниченные кристаллики кварца, покрытые серицитом.

Несмотря на сильные изменения в пределах этой зоны, в крупных блоках гранитная структура пород, благодаря сохранению контуров замещенных слюдой кристаллов полевых шпатов, выступает довольно четко.

Около некоторых кварцевых жил в подзоне серицитизации локально наблюдаются участки окварцевания; такие породы полностью утрачивают вид гранита, они содержат до 85%  $\text{SiO}_2$ .

По периферии зоны серицитизации в верхних частях месторождения в ряде шлифов макроскопически неизменных гранитов отмечено развитие по ортоклазу шахматного альбита. Но поскольку эти изменения внешне ничем не выражены, оконтурить площадь развития этого процесса при подземном картировании не удастся. Альбитизация в данном интервале вполне закономерна, поскольку при грейзенизации и серицитизации гранитов, как это будет показано ниже, в процессе гидротермального метаморфизма выносились большие количества натрия.

На верхних горизонтах месторождения, характеризующихся развитием урановой минерализации, около жил с настураном наблюдается четко выраженное изменение боковых пород. Ширина полосы изменений, заметных визуально, не превышает 0,3 м (со стороны одного бока жилы). С помощью микроскопа изменения прослеживаются на 2—3 м и более от зальбандов. В удалении от рудной жилы плагиоклаз гранитов серицитизирован, биотит имеет буровато-зеленый цвет. В полосе макроскопически заметных изменений биотит обесцвечен и содержит по спайности выделения лейкоксена. По мере приближения к жиле увеличивается степень серицитизации плагиоклазов вплоть до образования сплошного тонкочешуйчатого агрегата слюды, в котором имеются многочисленные кристаллики пирита. Непосредственно около участков с настураном измененные породы имеют зеленовато-желтый цвет с буровато-красным оттенком. В таких участках в породах наблюдается небольшое количество бледно-зеленого хлорита и гидрослюд, прожилки которых секут чешуйчатые агрегаты серицита. Хлорит сопровождается дисперсными окислами железа, которые развиваются по пириту. Такие



породы полностью утрачивают первоначальную структуру гранита.

Жильные породы, как и вмещающие их граниты, подверглись гидротермальным изменениям. В грейзенизированных гранит-порфирах наблюдается замещение основной массы породы мелкозернистым агрегатом кварца и топаза. Во вкрапленниках сохранился только кварц. Полевые шпаты полностью выщелочены. На их месте образовались топаз, флюорит, пирит и диксит. В серицитизированных породах отмечается замещение светлой слюдой плагиоклазов и обесцвечивание биотита с одновременным образованием пирита.

Измененные лампрофиры из участка развития грейзенов второго и третьего типа содержат много зеленого зонарного турмалина, но в них полностью отсутствует топаз. Кроме того, для гидротермально измененных лампрофиров характерно присутствие большого количества светлой слюды, бледного грязно-зеленого цвета хлорита, титанита и флюорита. В таких породах много кварцевых жилков с хлоритом, касситеритом и пиритом.

#### Химический состав гидротермально измененных гранитов

Для выявления изменений химического состава гранитов при гидротермальном метаморфизме выполнены полные химические и полуколичественные спектральные анализы семи проб пород из всех выделенных зон. Полученные результаты пересчитаны на молекулярные количества, и по рекомендуемой М. Ф. Стрелкиным [2] системе для анализа процесса грейзенизации получен ряд характерных отношений. Отношение  $\text{SiO}_2$  :  $\text{Al}_2\text{O}_3$ <sup>1</sup> отражает подвижность кремнезема;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  :  $\text{K}_2\text{O}$ <sup>2</sup> — интенсивность развития в породах мусковита и серицита;  $\text{Na}_2\text{O}$  :  $\text{K}_2\text{O}$  — подвижность щелочей. Последнее отношение пропорционально степени альбитизации калишпатов, но обратно пропорционально степени серицитизации плагиоклазов. Кроме того, нами принято отношение  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$  :  $\text{Al}_2\text{O}_3$ <sup>3</sup>, которое отражает подвижность железа.

Граниты, вмещающие месторождение, по химическому составу (проба 22) относятся к известково-щелочному типу с несколько повышенным содержанием кремнекислоты. Интенсивная грейзенизация, наблюдаемая в самых нижних участках рудопроявления, вызвала (грейзен первого типа, проба 708) почти полный вынос из пород калия и натрия (табл. 2)<sup>4</sup>, убыль кремнезема

<sup>1</sup>  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — в этой системе расчетов принимается за вполне инертный компонент.

<sup>2</sup>  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — глинозем, за вычетом глинозема, связанного в плагиоклазе; в кали-шпате это отношение равно 1, в слюде — 3.

<sup>3</sup>  $\text{FeO}$  — в этом отношении пересчитано на  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

<sup>4</sup> В табл. 2 приведены результаты анализов, выполненных К. И. Ореховой и Л. В. Бочаровой.

Результаты полных химических анализов гидротермально измененных гранитов

Компоненты	Проба № 22	Проба № 708	Проба № 20	Проба № 21	Проба № 4118 <sup>1</sup>	Проба № 23	Проба № 19							
SiO <sub>2</sub>	73,95	1230	32,62	542	67,50	1123	73,89	1229	72,49	1205	74,01	1231	71,92	1196
TiO <sub>2</sub>	0,17	2	0,12	~2	~0,12	~2	0,20	~3	0,01	<1	0,11	~2	0,14	~2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,67	124	52,79	518	15,27	150	14,35	141	14,68	144	14,78	145	15,62	154
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,23	7	0,12	<1	1,09	6	1,33	9	1,75	11	0,24	1	2,37	14
FeO	1,39	19	1,00	14	6,04	84	4,60	64	1,04	14	1,60	22	1,94	27
MnO	0,04	<1	0,01	<1	0,20	~3	0,02	<1	0,04	<1	0,04	<1	0,066	<1
MgO	1,06	26	2,12	53	0,84	21	1,91	47	0,49	12	0,51	12	0,68	17
CaO	0,41	7	1,08	19 <sup>2</sup>	1,17	20	0,20	3	0,59	10	0,49	9	0,34	6
Na <sub>2</sub> O	2,63	42	0,22	3	0,20	3	0,34	5	Следы	—	2,30	37	0,24	3
K <sub>2</sub> O	4,51	47	0,14	1	0,82	8	0,59	6	6,17	65	5,04	53	4,50	47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	~2	0,04	<1	0,30	2	0,28	2	0,18	1	0,31	2	0,31	2
SpO <sub>2</sub>	He опр.	—	He опр.	—	1,27	8	He опр.	—	0,1	<1	He опр.	—	He опр.	—
S <sub>общ</sub>	0,38	12	0,42	13	0,58	18	1,41	44	0,18	6	0,45	14	0,70	22
F	н. о.	—	0,91	~5	0,40	2	н. о.	—	0,12	<1	—	—	н. о.	—
П. П. П.	0,64	—	8,79	—	3,46	—	0,43	—	1,31	—	1,05	—	2,07	—
Всего	99,32	100,00 <sup>1</sup>	100,00 <sup>1</sup>	99,26	99,26	99,55	99,55	99,55	99,5	100,93	100,93	100,93	100,95	—
H <sub>2</sub> O	0,18	—	0,26	—	0,11	—	0,03	—	0,35	—	0,12	—	0,24	—
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,91	—	1,04	—	7,48	—	8,71	—	8,37	—	8,49	—	7,76	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : K <sub>2</sub> O	0,90	—	518	—	13,3	—	21,0	—	2,1	—	1,3	—	2,9	—
Na <sub>2</sub> O : K <sub>2</sub> O	0,89	—	—	—	—	—	—	—	0,00	—	0,69	—	0,63	—
(FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ): Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	—	0,03	—	0,32	—	0,28	—	0,12	—	0,09	—	0,22	—

Примечания: 1. В графах «Проба...» первая колонка — вес. %, вторая колонка — молекулярное количество. 2. Проба: № 22 — неизмененный гранит; № 708 — грейзен первого типа; № 20 — грейзен второго типа; № 23 — грейзен третьего типа; № 4118 — серицитизированный гранит; № 23 — гранит в 2–3 м от рудной жилы; № 19 — серицитизированный и хлоритизированный гранит с альфа-рудиной жилы.

<sup>1</sup> Сумма уменьшена на 0,38 — количество кислорода, пропорциональное количеству фтора.

<sup>2</sup> Весь кальций связан флюорите.

<sup>3</sup> Проба из материалов В. В. Чернышева.

и частично железа. В грейзенах накапливается алюминий в форме топаза и диккита, магний в светлой слюде и как примесь в других минералах<sup>1</sup> кальций в флюорите. Инертным также являлся титан, который, освобождаясь при разрушении биотита, давал с кальцием из плагиоклазов сфен. Для грейзена первого типа характерны высокие потери при прокаливании в интервале температур 600—700° С, что связано с выделением конституционной (гидроксильной) воды из диккита. В этих породах присутствует незначительное количество рудных компонентов (табл. 3)— первые сотые доли процента. Только содержание олова достигает 0,1%. При образовании грейзенов второго типа (проба 20) породообразующие компоненты вели себя аналогичным образом. В них устанавливается недостаток щелочей и кремнезема, возрастание количества глинозема. Но имеется некоторое отличие: значительно меньшая подвижность кремнезема, увеличение количества закисного железа и серы, что связано с развитием сульфидов, и убыль магния. Грейзен этого типа содержит вольфрам и до 1% меди и олова. Анализ грейзена третьего типа (проба 21) показал, что изменение происходило при полной инертности кремнезема и глинозема, но также сопровождалось выносом щелочей и, кроме того, кальция, при этом порода обогащалась закисным железом и серой. В таком грейзене установлено и более высокое содержание рудных компонентов: 0,1% свинца, до 1% меди и цинка, свыше 1% олова, много вольфрама, присутствуют кобальт, мышьяк, сурьма и висмут.

Таблица 3

Результаты полуколичественных спектральных анализов гидротермально измененных гранитов, %

№ пробы	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Sn	Sb	Ba	W	Pb	Bi
19	—	—	0,01	0,01	—	—	Сл.	0,1	—	0,01— 0,1	—	0,01	—
4118	—	Сл.	0,001	Сл.	—	—	Сл.	0,01— 0,1	—	0,001— 0,003	—	0,001— —0,01	—
21	0,001	—	~1,0	~1,0	+	—	0,001—0,01	> 1,0	0,1	0,07	>0,1	> 0,1	Сл.
20	—	—	~1,0	0,01	—	—	0,001	~ 1,0	—	Сл.	0,8	0,001	—
708	—	—	0,01	0,01	—	—	0,0003— 0,001	0,03— —0,1	Сл.	—	—	0,01	0,003
22	—	—	0,001	—	+	—	Сл.	0,01	—	< 0,01	0,1	0,01	—

Примечания.

- 1) Вольфрам определен рентгеноспектральным анализом.
- 2) Знак «+» показывает присутствие данного элемента.

<sup>1</sup> Содержание магния в дикките, как показал спектральный анализ, около 1%.

Полученные отношения молекулярных количеств  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$  показывают, что грейзенизация сопровождалась, особенно при образовании грейзенов первого типа, выносом больших количеств кремнезема. В грейзенах второго типа оно (8,71) близко к отношению слабоизмененных гранитов (9,91). В грейзенах второго и третьего типов отношение  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{Al}_2\text{O}_3$  больше в 2—2,5 раза, чем в гранитах, и более чем в 25 раз в грейзенах первого типа. Эти данные свидетельствуют о значительном перераспределении железа в пределах зоны грейзенизации. Ведущим анионом в нижней части этой зоны являлся фтор, в верхней — сульфидная сера.

Из сказанного следует, что интервал грейзенизации является зоной выщелачивания, из которой в выше расположенные участки выносились различные породообразующие компоненты (см. рис. 8).

Гидротермально измененный гранит из зоны серицитизации (проба 4118) характеризуется полным выносом натрия, но значительным увеличением калия. Отношение  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$  для этого интервала равно нулю. Молекулярные количества остальных компонентов практически остаются постоянными; отмечается лишь некоторый вынос магния в связи с замещением биотита серицитом. Породы этой подзоны бедны рудными компонентами, накопление их, в основном в форме сульфидов, в данном интервале происходило в пределах жильных трещин. Ведущим анионом здесь являлась сульфидная сера. Появление в кварцевых жилах с сульфидами небольшого количества сидерита свидетельствует о повышении роли углекислоты. Этот интервал представляет собой зону затухающего выщелачивания.

Около ураноносных жил, в верхней части месторождения, устанавливаются следующие изменения химического состава гранитов. В удалении (в 2—3 м) от жилы происходит (проба 23) незначительное увеличение количества калия и уменьшения натрия, связанное с серицитизацией плагиоклазов, и уменьшение магния в связи с осветлением биотита. Привнос серы вызвал образование пирита, что отразилось на уменьшении количества окисного железа. Непосредственно около зальбандов ураноносных жил происходит полный вынос натрия (проба 19), незначительное уменьшение количества калия, окисного и закисного железа и сульфидной серы. По сравнению с серицитизированным гранитом несколько увеличивается содержание магния, что обусловлено развитием хлорита. В верхней части месторождения процесс минерализации протекал в основном в жильных трещинах. Этот участок является зоной отложения.

### Интерпретация результатов

Описанный случай является ярким примером зонального развития минерализации, объяснение которой можно дать, исходя из гипотезы кислотно-щелочной дифференциации гидротермаль-

ных растворов, развиваемой в настоящее время Д. С. Коржинским [3] и другими исследователями [4]. Идея кислотно-щелочной дифференциации заключается в том, «что освободившиеся при кристаллизации гранитоидной магмы кислые компоненты (HCl, HF, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub> и др.) в силу «кислотно-фильтрационного эффекта» при просачивании водных растворов через поры горных пород и закрытые трещины перемещаются быстрее основных компонентов и даже самого растворителя — воды. Поэтому в каждой порции раствора при прохождении через него волны кислотных компонентов кислотность сначала повышается, что вызывает выщелачивание оснований из боковой породы, а затем понижается что вызывает обратное осаждение оснований. Это резкое изменение кислотности обуславливает интенсивное изменение пород при постмагматических процессах и является признаком постмагматической природы растворов» [5].

В свете изложенного ход процесса формирования вертикальной метасоматической зональности околорудных изменений в гранитах, вмещающих ураноносные жилы, можно представить следующим образом. После кристаллизации апикальной части гранитной интрузии и внедрения остаточных магматических дифференциатов при возобновлении тектонических подвижек в нижнюю часть ослабленной зоны поступали высокотемпературные растворы, богатые водой, соединениями фтора, сульфидной серы, но бедные бором и углекислотой. Опережающая волна кислотных компонентов, среди которых в начале процесса минерализации главенствующую роль играл фтор<sup>1</sup>, вызвала интенсивное разложение всех минералов боковых пород с превращением их в топазовые грейзены. Связывание фтора в топазе и флюорите и обогащение растворов щелочами при разрушении полевых шпатов и биотита, естественно, должно было вызвать увеличение рН растворов. Повышение щелочности раствора, по-видимому, способствовало созданию условий, при которых кремнезем переходил в раствор и выносился из зоны грейзенизации. Начавшееся после кристаллизации фтористых соединений выпадение сульфидов также указывает на повышение рН растворов, поскольку при этом, как отмечает А. Г. Бетехтин [7], должна возрастать активность сульфидного аниона. Отсутствие в этой зоне карбонатов, исключая незначительное количество сидерита в грейзене третьего типа, указывает на инертность углекислоты в процессе грейзенизации.

Увеличение в растворах концентрации щелочей, в частности калия, и наличие свободных ионов алюминия вызвало выше

<sup>1</sup> Поскольку скорость движения при фильтрации, как отмечает Д. С. Коржинский [6], зависит от размера частиц с учетом их гидратации, то, естественно, простые анионы (Cl<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>) должны были перемещаться гораздо быстрее, чем громоздкие комплексные анионы (HS<sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> и др.). Поэтому в начальной стадии минерализации главную роль в данном случае играл фтор, который со временем уступал место сероводороду, а этот, в свою очередь, — углекислоте.



подзоны грейзенизации интенсивную серицитизацию пород. Растворы при этом добавочно обогащались натрием. Подвижность натрия и накопление в породах калия при серицитизации связано с размером их ионов. Крупные ионы калия (1,33) менее подвижны, чем ионы натрия (0,98) [8].

Серицитизация гранитов протекала при более высоком значении рН растворов, чем грейзенизация. Согласно экспериментальным исследованиям, серицит образуется при относительно низких температурах (до 200° С) в щелочных средах (при высоком содержании алюминия и калия [9]). Другие исследователи отмечают, что он легко возникает из нейтральных и кислых хлоридных растворов, тогда как в умеренно щелочных растворах образуется ортоклаз и калиофилит. Как указывают Н. Курек и А. Курек [10], степень кислотности растворов, служащая границей образования серицита, меняется в зависимости от концентрации калия и алюминия. Высокая концентрация этих элементов позволяет образовываться серициту в более кислой среде. Отсутствие карбонатов кальция как в серицитизированных породах, так и в заключенных среди них кварцевых жилах указывает на рН растворов не выше 7, так как кальцит образуется только в условиях щелочных растворов при рН=8 [11]. Только в щелочных условиях образуется хлорит [12], который также здесь отсутствует. На основании сказанного можно предположить, что растворы, вызвавшие серицитизацию, были слаббокислыми или нейтральными. Присутствие в них аниона  $\text{HS}^-$  обусловило развитие при серицитизации в породах пирита.

Серицитизация гранитов непосредственно около зальбандов ураноносных жил аналогична изменениям в средней части месторождения. К изменениям, связанным с формированием кварцнастурановой ассоциации относится, как было отмечено выше, развитие в серицитизированных породах хлорита и окислов железа. Хлоритизация и «покраснение» пород являются следствием продолжавшейся эволюции гидротермальных растворов. Сброс растворами на средних горизонтах калия, извлечение из пород натрия, связывание анионов серы и возрастание парциального давления углекислоты должно было вызывать дальнейшее увеличение рН растворов. В пределах верхних частей месторождения рН возросло настолько, что стало возможно образование хлорита и окислов железа<sup>1</sup>.

Хлоритизация пород указывает, с одной стороны, на повышение рН растворов, а с другой — на недостаток в них  $\text{CO}_2$ , так как только при этом условии, как отмечает А. С. Поваренных [8], магний прочно удерживается кремне-кислородными слоистыми комплексами хлорита. При избытке  $\text{CO}_2$  из растворов должны

<sup>1</sup> Согласно исследованиям Б. Мезона [13], окисление железа идет легче в щелочных растворах. Поэтому равномерное увеличение молекулярного количества  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  снизу вверх (см. рис. 8) следует рассматривать как увеличение рН растворов по пути движения.

выпадать карбонаты магния. Недостатком углекислоты в растворах следует объяснить и бедность ураноносных жил карбонатами, хотя в основе своей растворы, видимо, были углекислыми.

Натрий в гидротермальных растворах вызывал в этом интервале альбитизацию пород. Возможно, что альбитизация здесь проявлялась так же широко, как это показано на примере одного из урановых месторождений [14], но отсутствие данных не позволяет судить о масштабах развития этого процесса.

Уран в процессе минерализации привносился углекислыми растворами после того, как произошел основной сброс магматическим очагом фтора и сероводорода. Об этом свидетельствуют следующие факты: отложение настурана после касситерита, вольфрамита и основной массы сульфидов, осаждение урановых минералов на раннем пирите в зоне грейзенизации, окисление пирита в серицизированных гранитах.

### Выводы

Формирование вертикальной метасоматической зональности околорудных изменений в гранитах, вмещающих ураноносные жилы, обусловлено несколькими последовательно сменявшимися стадиями единого этапа минерализации.

Развитие в нижней части месторождения, грейзенизации, в средней — серицитизации и в верхней — хлоритизации и альбитизации пород и отложение различных минеральных ассоциаций в жильных трещинах является следствием изменения состава растворов от кислых к щелочным. Эволюция растворов связана с изменением их анионной части во времени  $[F^- \rightarrow HS^- \rightarrow CO_3^{2-} \rightarrow HCO_3^-]$  и катионной части в пространстве в результате взаимодействия с вмещающей средой. Этот вывод находится в согласии с более общими представлениями об эволюции минерализации в пределах таких крупных рудных районов, как Рудные горы [15].

Отложение настурана происходило в верхних участках месторождения из растворов, в которых концентрация водородных ионов была наименьшей.

В заключение необходимо отметить, что основной вывод автора о непрерывности процесса противоречит общепринятому представлению о наличии временного разрыва между грейзенами и гидротермальными жилами. Изложенные в статье данные, конечно, не решают однозначно этот вопрос, но заставляют обратить внимание на возможность такой связи. Не исключено, что при анализе других сложных месторождений на основании изучения околорудных изменений в пространстве будут выявлены аналогичные закономерности.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Дымков Ю. М. Кристаллы флюорита, прошедшие стадию скелетного роста. «Тр. мин. музея АН СССР», вып. 8, 146 (1957).
2. Стрелкин М. Ф. К вопросу о грейзенизации гранитов. В сб.: Вопросы

- петрографии и минералогии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953, стр. 84.
3. Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. «Докл. АН СССР», 122, № 2, 267 (1958).
  4. Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максимова Э. М. О различной скорости фильтрации анионов и катионов при просачивании растворов через тонкопористые фильтры. «Докл. АН СССР», 141, № 1, 135 (1961).
  5. Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. «Геология рудных месторождений», № 5 (1962).
  6. Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 12 (1957).
  7. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, стр. 122.
  8. Поваренных А. С. Некоторые вопросы околожильного метаморфизма гранитоидов. В сб.: Геология и минералогия («Тр. Криворожского горно-рудного ин-та», № 1). М., Госгеолтехиздат, 1954, стр. 45.
  9. Фолк Р. Л. Лабораторные исследования изменения полевых шпатов и получающихся при этом продуктов. Перев. с англ. В сб.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., Изд-во иностр. лит., 1950, стр. 214.
  10. Курек Н. И. и Курек А. И. Серичитсодержащие породы. В сб.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954, стр. 101.
  11. Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. В сб.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956, стр. 72.
  12. Moore G. W. and Ingerson E. The pneumatolitic and hydrothermal synthesis of silicates. Econ. Geol. 32, No. 7 (1937).
  13. Мезон Б. Окисление и восстановление в геохимии. В сб.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., Изд-во иностр. лит., 1950 стр. 133.
  14. Баранов Э. Н., Вертепов Г. И., Гладышев Г. Д. Околорудные изменения вмещающих пород на урановом месторождении. «Геология рудных месторождений», № 6 (1962).
  15. Дымков Ю. М. Урановая минерализация Рудных гор. М., Атомиздат, 1960.

### ВОССТАНОВЛЕНИЕ СИНТЕТИЧЕСКИХ И ПРИРОДНЫХ ОКИСЛОВ УРАНА

Ю. М. ДЫМКОВ

#### Введение

Ранее автором был приведен ряд фактов и доводов, указывающих на кристаллизацию настурана первоначально не в виде уранинита — природной двуокиси урана, а в виде иных метастабильных окислов, перешедших впоследствии в уранинит [1]. Часть отмеченных примеров кристаллохимических превращений в природных окислах получила в результате специальных исследований иное толкование, так как некоторые кристаллы настурана оказались псевдоморфозами по коффиниту. Вместе с тем были приведены дополнительные аргументы в пользу существования промежуточных окислов урана (фаз) на определенном этапе образования настурана [2]. Данная работа посвящена дальнейшему развитию представлений об образовании настурана путем фазовых превращений в природных окислах.

В качестве аналогов для сопоставления при анализе природных процессов использованы литературные сведения о фазовых превращениях синтетических окислов в процессах восстановления  $UO_3$  до  $UO_2$ . Изложению полной схемы фазовых превращений, необходимой для анализа геохимических процессов, пришлось уделить значительную часть статьи, поскольку в минералогических [1—4] и кристаллохимических [5—8] работах по изучению природных окислов урана используются лишь отрывочные сведения о синтетических окислах в ряду  $UO_3$  —  $UO_2$ . Вопросы фазовых превращений в синтетических окислах урана в геологической литературе не освещались.

Фазовые превращения, связанные с процессами окисления — восстановления, изучены в основном при «сухих» экспериментах, где используются газообразные восстановители и окислители, взаимодействующие с окислами урана при высоких температурах. Естественно, возникает вопрос, насколько применимы данные о такого рода превращениях для расшифровки природных процессов.

Природные окислы урана в гидротермальных жилах и, вероятно, в пегматитах, образуются в водной среде или, по крайней мере, в присутствии паров воды. В связи с этим в статье решается второй вопрос — об аналогии схем фазовых превращений в окислах урана при газовом и водном («гидротермальном») восстановлении.

Поскольку возможность протекания тех или иных реакций — еще не доказательство того, что они происходили в природе, необходимо искать признаки фазовых превращений в природных окислах урана. С этой целью обсуждается ряд новых минералогических и кристаллохимических фактов.

В качестве примера применимости предложенной в статье гипотезы для решения конкретных геологических задач сделана попытка разобрать вопросы автокатализа при отложении настурана и на этой основе осветить ряд моментов локализации настурановых руд.

### Механизм газового восстановления окислов урана

Согласно современной адсорбционно-каталитической теории [9], в процессе газового восстановления окислов выделяются три последовательные стадии. В первую стадию на поверхности окисла адсорбируется газ-восстановитель. Во вторую стадию адсорбированные молекулы газа-восстановителя соединяются с кислородом кристаллической решетки и вызывают в итоге кристаллохимические превращения. В третью стадию десорбируются продукты реакции. Для восстановления характерны ступенчатый (во времени) и зональный (в пространстве) механизмы. Отдельные зоны соответствуют ступеням процесса восстановления и могут быть установлены рентгеноструктурными и микроскопическими методами. Процесс восстановления происходит на границе раздела фаз [9], где, как уже отмечалось [10], может сосуществовать <sup>1</sup> фаза с минимальным количеством кислорода (например, в применении к окислам урана,  $U_4O_9-y$ ) и образующаяся фаза с максимальным количеством кислорода (например,  $UO_{2+x}$ ). Продвижение границы новой фазы идет от внешнего слоя в глубь кристаллического зерна.

Отдельные представления о механизме восстановления окислов урана спорны. Так, например, при восстановлении  $U_3O_8 \rightarrow UO_{2+x}$  допускается диффузия кислорода [12], образующегося на поверхности раздела фаз, сквозь  $UO_{2+x}$  к поверхности зерен. Такие же представления, как непременная адсорбция восстановителя на поверхности окисла и протекание процесса восстановления на поверхности раздела фаз, например,  $U_3O_8$  и  $UO_2$  или  $UO_2$  и  $U_4O_9$  [13], разделяются большинством исследователей. Наиболее детализи-

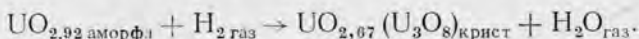
<sup>1</sup> При восстановлении могут образовываться сосуществующие фазы, не взаимодействующие ни между собой, ни с исходным материалом (принцип сосуществования фаз) [11].



рованные представления о механизме газового восстановления окислов урана даны В. Г. Власовым и В. М. Жуковским [14].

Для восстановления окислов урана в качестве газов-восстановителей используются СО и Н<sub>2</sub>. При температуре, не превышающей 500°С, установлены следующие ступени восстановления UO<sub>3</sub> [14—20]:

1. Восстановление UO<sub>3</sub> (UO<sub>3</sub> → UO<sub>2,92</sub>) и образовании U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>. Восстановление до состава UO<sub>2,92</sub> происходит без образования новой фазы путем поверхностной реакции между кислородом окисла и газом-восстановителем. При составе UO<sub>2,92</sub> возникает новая твердая фаза — образуется U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>:



Образование U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> характеризуется кристаллохимическими превращениями на поверхности раздела U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> и UO<sub>3</sub> и развивается автокаталитически. Автокатализ обусловлен, с одной стороны, расширением поверхности раздела фаз в результате образования новых зародышей [16], с другой — определенной разницей в электронной проводимости UO<sub>3</sub> и U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> [14].

2. Восстановление U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>. Вторая ступень процесса U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> → U<sub>3</sub>O<sub>8-x<sub>макс</sub></sub> (UO<sub>2,6±x</sub>) протекает с затухающей скоростью так как концентрация кислорода продолжает уменьшаться, в то время как количество активных центров, достигнув определенного значения, не возрастает [18]. Возможно, что отмеченный процесс протекает одновременно с восстановлением UO<sub>2,92</sub> → U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> [14]. Методом электронной дифракции установлено [21], что при восстановлении U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> → U<sub>3</sub>O<sub>8-x</sub> происходит нарушение в порядке укладки плотноупакованных плоскостей (так называемое «stacking faults») <sup>1</sup>. Для U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> в чередовании урановых плоскостей U<sup>6+</sup> и U<sup>5+</sup> (или U<sup>4+</sup>) наблюдается ритмичность: — U<sup>6+</sup> — U<sup>5+</sup> — U<sup>5+</sup> — — U<sup>6+</sup> — U<sup>5+</sup> — U<sup>5+</sup> — . . . При восстановлении эта ритмичность нарушается из-за появления дополнительных слоев U<sup>5+</sup> (U<sup>4+</sup>) вместо слоев U<sup>6+</sup>. Вначале возникают лишь отдельные участки с тремя слоями U<sup>5+</sup> (U<sup>4+</sup>) между слоями U<sup>6+</sup>. В конечную стадию, в U<sub>3</sub>O<sub>8-x</sub>, появляется новая ритмичность: . . . — U<sup>6+</sup> — U<sup>5+</sup> — — U<sup>5+</sup> — U<sup>5+</sup> — U<sup>6+</sup> — . . .

3. Образование U<sub>3</sub>O<sub>7</sub> (UO<sub>2,6±x</sub> → UO<sub>2,36±x</sub>). Эта ступень проходит через адсорбцию восстановителя на поверхности окисла. Суммарная скорость восстановления пропорциональна давлению водорода [15]. Данная ступень процесса не проявляется, если восстановление проходит при 500°С [18]. Окисел U<sub>3</sub>O<sub>7</sub> неустойчив и через четыре месяца разлагается на U<sub>4</sub>O<sub>9</sub> и U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> [17].

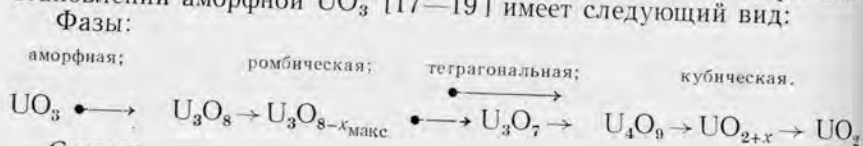
<sup>1</sup> Перевод по Риду [22]. По мнению Робинса [23], картина электронной дифракции, полученная Сато [21], объясняется не «stacking faults», а процессами двойникования.

Подобный распад тетрагонального окисла происходит при 250° С [24] <sup>1</sup>.

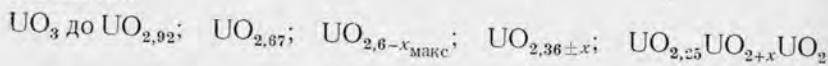
4. Образование  $U_4O_9$ . Процесс  $UO_{2,6-x_{\max}} + CO \rightarrow UO_{2,25} + CO_2$  развивается с постоянной скоростью, прямо пропорциональной давлению окиси углерода. Допускается пространственное разделение участков кристаллоструктурного превращения от участков химического взаимодействия [16].

5. Восстановление  $U_4O_9 \rightarrow UO_{2+x_{\max}}$ . Эта последняя ступень проходит в диффузионном режиме. При диффузии кислорода к месту поверхностной реакции, как предполагается [18], происходит некоторое нарушение упорядоченности положения кислорода в решетке.  $U_4O_9$  трансформируется в  $UO_{2+x}$  на поверхности раздела фаз [12].

Таким образом, полная схема фазовых превращений при восстановлении аморфной  $UO_3$  [17—19] имеет следующий вид:



Состав:



(Знаком → показана трансформация решетки; а знаком •→ — образование зародышей новой фазы).

Схема восстановления охватывает все гомологи ряда Е. С. Макарова [26] —  $U_nO_{2n+2}$ . В окислы  $UO_{2,36\pm x}$  входит не только  $U_3O_7$ , но и другие тетрагональные фазы ( $U_5O_{12}$  и  $U_7O_{16}$ ).  $UO_{2,6-x_{\max}}$  в пределе может достигнуть состава  $UO_{2,5}$  ( $U_2O_5$ ), а часть  $UO_{2+x}$  можно отнести к «лесу окислов» в области, прилегающей к  $UO_2$  ( $U_9O_{20}$ ,  $U_5O_{11}$ ,  $U_{11}O_{24}$  и др.). Часть окислов  $UO_{2+x}$  (в интервале  $UO_{2,005}$  —  $UO_{2,20}$ ) представляет собой смесь фаз  $UO_2$  и  $U_4O_9$  [27].

### Восстановление окислов урана в водных растворах

При гидротермальном синтезе настурана было установлено, что неполное восстановление урана приводит к образованию  $U_3O_8$ . При полном восстановлении образуется настуран с решеткой  $UO_2$  [28, 29].

Большое значение для выявления ступенчатости процесса восстановления окислов урана в растворах представляет работа Уоррена и Форверда [30]. Восстановлению водородом подвергалась суспензия уранилкарбоната, полученная из шламма  $UO_3$  и подкисляемая газом  $CO_2$ . Осаждение велось на никелевом или

<sup>1</sup> Поскольку верхний температурный предел существования  $U_3O_7$  близок к 500° С, иногда допускается [25], что реакция  $5U_3O_7 \rightleftharpoons 3U_4O_9 + U_3O_8$  не может протекать ниже 500° С.

платиновом катализаторе. Опыты производились в экзоклавах при  $210^{\circ}\text{C}$ , давлении  $\text{CO}_2$  2—9 атм и давлении водорода 6—20 атм при общем давлении около 60 атм.

Рентгеноструктурное исследование промежуточных и конечных продуктов, полученных в ряде опытов, показало, что восстановление протекало в три стадии:

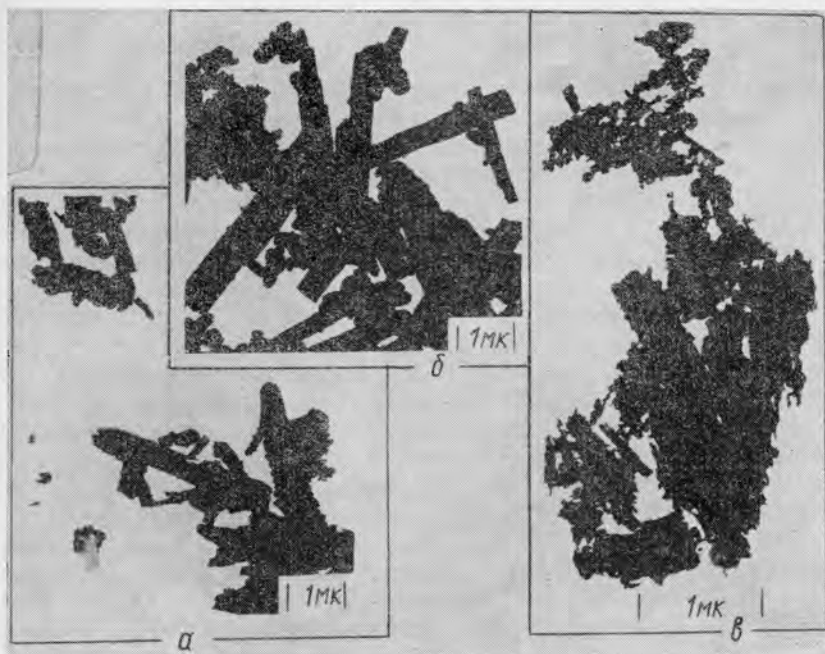


Рис. 1. Контуры частиц окислов урана (электронные фотографии):  
 а — псевдоморфозы  $\text{UO}_{2+x}$  по  $\text{U}_3\text{O}_8$ ; б — кристаллы  $\text{U}_3\text{O}_8$  [30]; в — частицы настурана  
 с  $a = 5,42 \text{ \AA}$ .

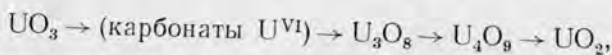
1. Уранилкарбонат, полученный из  $\text{UO}_3$ , восстанавливался до  $\text{U}_3\text{O}_8$ .
2.  $\text{U}_3\text{O}_8$  восстанавливался до  $\beta\text{-UO}_2$  ( $\text{U}_4\text{O}_9$ ).
3.  $\beta\text{-UO}_2$  восстанавливался до  $\alpha\text{-UO}_2$ .

Восстановление в присутствии антрахинона также происходит через образование  $\text{U}_3\text{O}_8$  и  $\text{U}_4\text{O}_9$  в качестве промежуточных форм.

Большой интерес вызывают данные о морфологии образующихся окислов. Электронные фотографии конечных и промежуточных продуктов показали, что промежуточный  $\text{U}_3\text{O}_8$  образовался в виде частичек, имеющих очертания вытянутых «планок» или игл (рис. 1, б). Частички конечного продукта имеют неправильные или ровные границы в зависимости от того, было ли восстановление

относительно быстрым или медленным. Судя по огромному, преобладающему количеству псевдоморфоз  $\alpha\text{-UO}_2$  по  $\text{U}_3\text{O}_8$ , дальнейшее восстановление  $\text{U}_3\text{O}_8$  происходило относительно медленно и сопровождалось кристаллохимическими превращениями в пределах игольчатых кристаллов (рис. 1, а).

Таким образом, при восстановлении  $\text{UO}_3$  или солей  $\text{U}^{\text{VI}}$  в карбонатных водных растворах проявляется определенная ступенчатость.



аналогичная ступенчатости при газовом восстановлении. Эта аналогия показывает на возможность применения принципа последовательности превращений окислов А. А. Байкова [31] для гидротермальных условий, что представляет интерес для выяснения фазовых превращений в природных окислах урана, железа, марганца, ванадия и др. Согласно принципу А. А. Байкова [31, 32], процесс восстановления высшего окисла в низший — «происходит через последовательное образование всех устойчивых в данных условиях промежуточных окислов» [32], стр. 517. Если, например,  $\text{U}_3\text{O}_7$  неустойчив в условиях эксперимента, восстановление пойдет по схеме  $\text{U}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{U}_4\text{O}_9$ , если же устойчив, то схема усложнится:  $\text{U}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{U}_3\text{O}_7 \rightarrow \text{U}_4\text{O}_9$ . Некоторые из наиболее близких по составу и структуре фаз при быстром восстановлении могут не возникать [33]. По-видимому, в связи с этим до сих пор не удалось получить ряд гомологов между  $\text{U}_4\text{O}_9$  и  $\text{UO}_2$  в ряду Е. С. Макарова. Для получения их, возможно, следует максимально замедлить процесс восстановления  $\text{U}_4\text{O}_9$  или окисления  $\text{UO}_2$ . Поскольку принцип А. А. Байкова реализуется в основном при медленных взаимодействиях [33], для проявления полного ряда ступенчатого восстановления, известного для синтетических окислов, в природе есть все условия<sup>1</sup>.

Принцип А. А. Байкова в какой-то мере может рассматриваться как следствие более общего правила ступеней реакции Гей-Люсака (1842), согласно которому «при химических процессах вначале обычно образуются не наиболее устойчивые вещества, а самые близкие по неустойчивости к исходной системе» [34] стр. 247. Правило ступеней реакции широко пропагандировалась А. Е. Ферсманом [34а] для геохимии природных процессов, где оно известно как закон Оствальда о химических превращениях. В приложении к природным окислительно-восстановительным процессам отмеченный принцип можно сформулировать следующим образом. Минералы, содержащие элементы с переменной валентностью при процессах относительно медленного восстановления или окисления, проходят через ряд промежуточных фаз (минералов), существ-

<sup>1</sup> «... вся химическая лаборатория природы представляется нам в виде медленных превращений к достижению максимального химического равновесия» [34а, стр. 740].

вание каждой из которых на соответствующей ступени изменения обуславливается близостью кристаллохимических свойств с предыдущей фазой (наименьшая затрата энергии) и стабильностью в условиях процесса.

### Признаки фазовых превращений в настуранах

Можно указать ряд дополнительных признаков фазовых превращений в природных настуранах. Так, весьма примечательно морфологическое сходство псевдоморфоз  $UO_2$  по игольчатому  $U_3O_8$  (рис. 1, а), полученных при восстановлении  $UO_3 \rightarrow U_3O_8 \rightarrow U_4O_9 \rightarrow UO_2$  [30] с иглами, слагающими сферолиты природного, неизмененного вторичными процессами настурана с  $a=5,42\text{Å}$  (рис. 1, в) <sup>1</sup>.

В кристаллах описанного неизмененного коффинита [2] при больших увеличениях в результате дополнительных исследований были установлены фигуры вращения настурана, ориентированные перпендикулярно граням тетрагональной пирамиды. Скорость роста сферолитов настурана была меньше скорости роста граней пирамид коффинита. Установлены также случаи одновременного роста сферолитов настурана почковидных корок и сферолитов коффинита. Тот факт, что настуран мог одновременно расти с силикатом  $U^{IV}$  в среде, где количество  $SiO_4^{2+}$  по отношению к урану практически не ограничено, показывает, что уран, участвовавший в формировании настурана, не был четырехвалентным. Это мог быть  $U^V$  или  $U^{VI}$  ( $U_3O_8 = U_2^{5+} + U^{6+} + O_8$  [36])

В пользу предположения о существовании  $U_3O_8$  в природе говорят также находки мелких призматических кристаллов гексагонального сечения [3], поскольку для кристаллической закись-окиси характерны псевдогексагональные призмы [23, 29].

Как показано на рис. 2, фазы, возникающие в процессе восстановления, отличаются постепенным увеличением удельного веса. Уплотнение вещества в определенном объеме должно вызывать увеличение пористости или появление трещин усадки. Трещиноватость, например, возникает в связи с временным появлением

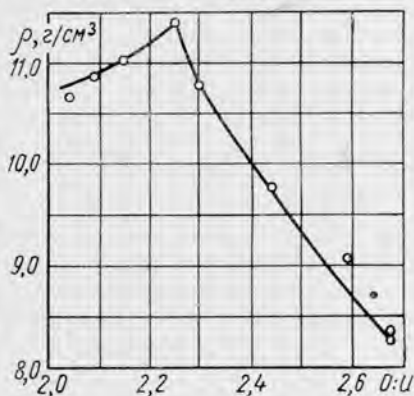


Рис. 2. Плотность окислов урана в интервале составов  $U_3O_8 - UO_2$  [43].

<sup>1</sup> Сферолиты с гладкой блестящей поверхностью были взяты из образца, показанного на рис. 7 [35]. После кратковременной обработки азотной кислотой при декантации пробы кипящей дистиллированной водой был получен темно-серый раствор, содержащий взвесь кристаллов-псевдоморфоз.



$U_3O_8$  при спекании двуокиси:  $UO_2 \rightarrow U_3O_8 \rightarrow UO_2$  [37]. Таким образом, обычная трещиноватость природных окислов урана, вызванная внешними тектоническими причинами, представляет собой важнейший признак происходивших фазовых превращений.

В свое время допускалась возможность отнесения некоторых видов типичных для настурана трещин к трещинам, вызванным превращениями при переходе первичных метастабильных фаз в устойчивые окислы с решеткой  $UO_2$  [1].

Трещины усадки располагаются в почковидных настуранах пятнами или зонально. В последнем случае зоны трещиноватости чередуются с монолитными, нетрещиноватыми зонами настурана. Отражательная способность в трещиноватых участках иногда значительно повышается. Определение микротвердости в нескольких образцах показало, что трещиноватые участки отличаются повышенной твердостью; различие в твердости трещиноватых и монолитных участков  $\Delta H = 100 \div 200$  кг/мм<sup>2</sup>. Так, например, монолитный настуран имеет твердость  $H_{50} = 665$  кг/мм<sup>2</sup>, а трещиноватый  $H_{50} = 795$  кг/мм<sup>2</sup>. Отпечатки в твердых участках ровные, без трещин, в монолитных, более мягких участках — ровные, с радиальными трещинами, что может свидетельствовать о наличии напряжений. В трещиноватых, более твердых участках местами наблюдается тончайшая пористость.

В другом образце сферолитовые ядра настурана с грубыми трещинами вдоль индукционных поверхностей имеют твердость  $H_{50} = 740 \div 625$  кг/мм<sup>2</sup>, а покрывающая их монолитная зона настурана  $H_{50} = 530 \div 424$  кг/мм<sup>2</sup>. Далее следует тонкая трещиноватая, а затем снова тонкая монолитная зоны, где микротвердость не удается измерить. Краевая трещиноватая зона сферолитовой корки настурана имеет твердость  $H_{50} = 625$  кг/мм<sup>2</sup>.

Поскольку известно, что твердость настурана повышается с понижением кислородного коэффициента [4], есть некоторые основания связывать появление более трещиноватых участков с процессами восстановления настурана<sup>1</sup>, но вопрос этот изучен еще недостаточно.

Следует подчеркнуть, что образование трещин характерно не только для превращений в окислах урана, но и для диффузионных процессов в других минералах. При определенных условиях трещины усадки возникают в халькопирите, маггемите и других минералах [37а].

Как показывают экспериментальные данные, время превращения метастабильных форм в более устойчивые, несмотря на малые скорости процессов, не определяются геологическими величинами. Следовательно, вторым признаком превращений служит небольшой

<sup>1</sup> Трещины усадки часто приурочены также к участкам настурана с пониженным показателем отражения и пониженной твердостью [35]. Отмеченные трещины имеют иное происхождение, так как впоследствии было установлено, что такого рода участки настурана являются изотропизированным коффинитом.

разрыв во времени между формированием сферолитов и образованием трещин.

Есть примеры незначительного абсолютного разрыва во времени между ростом сферолитов и образованием трещин. Так, кальцит, выполняющий трещины между сферолитами настурана, и настуран относятся к одной стадии минерализации: этот кальцит ничем не отличается от кальцита, образующего с тем же настураном структуры одновременного роста [38]. Более того, отмеченные



Рис. 3. Выполнение поздним настураном трещин усадки в сферолитах более раннего настурана. Полированный шлиф.  $\times 120$ .

трещины иногда выполняются не только кальцитом, но и несколько более поздними порциями настурана той же генерации. В этом случае более поздний настуран по своим физическим свойствам ничем не отличается от настурана, в котором он образует прожилки (рис. 3).

Получение  $U_3O_8$  в качестве промежуточного продукта [28—30] наряду с приведенными фактами показывает возможность перехода  $U_3O_8 \rightarrow (?) \rightarrow UO_2$  в природных настуранах. Существование иных промежуточных фаз, возникших при восстановлении первично образованной  $U_3O_8$  ( $U_3O_7$  и  $U_4O_9$ ), не менее реально, но следов их пока обнаружить не удастся. Тетрагональные окислы, установленные в осадочных месторождениях Италии [39], не сопоставимы с искусственными. По-видимому, они представляют собой смесь двух фаз  $U_4O_9$  ( $a_0 = 5,437 \text{ \AA}$ ) и  $UO_2$  ( $a_0 = 5,475 \text{ \AA}$ ), тем более, что там же были обнаружены кубические окислы со сходными

параметрами:  $\text{UO}_{2,21} (\text{U}_4\text{O}_9-y)$  с  $a_0 = 5,437 \text{ \AA}$  и  $\text{UO}_{2,00}$  с  $a_0 = 5,471 \text{ \AA}$ .

Интересны результаты анализа последних экспериментальных данных Р. П. Рафальского [29]. Им получено при гидротермальном синтезе настурана три урановых окисла:  $\text{U}_3\text{O}_8$ , затем  $\text{UO}_2$  с  $a_0 = 5,44 \text{ \AA}$ , что в синтетических окислах соответствует  $\text{UO}_{2,25} (\text{U}_4\text{O}_9)$  [40] и  $\text{UO}_2$  с параметром  $a_0 = 5,45 \div 5,46 \text{ \AA}$ , характерным для  $\text{UO}_{2+x}$ .  $\text{U}_3\text{O}_8$  во всех опытах ассоциируется с  $\text{UO}_{2,25}$  и вместе с тем продукт  $\text{U}_3\text{O}_8 + \text{UO}_{2,25}$  является промежуточным, а  $\text{UO}_{2+x}$  — конечным продуктом восстановления. Здесь возможно два решения вопроса. Согласно первому,  $\text{U}_3\text{O}_8 + \text{UO}_{2,25}$  представляет собой агрегат  $\text{U}_3\text{O}_8$  и продуктов неполного восстановления  $\text{U}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{U}_4\text{O}_9$ , согласно второму — это продукты распада  $\text{U}_3\text{O}_7 (\text{U}_4\text{O}_9 + \text{U}_3\text{O}_8)$  [17].

### Явления автокатализа при образовании настурана

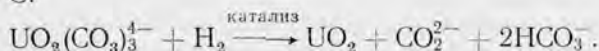
В представлениях о механизме восстановления окислов урана отводится большая роль электрическим свойствам окислов урана, представляющим собой полупроводники [14]. Полупроводники с избытком металла ( $n$ -тип) характеризуются большим количеством свободных электронов, что позволяет создавать значительную концентрацию свободных электронов, способствующих восстановлению. Полупроводники с недостатком металла ( $p$ -тип) имеют много катионных вакансий и концентрируют положительные дырки. Рекомбинация положительных дырок с электронами уменьшает количество свободных электронов, поэтому такие полупроводники затрудняют восстановление.

Изучение электропроводности окислов урана показало [41], что окисел  $\text{UO}_{2+x}$  является полупроводником  $p$ -типа. Таким же полупроводником оказался и окисел  $\text{UO}_{1,96}$ , по-видимому, состоящий из  $\text{UO}_{2+x} + \text{U}$ . Окислы  $\text{U}_4\text{O}_9-y$  и  $\text{U}_3\text{O}_{7-z}$  представляют собой полупроводники  $n$ -типа. Возможность существования  $\text{U}_4\text{O}_9$  и  $\text{U}_3\text{O}_7$  с недостатком урана не отрицается, однако при экспериментах их обнаружить не удалось. Образец состава  $\text{UO}_{2,53}$ , где ожидался недостаток металла ( $\text{U}_3\text{O}_{7+x}$ ), оказался полупроводником  $n$ -типа. Рентгеноструктурным анализом в нем было установлено присутствие новой фазы  $\text{U}_3\text{O}_8$ .

$\text{U}_3\text{O}_8$ , как и  $\text{UO}_3$  — также полупроводники  $n$ -типа. Установлено плавное возрастание электропроводности по мере перехода от менее упорядоченной аморфной  $\text{UO}_3$  к более упорядоченной структуре кристаллической  $\text{U}_3\text{O}_8$  [42]. В дальнейшем, в связи с удалением кислорода из решетки  $\text{U}_3\text{O}_8$  и увеличением дефектности ее структуры, в интервале  $\text{UO}_{2,67} - \text{UO}_{2,55} (\text{U}_3\text{O}_{8-x_{\text{макс}}})$  электропроводность увеличивается более чем на порядок. Электропроводность в интервале перехода  $\text{U}_3\text{O}_{8-x_{\text{макс}}} \rightarrow \text{U}_4\text{O}_9$  остается постоянной. По мере перехода  $\text{U}_4\text{O}_9$  в  $\text{UO}_{2+x}$  электропроводность сни-

жается, проходя через минимум при составе  $UO_{2,07}$  (верхняя граница однофазной  $UO_{2+x}$  при  $500 - 600^\circ C$ ). При отнятии избыточного кислорода от  $UO_{2,07}$  электропроводность увеличивается [43].

Полупроводниковые свойства окислов могут объяснить автокаталитическую роль свежесозажденной двуокиси. Установлено [44], что  $UO_2$  может оказывать благоприятное каталитическое влияние на восстановление урана водородом в карбонатных растворах при  $135 - 150^\circ C$ :



При этом скорость восстановления возрастает пропорционально увеличению количества  $UO_2$  как катализатора. В отсутствие катализатора  $UO_2$  реакция не наблюдается. Каталитически активным является окисел урана, полученный из раствора, в то время как  $UO_2$ , полученная сухим путем или вынутая из раствора и высушенная, каталитическими свойствами не обладает.

Механизм каталитического воздействия полупроводника на процесс предполагает снабжение кристаллической решеткой полупроводника участвующих в реакции компонентов электронами и дырками, которые выполняют функции свободных валентностей [45]. Для процесса восстановления катализаторами будут полупроводники  $n$ -типа — поставщики электронов. Двуокись не является таким катализатором, поскольку  $UO_{2+x}$  полупроводник с недостатком металла ( $p$ -тип). Наиболее вероятно предположение о существовании в массе осаждающихся окислов урана полупроводников  $n$ -типа:  $U_3O_8$ ,  $U_3O_7$  и  $U_4O_9$ , ускоряющих или облегчающих процесс восстановления. На приводимых фотографиях [44] «двуокиси» отчетливо заметна зональность агрегата окислов урана, включающего зерна и зоны двуокиси и зоны, отличающиеся пониженной отражательной способностью и трещинами усадки, свойственными продуктам восстановления  $U_3O_8$ .

Таким образом, наиболее вероятно предположение, допускающее рост сферолитов настурана первоначально в виде  $U_3O_8$  с последующим превращением в промежуточные метастабильные соединения  $U_3O_7$  и  $U_4O_9$  или одного из них. Все отмеченные соединения в ряду  $U_3O_8 - U_4O_9$  обладают каталитически благоприятными для восстановления урана полупроводниковыми свойствами и способствуют осаждению дополнительных порций окисла до тех пор, пока полностью не превратятся в  $UO_{2+x}$ . Возможно также первичное образование настурана в виде  $U_3O_7$  с последующим разложением на  $U_4O_9$  и  $U_3O_8$ . В любом случае чем больше настурана, тем быстрее и полнее идет отложение, тем крупнее образующаяся настурановая линза. Механизм осаждения настурана, учитывающий автокатализ, способен объяснить значительную неравномерность и контрастность настуранового оруднения в гидротермальных жилах без учета внешних постоянно действующих факторов. Действительно, трудно объяснить постоянное влияние

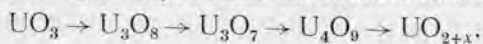
структурного фактора, длительно создающего перепады давления лишь в участках образования настурановых линз. То же можно сказать и о литологическом факторе, когда степень изменения пород не соответствует масштабам оруденения. Вместе с тем достаточно одноактного влияния того или иного фактора для осаждения первых порций настурана. Все последующие порции преимущественно будут образовываться там же. По мере роста линзы настурана вероятность образования новых центров отложения и новых линз уменьшается.

Механизм автокаталитического восстановления окислов урана объясняет не только случаи неравномерного оруденения в жилах, но и преимущественную концентрацию настурана в одной или нескольких «главных» жилах месторождений. Более того, если учитывать автокатализ в механизме осаждения, то по количеству настурана можно устанавливать пути движения растворов (и наоборот), поскольку растворы сбрасывают основной груз металла в первую очередь там, где на их пути встретились первичные скопления настурана.

Изучение процесса изменения полупроводниковых свойств окислов урана при их восстановлении приобретает дополнительный интерес в связи с представлениями Г. А. Пельмского о роли пирита и природных гальванических токов в процессе осаждения настурана [46, 47]. Весьма возможно, что осаждающая роль пирита связана не столько с гальваническими токами, сколько с полупроводниковыми свойствами пирита и других минералов. Известно [48], что пирротин — проводник электричества, однако проводимость его, видимо, дырочная, поскольку для него характерен дефицит железа. Пирит, имея избыток железа, обладает хорошей электропроводностью (электронной) либо, приближаясь по составу к стехиометрической формуле  $FeS_2$ , имеет плохую электропроводность. Настуран отлагается преимущественно там, где породы содержат пирит, а не пирротин. Поскольку настурановые месторождения обычно приурочены к зоне экзоконтакта, где до этого проходили высокотемпературные процессы (прогрев или отложение), сопровождающиеся привносом железа, и, возможно, создающие уход части серы из решетки пирита, представляет интерес изучение полупроводниковых свойств различных минералов в отдельных пачках пород и по центрам вокруг интрузий. Безусловно, представление о каталитической роли природных полупроводников в отложении настурана не исключает иного воздействия минералов на осаждение урановых руд.

### Выводы

1. Дана краткая характеристика ступенчатости процесса газового восстановления  $UO_3$  до  $UO_2$ , идущего путем последовательного образования промежуточных метастабильных фаз:





2. Показана возможность применения принципа А. А. Байкова о последовательности превращений окислов при восстановлении для анализа природных гидротермальных условий.

3. Приведены дополнительные факты, свидетельствующие о псевдоморфной природе настурана. Высказано предположение о том, что настуран первоначально отлагался из раствора в виде сферолитов  $U_3O_8$  (или  $U_3O_{8-x}$ , близкой к  $U_2O_5$ ) и при последующем восстановлении существовал в виде тех или иных метастабильных фаз, в частности  $U_3O_7$  и (или)  $U_4O_9$ , прежде чем превратиться в природную двуокись  $UO_{2+x}$ . Допускается также возможность первичного образования и последующего распада  $U_3O_7$ :  $U_3O_7 \rightarrow U_4O_9 (UO_{2,25}) + U_3O_8$ .

4. На примере расшифровки автокатализа и обсуждения причин рудоконтроля в гидротермальных урановых месторождениях показана возможность применения изложенных представлений для решения конкретных геохимических и минералогических вопросов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дымков Ю. М. К вопросу о генезисе настурана. «Геохимия», № 7 (1960)
2. Дымков Ю. М., Назаренко Н. Г. Коффинит и природа псевдокристаллов настурана. «Геохимия», № 4 (1962).
3. Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957.
4. Соболева М. В., Пудовкина И. Л. Минералы урана. Справочник. М., Госгеолтехиздат, 1957.
5. Conybeare C. E. V., Ferguson R. B. Metamict pitchblende from Goldfields, Saskatchewan and observations on some ignited pitchblendes. Amer. Min., 35, No. 5—6, 401 (1950).
6. Brooker E. J., Nuffield E. W. Studies of radioactive compounds: IV. Pitchblende from Lake Athabasca, Canada. Amer. Min., 37, No 5—6, 363 (1952).
7. Сидоренко Г. А. Рентгенографическое изучение природных окислов урана. «Геохимия», № 1 (1958).
8. Леонова В. А. К минералогии и кристаллохимии уранинитов Северной Карелии. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 88, вып. 1, 21 (1959).
9. Чуфаров Г. И., Татиевская Е. П. Автокаталитическая теория восстановления окислов металлов. В сб.: Проблемы металлургии. М., Изд-во АН СССР, 1953, стр. 15; Механизм и кинетика восстановления окислов металлов. В сб.: Физико-химические основы производства чугуна. Свердловск, Металлургия, 1956, стр. 39.
10. Архаров В. И. О кристаллохимических превращениях при восстановлении окислов железа. В сб.: Физико-химические основы производства чугуна. Свердловск, Металлургия, 1956, стр. 93.
11. Тумарев А. С. Комплексное восстановление и окисление элементов. В сб.: Проблемы металлургии. М., Изд-во АН СССР, 1953, стр. 33.
12. Agnson S., Clayton J. C. Kinetics of the reduction of  $U_4O_9$  in hydrogen. J. Inorg. Nucl. Chem., 7, No. 4, 384 (1958).
13. Anderson J. S. Travaux recents sur la chimie des oxydes d'uranium. Bull. Soc. Chim. France, No. 9, 781 (1953).
14. Власов В. Г. и Жуковский В. М. Влияние добавок некоторых окислов на кинетику восстановления трехоксида урана разложенным аммиаком. «Ж. прикл. хим.», 35, вып. 9, 1888 (1962).
15. Власов В. Г., Стрекаловский В. Н. Взаимодействие водорода с трехокисью урана. «Докл. АН СССР», 134, № 6, 1384 (1960).

16. Власов В. Г., Шалашнов В. Н. Восстановление трехоксида урана окисью углерода. «Ж. прикл. хим.», **34**, вып. 1, 20 (1961).
17. Бессонов А. Ф., Власов В. Г., Стрекаловский В. Н. Циклическое окисление-восстановление окислов урана. «Ж. прикл. хим.», **35**, вып. 3, 657 (1962).
18. Стрекаловский В. Н., Власов В. Г. Восстановление закиси-оксида урана водородом. «Ж. прикл. хим.», **34**, вып. 1, 38 (1961).
19. Стрекаловский В. Н., Бессонов А. Ф., Власов В. Г., Сидоренко Г. А. Фазовые превращения в процессах восстановления и окисления окислов урана. «Физика металлов и металловедение», **11**, № 3, 400 (1961).
20. Стрекаловский В. Н., Власов В. Г. Кинетика восстановления трехоксида урана водородом. «Ж. прикл. хим.», **34**, вып. 1, 32 (1961).
21. Sato Yu itiro. A New Case of Crystallographic Stacking Fault:  $U_3O_8-x$ . Nature, **188**, No. 4746, 222 (1960).
22. Рид В. Т. Дислокации в кристаллах. М., Metallurgizdat, 1957.
23. Robins R. G. Twinning, slip and cleavage in  $U_3O_8$ . J. Nucl. Mat., **5**, No. 3, 301 (1962).
24. Alberman K. B. and Anderson J. S. The Oxides of Uranium. J. Chem. Soc., Suppl. No. 2, 303 (1949).
25. Blackburn V. E. et al. J. Phys. Chem., **62**, No. 8, 902 (1958).
26. Макаров Е. С. Гомологический ряд окислов урана  $U_nO_{2n+2}$ . «Докл. АН СССР», **139**, № 3, 612 (1961).
27. Schaper V. E. Metallographic determination of the  $UO_2 - U_3O_8$  phase diagram. J. Nucl. Mat., **2**, No. 2, 110 (1960).
28. Наумов Г. Б. Синтез и разложение настурана в карбонатной среде. В кн.: Труды 6-го совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1962, стр. 88.
29. Рафальский Р. П., Власов А. Д., Кудинова К. Ф. Синтез  $UO_2$  восстановлением шестивалентного урана элементарной серой в гидротермальных условиях. «Атомная энергия», **13**, вып. 2, 181 (1962).
30. Waggen J. H., Forward F. A. Hydrometallurgical production of uranium dioxide for reactor fuel elements. Canad. Min. and Metall. Bull., **54**, No. 594, 743 (1961).
31. Байков А. А. «Металлург», № 3 (1926).
32. Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. 1. Свердловск, Metallurgizdat, 1962.
33. Гельд П. В., Алямовский С. И., Матвеев И. И. Промежуточные продукты восстановления  $V_2O_5$  водородом. «Ж. неорганич. хим.», **5**, 1678 (1960).
34. Некрасов Б. В. Курс общей химии. М., Госхимиздат, 1954.
- 34а. Ферсман А. Е. По вопросу о генезисе минералов и их взаимных превращениях. Избр. соч. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952, стр. 740.
35. Дымков Ю. М. Признаки кристаллизационного роста выделений настурана. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», **89**, вып. 6, 652 (1960).
36. Andresen A. F. The structure of  $U_3O_8$  determined by neutron diffraction. Acta crist., **11**, 612 (1958).
37. Hausner H. H. Powder metallurgy in nuclear reactor construction. Review series, No. 11. Intern. Atomic. Energy Agency, Vienna, 1961.
- 37а. Бродин Б. В. Роль диффузии при замещении и распаде твердых растворов. «Тр. мин. музея АН СССР», вып. 14, 79 (1963).
38. Дымков Ю. М. Одновременный совместный рост выделений настурана и сопровождающих его минералов. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», **92**, вып. 3, 299 (1962).
39. Garavelli C. L. Esame diffrattometrico di alcune pechblende sedimentarie italiane. Rend. Soc. mineral. ital., **15**, 355 (1959) (Цит. по РЖГеол. № 12, 26369 (1960)).
40. Gronvold F. High-temperature X-ray study of Uranium Oxides in the  $UO_2 - U_3O_8$  region. J. Inorg. Nucl. Chem., **1**, 357 (1955).

41. Willardson R. K., Moody J. W., Goering H. L. The Electrical Properties of Uranium Oxides. *J. Inorg. Nucl. Chem.*, **6**, No. 1, 13 (1958).
42. Жуковский В. М., Власов В. Г., Лебедев А. Г. Электрические свойства системы уран — кислород в интервале составов  $UO_3-U_3O_8$ . «Физика металлов и металловедение», **14**, вып. 3, 475 (1962).
43. Жуковский В. М., Власов В. Г., Лебедев А. Г. Электрические свойства системы уран—кислород в интервале составов  $U_3O_8-UO_2$ . «Физика металлов и металловедение», **14**, вып. 2, 319 (1962).
44. Буньи Б., Зо́гович Б. Восстановление урана в карбонатных растворах водородом с использованием  $UO_2$  в качестве катализатора. В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Избранные доклады иностранных ученых. Т. 7 — Технология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959, стр. 22.
45. Волькенштейн Ф. Ф. Электронная теория катализа на полупроводниках. М., Физматгиз, 1960.
46. Пелымский Г. А., Кашпиров С. Н. О приуроченности уранового оруденения в гидротермальных жилах к пиритсодержащим породам. «Геология рудных месторождений», № 4 (1962).
47. Пелымский Г. А. О возможной роли природных гальванических токов в локализации гипогенных урановых руд. В сб.: Геофизическая разведка. Вып. 11. М., Гостоптехиздат, 1963, стр. 65.
48. Минералы. Справочник. Т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1960.

## РЕГЕНЕРАЦИЯ НАСТУРАНА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Ю. М. ДЫМКОВ

### Введение

Регенерация минералов — широко распространенный процесс частичного или полного переотложения минералов из продуктов растворения или разложения ранее образованных генераций того же минерала<sup>1</sup>. Регенерация минералов в гидротермальных жилах — прямое следствие процессов растворения и метасоматоза, протекающих в различные стадии гипогенного минералообразования. Продукты метасоматического вытеснения или растворения минералов, существующие в растворе в виде ионов, комплексов или кристаллитов (для лабильных условий), могут транспортироваться на различные расстояния до осаждения. При разложении некоторых минералов иногда возникает неустойчивая промежуточная твердая фаза, дающая в итоге последующих изменений регенерированный минерал на месте разложившегося первичного минерала. Образующиеся в результате метасоматической переработки минералов ранних генераций те же минеральные виды поздних генераций вне зависимости от того, происходит или не происходит существенное перемещение вещества, могут быть отнесены к регенерированным минералам.

Растворение и последующее отложение минералов происходит в растворах, меняющих свой состав и физико-химические параметры во времени и пространстве. В связи с этим первичный и регенерированный минералы обычно отличаются друг от друга по ряду свойств (состав примесей, соотношение изотопов, кристаллохимические и физические свойства, морфология индивидов и агрегатов). Минералы, включающие элементы с переменной валентностью (например, некоторые минералы урана, железа, ванадия и

<sup>1</sup> Определение понятия регенерация минералов дается в качестве предварительного и лишь применительно к гидротермальным условиям. В литературе нет четко сформулированных признаков, ограничивающих объем и содержание этого понятия.

марганца) могут отличаться также по степени их окисленности <sup>1</sup>.

Регенерация — не единственный процесс, приводящий к существенному переотложению минералов в гидротермальных месторождениях. Гипогенное переотложение минералов в растворах могло осуществляться и механическим перемещением взвешенных частиц, флотацией, перемещением в расплавленном состоянии (самородные висмут и сера) и т. д. Вместе с тем не следует смешивать переотложение (в том числе и регенерацию) минералов с перекристаллизацией минералов [1], хотя оба отмеченных процесса могут быть, по-видимому, следствием одной причины: нарушения равновесия между минералом и средой, которой он окружен. При собирательной перекристаллизации растворение одних индивидов и рост за их счет других зависит в первую очередь от стремления к минимуму поверхностной энергии. В участке метасоматоза, предшествующего регенерации, становится неустойчивым минеральный вид, как определенное химическое соединение.

В деталях взаимоотношения между процессами регенерации и перекристаллизации более сложны и во многом еще не ясны. Может быть целесообразно относить образование новых зарождений [2] при перекристаллизации к процессам регенерации.

О гипогенной регенерации настурана или окислов урана неоднократно упоминалось (табл. 1) при изучении многих месторождений. Из отечественных работ наибольший интерес в этом отношении представляют сообщения В. И. Рехарского [3, 4]. К сожалению, геологами уделяется мало внимания поискам доказательств регенерации, и поэтому многие представления о регенерации обычно не выходят за рамки более или менее правдоподобных предположений.

Т а б л и ц а 1

Примеры регенерации настурана

Месторождение	Исходный окисел урана	Процесс разрушения или вытеснения	Продукт регенерации	Литературная ссылка
Витватерсранд (ЮАР) Саншайн (Канада)	Детритовый уранинит Уранинит	Вытеснение тухолитом Растворение в связи с образованием сидерита и тетраэдрита	Настуран »	[5, 6] [7]
Шинколобве (Республика Конго)	»	Карбонаты	«Аморфная руда» (настуран)	[6, 8]

<sup>1</sup> Изменения могут укладываться в рамки, ограничивающие понятие минеральный вид, или выходить за пределы этих рамок, но, по-видимому, не должны переступать границы условно выделяемых для решения конкретных задач геохимических или минералогических групп, например карбонатов, сульфатов, окислов урана и т. д. В случае регенерации окислов урана место первичного минерала обычно занимает уранинит, а место регенерированного — настуран; наоборот бывает реже.



Меторождение	Исходный окисел урана	Процесс разрушения или вытеснения	Продукт регенерации	Литературная ссылка
Большое Медвежье оз. (Канада) Атабаска (Канада) Яхимов (ЧССР)	Настуран I	Окисление, вытеснение карбонатами	Настуран III	[9]
	Настуран	Окисление, замещение кальцитом	Настуран	[10, 11]
	»	Растворение углекислыми водами третичных базальтов	»	[12, 13]
	»	Воздействие сульфатных, карбонатных, и кремнекислых растворов	»	[14—16]
Рудные горы (ЧССР и ГДР)	»	Воздействие карбонатных растворов	»	[13, 14]
СССР	Настуран с молибденитом	Вытеснение кварцем	Настуран (сферолиты около 0,01 мм в диаметре)	[17]
Буа-Нуар (Франция)	Настуран (сферолиты около 1 мм в диаметре)			

В предлагаемой статье сделан краткий обзор явлений, связанных с регенерацией настурана (гипогенные изменения, растворение и вытеснение настурана, образование настурана из продуктов разложения окислов урана и др.), а также обсуждаются признаки регенерации.

### Эндогенные изменения и вытеснение настурана

В участках с интенсивным наложением более поздних эндогенных процессов настуран, как правило, значительно изменен. Гидротермальные растворы вызывают в нем полное или частичное окисление урана и приводят к образованию окислов, возможно гидроокислов, и силикатов урана [18].

В полированных шлифах явления окисления и гидратации могут быть установлены по снижению отражательной способности и микротвердости настурана [19, 20], но надо учитывать при этом, что близкими к измененному настурану свойствами обладает коффинит и продукты его изменения [21].

Пересечение продуктами изменения настурана первичной радиальной или концентрической структуры роста его сферолитов [22] — главный признак наложенных процессов изменения настурана. В начальные стадии изменения в настуране развивается по краям его выделений, а также вдоль капиллярных трещин (рис. 1, 2). В дальнейшем реликты неизменного настурана становятся все более разьединенными и мелкими и настуран псевдоморфно превращается в остаточную урановую чернь, содержание

$U^{VI}$  в которой резко превышает содержание  $U^{IV}$  [20], или в гидронастуран [23, 24], известный в литературе также как «паранастуран» [25]. Часть продуктов изменения (паранастуран) содержит кремнезем и рентгенографически определяется как коффинит.

Наблюдались все стадии замещения настурана коффинитом (см. рис. 2) вплоть до образования полных псевдоморфоз [26]. Коффинит во многих месторождениях претерпел интенсивный метамиктный распад [27], но даже и в сравнительно свежем состоя-

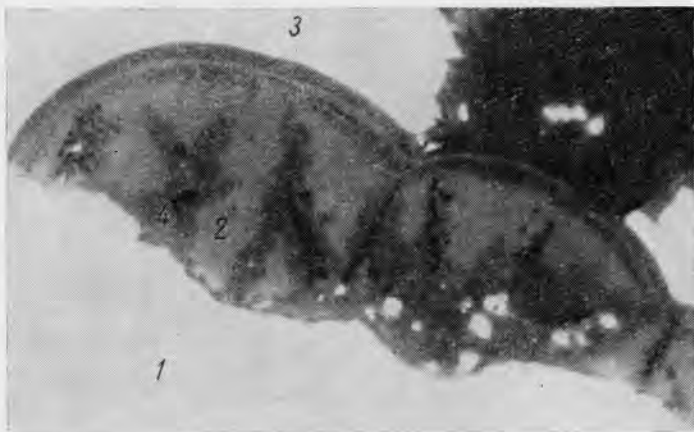


Рис. 1. Начальные стадии изменения сферолитов настурана (2) с индукционными основаниями в раммельсбергите (1).

3 — сафлорит; 4 — измененный настуран.  $\times 1350$ .

нии он бывает похож на некоторые виды углистого вещества [28] или на гидронастуран [29, 30].

Проникновению к настурану растворов, вызывающих его изменение или растворение, способствовал катаклаз [25] и некоторые внутренние причины, к числу которых относятся радиационно-химические процессы. Радиоактивное воздействие настурана вызывает не только ореолы изменения окраски, но также изотропизацию, трещиноватость и химические изменения в окружающих минералах [31]. Вещество в пределах ореолов неустойчиво и в первую очередь растворяется и вытесняется иными минералами, что облегчает доступ к настурану растворов. Радиационно-химические процессы в растворах могут вызывать и прямое окисление настурана. Кроме того, для настурана, аналогично ураниниту [32], следует ожидать существенного окисления за счет самооблучения, особенно мелких выделений.

Определенное влияние на окисление и растворение настурана оказывает состав окружающих минералов. Настуран в рудных жилах часто ассоциируется с гематитом [33, 34]. Экспериментально показано, что при повышении концентрации карбонатных

ионов при низких температурах  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  способствует окислению  $\text{U}^{\text{IV}}$ . Аналогичное влияние гематита допускается и для гидротермальных условий [35].

Процессы растворения и замещения настурана проявляются преимущественно в тех участках, где перед этим (или одновременно) протекали процессы окисления и гидратации. Образующиеся метасоматические прожилки нарушают структуры роста

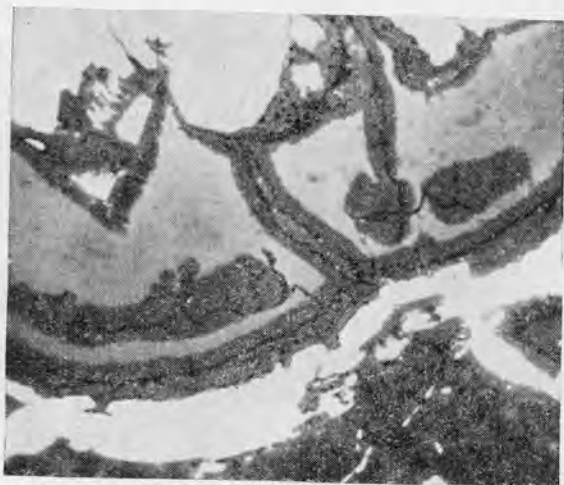


Рис. 2. Коффинит (2) по настурану (1). Белое — арсениды.  $\times 1350$ .

сферолитов или корок без существенного смещения разобщенных частей. Характерны перемычки между кольцевыми зонами вытеснения<sup>1</sup>, а также ответвления от метасоматических зон и прожилков, оканчивающиеся внутри монолитных зерен (рис. 3, см. также рис. 2). В последующие стадии замещения появляются так называемые раскрошенные структуры: агрегат неправильных угловатых реликтов в пределах контура сферолита.

При метасоматическом вытеснении растворение происходит в пределах узкой пленки, окружающей растущий минерал-вытеснитель, поэтому все разобщенные реликты настурана остаются на своих местах. Но растворение настурана может опережать отложение «замещающего» минерала и тогда последний выделяется в пустотах и кавернах выщелачивания в настуране или, при полном растворении, на месте настурана. Образовавшиеся пустоты заполняются более поздними минералами: возникают псевдомор-

<sup>1</sup> Отнесение кольцевых, четко ограниченных реликтовых зон настурана в каком-либо минерале к структурам их одновременного отложения, как это делают, например, Бэстин и Хилл [36] противоречит законам роста кристаллов и сферолитов.

фозы выполнения по настурану. Отлагающийся на месте растворенного настурана минерал часто принимает ориентировку минерала, цементирувавшего выделения настурана, если их состав и структура тождественны. В образующихся таким путем монокристаллических зернах и агрегатах минерала-вытеснителя указателем на исчезнувший настуран служат лишь местами сохранившиеся (обычно кольцевые) реликты.

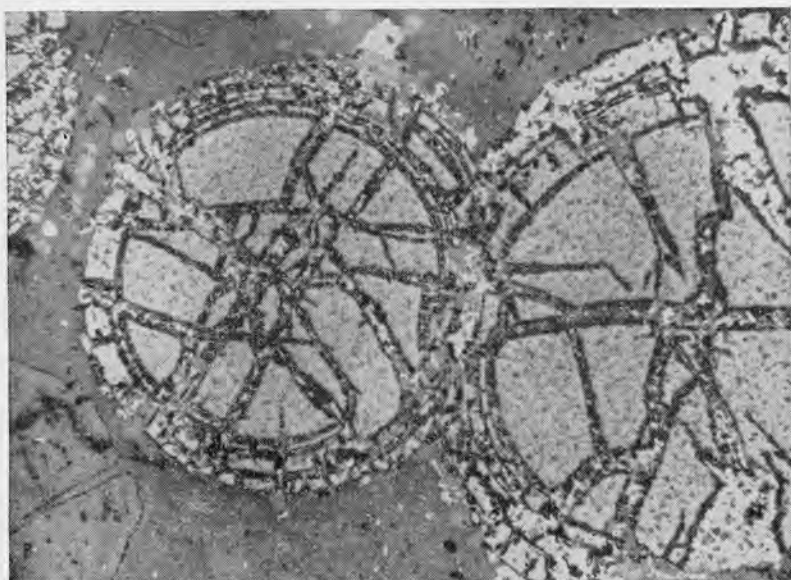


Рис. 3. Метасоматические прожилки пирита, карбонатов и коффинита, развивающиеся в сферолитах настурана вдоль трещин сжатия и по структурам роста.  $\times 70$ .

Предполагается, что сферолиты настурана росли из лабильных растворов или их осадков путем прилипания мельчайших зародышевых частиц-кристаллитов [22]. Процессы растворения мозаичных кристаллов (и тем более скрытоволоконистых сферолитов), образовавшихся из лабильных растворов, могут сопровождаться пептизацией при разрушении связей между отдельными блоками [37]. В зависимости от стабильности и состава растворы помимо растворимых соединений  $\text{U}^{\text{IV,VI}}$  могут переносить также мельчайшие взвешенные частицы настурана дисперсных и, может быть, даже коллоидных размеров.

Своего рода пептизация настурана была проведена искусственно. При длительном кипячении (после декантации) кратковременно обработанных азотной кислотой сферолитов настурана (сферолиты с гладкой блестящей поверхностью,  $a_0 = 5,42 \text{ \AA}$ ) дистиллированная вода становится мутной и постепенно приобретает темно-серый

цвет от взвешенных частиц настурана. По форме частицы представляют собой иглы с зазубренными краями (рис. 4).

Среди минералов, каким-либо способом замещающих настуран, могут быть отмечены прежде всего карбонаты кальция (магния), кварц, сульфиды и арсениды, антраксолит.

При карбонатном метасоматозе окисление не только предшествует<sup>1</sup>, но местами и сопровождается процессом растворения и вытеснения настурана (см. рис. 2). Образовавшийся по настурану кальцит иногда имеет черную окраску, вызванную включениями мельчайших реликтовых частиц окислов урана. К подобным остаточным продуктам, по-видимому, относятся субмикроскопические частицы настурана в кальците и хлорите, пересекающем более ранний настуран на месторождении Гуннар у оз. Атабаска [38]. Впоследствии происходит освобождение кальцита от включений окислов урана, связанное с перекристаллизацией или регенерацией кальцита. В результате растворения кальцита реликтовые дисперсные частицы настурана и



Рис. 4. Контуры частиц настурана, слагающих сферолит с блестящей поверхностью (сфотографировано на электронном микроскопе Ю. М. Кондыкиным).

продуктов его изменения могли механически, подобно «намывному» гематиту [34], переотлагаться растворами.

Кварц в отдельных случаях вытесняет карбонаты и другие минералы, но оставляет без изменения настуран, «консервирует» его и предохраняет от замещения в последующие стадии. Во французских месторождениях, наоборот, плотный кварц сам вытесняет настуран и содержит сферолиты регенерированного настурана [17].

<sup>1</sup> Известно, что и в технологии предварительное окисление — непременное условие переработки настурановых руд путем карбонатного выщелачивания.



Сульфиды железа, свинца, меди и других металлов, особенно марказит, на многих месторождениях интенсивно вытесняют настуран и остаточные урановые черни, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Вокруг метасоматических прожилков сульфи-

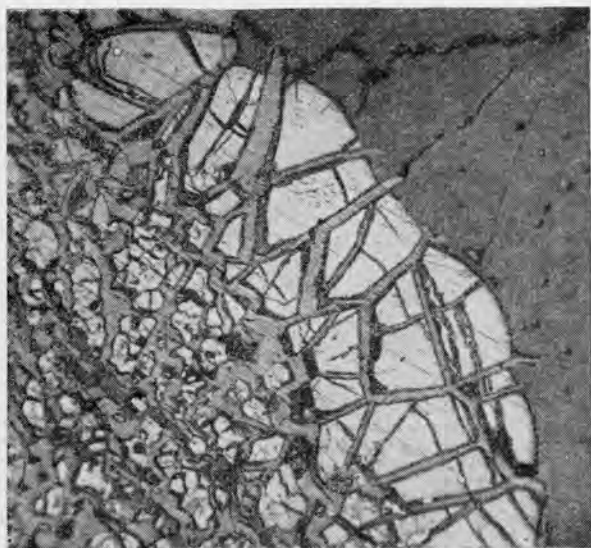


Рис. 5. Прожилки антракосолита (серый) развивающиеся вдоль трещин усадки настурана (светло-серый); темно-серый минерал — кальцит.  $\times 225$ .

дов и арсенидов часто наблюдается кайма настурана с резко сниженной твердостью и отражательной способностью. Природа такого изменения настурана не установлена: продукты его окисления в мелких выделениях трудно отличимы от коффинита (см. рис. 1).

В некоторых месторождениях настуран интенсивно вытеснялся жидкими битумами, впоследствии затвердевшими, как предполагается [5], в результате радиоактивного облучения. В начальные стадии замещения жидкий битум проникает по редким трещинам и прежде всего по стыку сферолитов (рис. 5). В участках более интенсивного вытеснения количество прожилков увеличивается; от крупных реликтов настурана остаются лишь мелкие угловатые зерна (рис. 6). В дальнейшем урансодержащий битум образует крупные округлые или бугристые желваки и сплошные массы волокнистой структуры с мелкой точечной вкрапленностью угловатых реликтов настурана<sup>1</sup>. Химизм вытеснения настурана

<sup>1</sup> Показанные на рис. 12 в статье А. И. Зубова [39] концентрически зональные сферы урансодержащего твердого битума по своей структуре и облику мало чем отличаются от сферолитов гидратизированного настурана (возможно, перешедшего в коффинит), замещенных вдоль трещин антракосолитом. Выделения уранинита (рис. 24 в той же статье) можно также рассматривать как реликты сферолитов настурана.

битумами не ясен, однако известно, что при высокой температуре уранинит хорошо растворяется в органических веществах.

Представляет интерес то, что в изученных примерах (см. рис. 5, 6) настуран, ассоциирующийся с явно более поздними по времени

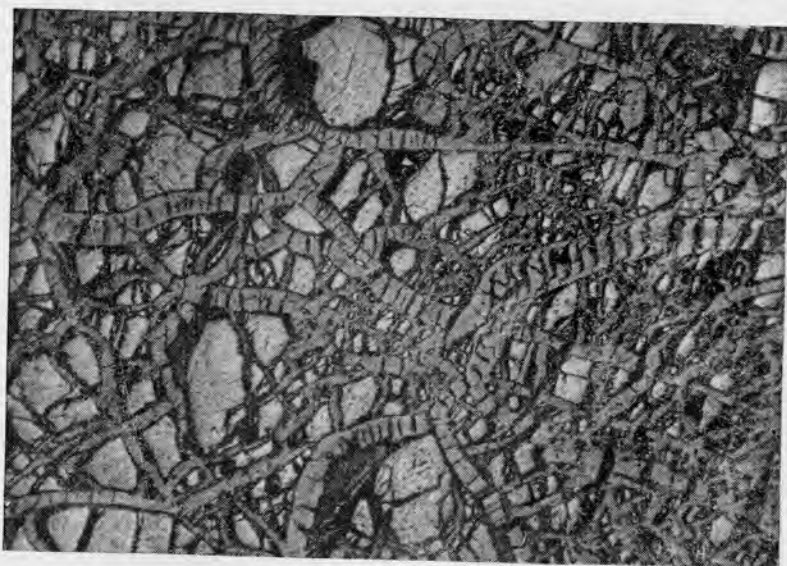


Рис. 6. Различные стадии замещения настурана (светло-серый) коффинитом, содержащим антраксолитом (серый с поперечными трещинами усадки); темно-серый минерал — кальцит.  $\times 85$ .

твердыми битумами, имеет параметр  $a_0 = 5,43 \text{ \AA}$ , в то время как у неизмененного настурана, ассоциирующегося с кальцитом,  $a_0 = 5,42 \text{ \AA}$ .

### Регенерация настурана

Регенерированный настуран мог откладываться из раствора, возникать путем восстановления урана в твердых продуктах окисления первичного настурана, образовываться путем замещения (или при распаде) коффинита.

При отложении регенерированного настурана из растворов в некоторых случаях происходит заметное перемещение урана (линзы с настураном I и линзы с настураном II разобщены в пределах жилы). Известны примеры, когда регенерированный настуран встречается совместно с первичным настураном, образуя внешние зоны окисленного настурана [8], или в ассоциации с обломками и реликтами неизмененного настурана (рис. 7). Определять масштабы перемещения при таком распределении весьма

затруднительно. В других случаях, при образовании регенерированного настурана путем восстановления продуктов окисления первичного настурана, существенного перемещения урана в жилах, по-видимому, не происходит (образование настурана III за счет

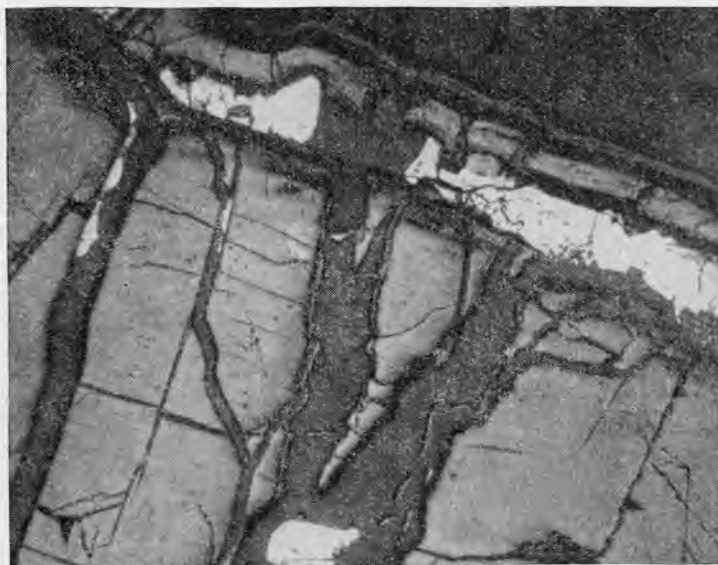


Рис. 7. Отложение регенерированного настурана в метасоматических жилках кальцита среди раннего настурана.  $\times 70$ .

«мягкой смолки» — настурана II, развившейся по настурану I на месторождениях Большого Медвежьего озера [9]). Отмечены также примеры развития настурана на месте разрушенного растворами уранинита [40].

В результате растворения первичного настурана кремнекислыми растворами в жилах ряда месторождений образуются кристаллы коффинита. Коффинит впоследствии замещается частично или полностью регенерированным настураном или уранинитом или разлагается на окислы урана и неопределенные минералы, содержащие  $\text{SiO}_2$ . Установлено [21], что многие так называемые «кристаллы настурана» [16, 22, 41] представляют собой различного рода псевдоморфозы настурана по коффиниту. Примером могут служить Рудные горы, где коффинит ассоциируется с регенерированным настураном II [27]. Следует, однако, оговориться, что в других районах коффинит выпадает как первичный минерал, предшествуя отложению первых порций настурана.

При замещении настураном коффинита возникает вопрос о времени образования коффинита. В тех случаях, когда коффинит предшествует отложению первых порций настурана, развитие

настурана по коффиниту не представляет собой процесс регенерации. Если же коффинит образовался по настурану или за счет разложения настурана, то более поздний настуран, развивающийся по коффиниту, может рассматриваться как регенерированный.

Можно выделить две разновидности настурана, развивающегося по коффиниту. Первая разновидность близка по своим свойствам к гидронастурану, но представляет собой агрегат нескольких минералов. Настуран в нем отличается низким параметром решетки:  $a = 5,38 \div 5,39 \text{ \AA}$ . Для агрегата характерны низкие твердость (200—300 кг/мм<sup>2</sup>) и отражательная способность (около 10%). Отношение кислорода к урану близко к  $\text{UO}_{2,5}$ . Эта разновидность образует по коффиниту часто полные псевдоморфозы, и, судя по микроскопическому изучению, представляет собой продукт распада коффинита. Агрегатное строение такого «настурана» иногда отчетливо видно при увеличении порядка 1000 раз в иммерсии. Выделяются две самостоятельные фазы. Одна из них представляет собой стекловатый минерал с низкой отражательной способностью, с темно-зелеными или красно-бурыми рефlekсами, по-видимому, изотропный гидросиликат. Другая фаза — собственно настуран — образует мельчайшие точечные выделения в первой. Эти точечные выделения более или менее равномерно распределены в массе стекловатого минерала. Иногда в псевдоморфозах подобного рода отчетливо уловимы более крупные кубические кристаллы уранинита. Весьма возможно, что к таким сложным псевдоморфозам относятся не только «кристаллы настурана» [41], но и почковидный настуран, недавно описанный В. Г. Мелковым и А. М. Сергеевой [30], тем более, что коффинит может отлагаться даже первично в виде почковидных форм [42].

Вторая разновидность — обычный настуран с параметром порядка  $a_0 = 5,42 \div 5,43 \text{ \AA}$  — развивается часто по отдельным зонам кристаллов и сферолитов коффинита. Полные псевдоморфозы такого настурана по коффиниту — большая редкость. В массе сложных псевдоморфоз можно обнаружить реликты изотропизированного коффинита (с настураном первой разновидности)<sup>1</sup>. Совместно с настураном по коффиниту иногда развивается кальцит.

Образуя совместно с карбонатом или кварцем сложные псевдоморфозы по коффиниту, настуран подчеркивает внутреннее строение его кристаллов и друз, сферолитов и почковидных корок. В сложных псевдоморфозах по сферолитам коффинита иногда сохраняются не только структуры роста, но и характерные трещинки (рис. 8).

Наиболее надежный признак регенерации настурана — появление поздней генерации настурана вслед за растворением или

<sup>1</sup> Аналогичные псевдоморфозы по коффиниту образует уранинит с параметром  $a_0 = 5,465 \div 5,49 \text{ \AA}$  [42 а].

замещением ранней. Иными словами, критерием регенерации является генетическая связь образования поздних генераций с процессами метасоматоза ранних генераций.

Примером применения такого признака может служить установление регенерации настурана в Рудных горах [16]. Минеральные парагенезисы карбонатно-настурановой стадии с первичным настураном I развиты преимущественно в северо-западной системе



Рис. 8. Сложная псевдоморфоза настурана (белый) и кальцита (темно-серый) по коффиниту. Настуран по коффиниту сохраняет нетронутыми ранее существовавшие в измененном коффините трещины.

трещин. Минералы более поздней арсенидной стадии минерализации в тех случаях, когда они локализовались в северо-западной системе жил, замещают настуран I и сопровождаются настураном II и коффинитом [43]. В тех же случаях, когда арсениды и ассоциирующиеся с ними самородное серебро и самородный висмут локализовались в северо-восточных жилах, где отсутствует настуран I, коффинит и настуран II в них также отсутствуют. То же можно сказать и о более поздних сульфидах.

Одним из отправных моментов для проведения поисков основного признака регенерации является установление двух или более генераций настурана. Разумеется, не все поздние генерации должны рассматриваться как регенерированные. Особое значение при генетической оценке различных генераций имеют явления окисления или вытеснения раннего настурана, так как они показывают на возможность проявления процесса регенерации.



В какой-то мере для генетической оценки генераций могут быть использованы данные о количестве той или иной генерации настурана в жилах. В принципе на любом месторождении минерала при регенерации, если нет дополнительного источника, не может возникнуть больше, чем его разрушается.

Отсутствие нескольких генераций настурана не может служить доводом против поисков признаков регенерации, если они известны на аналогичных месторождениях района. При нормальной зональности, отражающей образование более поздних минералов, в том числе и регенерированных, в верхних участках жил, регенерированный настуран мог исчезнуть, оказавшись в зоне эрозии. На интенсивность предполагаемой регенерации указывают масштабы метасоматического вытеснения или изменения раннего настурана. Как известно, существует и «обратная» вертикальная зональность месторождений. В таких случаях не исключена возможность эрозии участков с первичным настураном.

Время регенерации определяется по возрастным (генетическим) взаимоотношениям поздних генераций настурана с сопровождающими минералами. Обычно отложение первичного минерала и его регенерация характеризуют разорванные во времени, но совмещенные в пространстве стадии минерализации. В некоторых случаях, когда первичный и регенерированный настуран ассоциируется с жильными минералами одной стадии минерализации, можно говорить о внутримагматической регенерации. Внутримагматическая регенерация связана с локальным растворением настурана в одних участках и отложением его в других, более благоприятных участках в стадию минерализации, которая в целом характеризуется отложением настурана одной генерации, мало чем отличающегося по своим физическим и химическим свойствам. Подобные явления растворения минерала в процессе его образования известны не только для настурана, и, по-видимому, отражают пульсационный, скачкообразный ход эволюции минералообразующих растворов. С внутримагматическим переотложением настурана связывается гнездовое распределение урановых руд Яхимова [13], но вопрос этот, по-видимому, специально не изучался.

Установление принадлежности настурана к той или иной генерации производится не только на основе генетических взаимоотношений с разновозрастными парагенетическими ассоциациями. Большое значение имеют уже установленные типоморфные признаки отдельных генераций (морфология, физические и химические особенности, примеси) и их абсолютный возраст.

Некоторые морфологические признаки выдерживаются не только в пределах района, но и в пределах типов месторождений. Так, например, морфология дендритов и структура сростаний самородного серебра и сопровождающих его минералов характерна для месторождений, удаленных друг от друга на тысячи километров. В этой связи так называемые дендриты настурана из месторождений Большого Медвежьего озера [9] по аналогии с Рудными

горами [16] расшифровываются как оболочки настурана вокруг дендритов впоследствии растворенного самородного серебра. Образование их, по-видимому, соответствует отложению настурана III, регенерированного по своему генезису.

Пример физических и химических различий между отдельными генерациями настурана описан недавно И. В. Мельниковым [44]. При растворении и регенерации настурана возможны изменения и в составе различных примесей. Спектральный анализ не всегда показывает на существенную разницу в примесях у первичного и регенерированного настурана [45]. Известны случаи влияния вмещающих пород на содержание нерадиогенных примесей в одной и той же генерации настурана [46]. Такие примеси не могут служить во всех случаях диагностическим или типоморфным признаком.

При больших перерывах между стадиями минерализации для выделения генераций можно использовать изотопический анализ свинца, так как он в какой-то мере отражает их абсолютный возраст. Различия в возрасте могут быть, по-видимому, весьма значительны. Так, для месторождений у оз. Атабаска в Канаде установлено два периода регенерации настурана. Первоначальное отложение настурана  $1900 (+40) \cdot 10^6$  лет; периоды регенерации: первый —  $1200 \cdot 10^6$  лет и второй — примерно  $150 \cdot 10^6$  лет [11]. Две поздние генерации настурана в Приднестровье (УССР) образовались  $1670 \cdot 10^6$  и  $1600 \cdot 10^6$  лет назад, в то время как ранний окисел урана — уранинит — имеет возраст  $1960 \cdot 10^6$  лет [47].

При процессах растворения исходного настурана в раствор переходят и продукты распада. Регенерированный настуран содержит в результате такой очистки меньшее количество уранового свинца. Наряду с этим происходит обогащение урановым свинцом  $Pb^{206}$  и  $Pb^{207}$  галенита и других минералов свинца, ассоциирующихся с поздними генерациями настурана [48].

Аномально высокое содержание уранового свинца в галените, сопровождающем настуран, могло бы служить признаком регенерации настурана [49]. К сожалению, появление аномального содержания уранового свинца часто вызывается иными причинами [50], поэтому практическая возможность использования изотопов свинца для установления регенерации крайне невелика.

### Заключение

Таким образом, не только в приповерхностных, но и в гипогенных условиях существует «своеобразный малый круговорот урана», сущность которого заключается в переходе  $U^{4+} \rightarrow U^{6+} \rightarrow U^{4+}$  [51, стр. 32]. Широкое проявление регенерации окислов урана и в первую очередь настурана в гидротермальных месторождениях обусловлено:

а) интенсивным развитием процессов внутрижильного метасоматоза в ураноносных жилах;

б) геохимическими особенностями урана, не допускающими образования в гидротермальных условиях каких-либо устойчивых его минералов, кроме окислов (коффинит подвержен метамиктному распаду).

Ведущую роль в растворении настурана и в его осаждении из раствора при регенерации играет углекислота. В зависимости от давления и концентрации углекислоты уран может находиться в растворе в виде карбонатных соединений или выпасть в виде окислов [52]. Углекислота попутно вызывает также перераспределение ряда рудных и жильных минералов, ассоциирующихся с настураном. Карбонаты, например, при этом перемещаются и создают безрудные зоны [53].

Процессы внутрижильного метасоматоза в отдельных жилах или месторождениях могли привести к заметному перераспределению первичных урановых минералов. Известны случаи, когда они вызывали разубоживание руд и приводили к значительному ухудшению их качества. Общая потеря урана в рудах происходит различным путем; при процессах окисления [54] в результате полного или частичного растворения окислов урана или их замещения, в результате механического «распыления» растворами частиц образовавшихся урановых черней и т. д. В других случаях в результате метасоматического вытеснения рассеянного настурана или уранинита может происходить при регенерации концентрация урановых минералов и улучшение качества руд.

Изучение явлений регенерации настурана в разрабатываемых месторождениях может иметь определенное значение для оценки перспектив отдельных участков. Появление поздних переотложенных генераций настурана может служить указанием на процессы разубоживания и обеднения урановых руд на глубине или по направлению к разломам, т. е. на ухудшение перспектив оруденения.

Для оценки изменения качества первичного оруденения в пределах отдельных жил или месторождений необходима организация систематического минераграфического изучения добываемых руд. Такое изучение позволит установить закономерности в изменении метасоматического вытеснения настурана более поздними минералами, а также закономерности в локализации регенерированного настурана.

Регенерация настурана в крупном плане связана с реювенацией гидротермальных процессов, имеющей региональное распространение [49]. В таких областях появление регенерированного настурана в заведомо поздних, обычно безрудных жилах может служить поисковым признаком более богатых первичных руд.

Изучение явлений метасоматического вытеснения и последующей регенерации настурана имеет определенное практическое значение и требует дальнейшего всестороннего развития. Некоторые отмеченные в статье вопросы еще далеки от однозначного решения и высказаны для обсуждения и проверки.

1. Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», **85**, вып. 2, 147 (1956).
2. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, Изд-во Львовского университета, 1961.
3. Рехарский В. И., Крутецкая О. В., Дуброва И. В. Перетложение молибдена и урана гидротермальными бикарбонатными растворами. «Геология рудных месторождений», № 4 (1959).
4. Рехарский В. И. О поведении урановой смолки при воздействии фторсодержащих гидротермальных растворов. Там же, № 1 (1960).
5. Davidson C. F., Bowie S. H. U. On thucolite and related hydrocarbonuraninite complexes with a note on the origin of the Witwatersrand gold ores. Geol. Surv. Gt. Brit. Bull., **3**, 1 (1951).
6. Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960.
7. Kerr P. F., Robinson R. F. Uranium mineralization in the Sunshine mine. Idaho. Min. Eng., **5**, 495 (1953).
8. Von Kubel K. Sur la presence k'uraninite cristalline dans les gites uraniferes de Kasolo (Katanga). Compt. Rend. Acad. sci., No. 12, 586 (1927).
9. Kidd D. F., Haусock M. N. Mineragraphy of the Ores of Great Bear Lake. Bull. Geol. Soc. Amer., **46**, No. 6, 879 (1935).
10. Robinson S. C. Mineralogy of uranium deposits, Goldfields, Saskatchewan. Geol. Surv. of Canada. Bull., **31**, 128 (1955).
11. Эккельман В. Р. и Кальп Дж. Л. Свинцовый метод определения возраста. I. Проблема озера Атабаска. В сб.: Радиологические методы определения абсолютного геологического времени. М., Госгеолтехиздат, 1959, стр. 20.
12. Dalmer K. Über das Alter der jüngeren Gaugformationen de Erzgebirges. Z. Prakt. Geol., Jan., 1—6 (1896).
13. Kraus M. Das staatliche Uranpehrzbergbaurevier bei St. Joachimstahl in Böhmen. Sonderabdruck aus «Bergbau und Hutte» Wien, No. 1—10 (1916).
14. Leutwein F. Alter und paragenetische Stellung der pechblende erzgebirgischer Lagerstätten. Geologie, **6**, H. 8, 795 (1957).
15. Oelsner O. Die erzgebirgischen Granite, ihre Vererzung und die Stellung der Bi-Co-Ni-Formation innerhalb dieser Vererzung. Geologie, **7**, H. 3—6, 682 (1958).
16. Дымков Ю. М. Урановая минерализация Рудных гор. М., Атомиздат, 1960.
17. Сарсия и др. Геология жильных урановых месторождений во Франции. В сб.: Из зарубежных журналов. Вып. 15. М., ОНТИ ВИМС, 1947, стр. 29.
18. Мелков В. Г. Минералогия урана. В сб.: Геология, поиски и разведка месторождений урана. Ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1955, стр. 39.
19. Соболева М. В., Пудовкина И. Л. Минералы урана. Справочник. М., Госгеолтехиздат, 1957.
20. Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957.
21. Дымков Ю. М., Назаренко Н. Г. Коффинит и природа псевдокристаллов настурана. «Геохимия», № 4 (1962).
22. Дымков Ю. М. Признаки кристаллизационного роста выделений настурана. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», **89**, вып. 6, 652 (1960).
23. Гецева Р. В. Гидронастуран и ургит — новые минералы из группы водных окислов урана. «Атомная энергия», № 3, 135 (1956).
24. Гецева Р. В. и др. Новые данные о гидронастуране и ургите. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», **90**, вып. 5 (1961).
25. Geffroy J. et Sarcia J. A. Les Minerais uraniferes Francais, 1—86. Press Univers. de France, Paris, 1960.

26. T e y l o r K., H a r r i s o n R. K. Coffinite in Cornwall. *Nature*, **181**, No. 4605, 363 (1958).
27. R a m d o h r P. Das Vorkommen von Coffinit in hydrothermalen Uranerzgängen, besonders vom Co-Ni-Bi-Typ. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, **95**, H. 3, 313 (1961).
28. Р а м д о р П. Рудные минералы и их срastания. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
29. Ф и л и п е н к о Я. С. Первая находка коффинита в СССР. «Атомная энергия», **4**, вып. 6, 581 (1958).
30. М е л к о в В. Г. и С е р г е е в а А. М. Некоторые данные о коффините. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», **92**, вып. 2, 125 (1962).
31. R a m d o h r P. Weitere untersuhungen über radioactive höfe und andere radioaktive einwirkungen auf natürliche mineralien. *Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin. Kl. Chem. Geol. und Biol. Akad.*—Verlag., 1958.
32. Л е б е д е в В. И. О причинах окисления урана в уранинитах. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», **88**, вып. 6, 667 (1959).
33. E v e r h a r t D. L., W r i g h t R. J. The geologic character of typical pitchblende veins. *Econ. Geol.*, **48**, No. 2, 77 (1953).
34. Д ы м к о в Ю. М., Б р о д и н Б. В. К вопросу о покраснении минералов в ураноносных жилах. «Атомная энергия», **10**, вып. 1, 35 (1961).
35. Н а у м о в Г. Б., М и р о н о в а О. Ф. Окислительно-восстановительное равновесие в системе уран—железо в карбонатной среде и его значение в геохимии. «Геохимия», № 3 (1960).
36. B a s t i n E. V., H i l l J. M. Economic Geology of Gilpin county and adjacent parts of Clear Creek and Boulder counties, Colorado. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, **94** (1917).
37. Ч у х р о в Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
38. F r a s e r J., R o b i n s o n S. Preliminary description of the geology and mineralogy of the Gunnar deposits, Saskatchewan. *Canad. Mining J.*, **75**, No. 7, 59 (1954).
39. З у б о в А. И. Урансодержащие твердые битумы. «Геология рудных месторождений», № 5 (1960).
40. S t r u n z H., S e e l i g e r E. Erzpetrographie der primären Uranmineralien von Wölsendorf. *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, **94**, 2, 681 (1960).
41. Д ы м к о в Ю. М. К вопросу о генезисе настурана. «Геохимия», № 7 (1960).
42. M o e n c h R. H. Properties and paragenesis of coffinite from the Woodrow mine, New Mexico. *Amer. Mineralogist*, **47**, No. 1—2, 26 (1962).
- 42a. Д ы м к о в Ю. М., С о л о в ь е в а Ф. И., Н а з а р е н к о Н. Г. Псевдосферолиты уранинита. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», **93**, вып. 2, 242 (1963).
43. O e l s n e r O. Über ein neues Vorkommen von Coffinit im Sächsischen Erzgebirge und Methoden zu seiner Erkennung. *Geologie*, **10**, H. 7, 818 (1961).
44. М е л ь н и к о в И. В. Некоторые особенности образования различных генераций урановых смолков. «Геология рудных месторождений», № 3 (1961).
45. К а р п е н к о В. С. Явления метаморфизма урановых руд. В сб.: Вопросы геологии урана. М., Атомиздат, 1957, стр. 5.
46. Ж у к о в а В. И. О тесном срastании настурана с циркониевым минералом. «Атомная энергия», **9**, вып. 1, 52 (1960).
47. А в д з е й к о Г. В. Роль изотопного анализа свинца в определении геологического возраста. В кн.: Труды Радиового института им. В. Г. Хлопина АН СССР. Т. 8. М., Изд-во АН СССР, 1958, стр. 198.
48. Т у г а р и н о в А. И. О многоэтапности формирования рудных залежей. В сб.: Вопросы геохимии и минералогии, М., Изд-во АН СССР, 1956, стр. 94.
49. D a v i d s o n C. F. Rejuvenation of pitchblende in Hercynian ore deposits. *Econ. Geol.*, **55**, No. 2, 383 (1960).
50. С у р а ж с к и й Д. Я., Т у г а р и н о в А. И. Об использовании изотопного состава свинца для поисков урановых руд. «Атомная энергия», **9**, вып. 1, 21 (1960).



51. М е л к о в В. Г. Минералого-геохимические основы поисков урана. В сб.: Материалы по поискам редких элементов. М., Госгеолтехиздат, 1947, стр. 23.
52. Н а у м о в Г. Б. К вопросу о карбонатной форме переноса урана в гидротермальных растворах. «Геохимия», № 1 (1959).
53. Л е в и ц к и й О. Д., С м и р н о в В. И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность. «Сов. геология», № 2 (1959).
54. Л е о н о в а В. А. К минералогии и кристаллохимии уранинитов Северной Карелии. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 88, вып. 1, 21 (1959).

## ЗОНАЛЬНОМ СТРОЕНИИ СФЕРОЛИТОВ НАСТУРАНА

Л. А. ОРЛОВА

При изучении карбонатно-настурановой минерализации были найдены образцы настурана с ярко выраженным зонально-концентрическим внутренним строением его сферолитов.

Зональное строение сферолитов настурана подмечалось неоднократно многими исследователями [1, 2, 3], однако детального описания этого очень интересного явления не делалось.

Исследованный настуран был взят из карбонатно-настурановой жилы, имеющей симметричное строение. Настуран развит в обеих зальбандах прожилка, а также образует скопления в центральной части жилы, заполненной белым кальцитом (рис. 1). В кальците у основания центральной части выделения настурана обнаружены «фигуры вращения» настурана, свидетельствующие об одновременном росте кристаллов кальцита и сферолитов настурана [4].

Изучаемый настуран в образцах характеризуется черным цветом, смоляным блеском; он непрозрачен. Абсолютная твердость  $785 \text{ кг/мм}^2$ , относительная (в единицах шкалы Мооса) — 6. Удельный вес его 7,09. Размер элементарной ячейки  $a_0 = 5,42 \text{ \AA}$ . Химический состав настурана следующий (аналитик И. И. Злобина, 1962 г.):

UO <sub>2</sub>	43,67	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н. о.	MnO	0,20	PbO	2,69	CO <sub>2</sub>	2,45
UO <sub>3</sub>	39,36	MgO	н. о.	K <sub>2</sub> O	н. о.	Cu	0,31		
SiO <sub>2</sub>	2,65	CaO	3,50	Na <sub>2</sub> O	н. о.	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,04	Σ	99,16
TiO <sub>2</sub>	н. о.	BaO	н. о.	Fe <sub>общ</sub>	0,26	S <sub>общ</sub>	0,93	H <sub>2</sub> O	0,99

Присутствие значительных количеств SiO<sub>2</sub>, CaO, PbO, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, железа, меди, серы и других компонентов объясняется различными причинами, о которых будет сказано несколько ниже. Отношение UO<sub>2</sub> : UO<sub>3</sub> = 1,16; кислородный коэффициент 2,45.

Микроскопические исследования указывают на хорошую способность настурана к полировке. Настуран в отраженном свете светло-серый, внутренние рефлексии отсутствуют, отражательная

способность, замеренная селеновым фотоэлементом, составляет 11,4%.

В полированных шлифах наблюдается зональное строение сферолитов настурана, которые разбиты радиальными трещинами, заполненными более поздними, чем настуран, кальцитом, халькопиритом и, реже, кварцем. Трещины преимущественно проходят по границам между сферолитами.

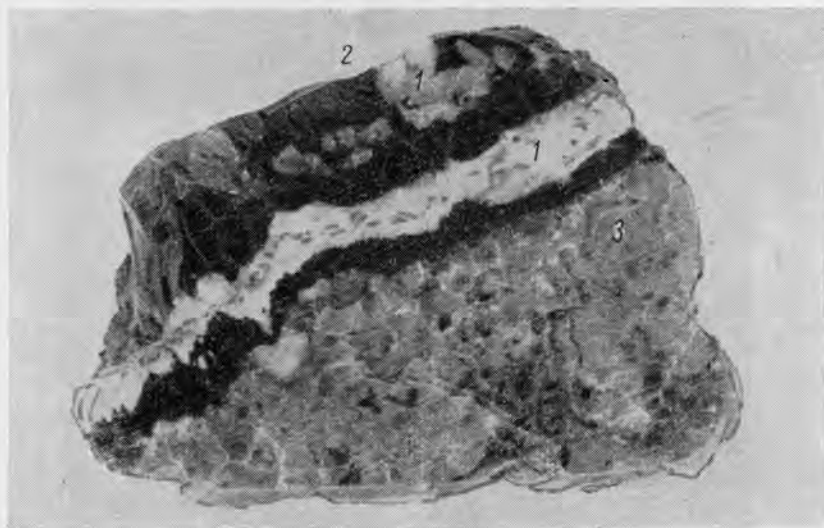


Рис. 1. Часть карбонатно-настурановой жилы (лежащий бок прожилка и его центральная часть, выполненная настураном):

1 — белый кальцит; 2 — настуран; 3 — розовый кальцит.  $\times 1,3$ .

Зональное строение сферолитов настурана отчетливо выявляется уже на сколах почковидной поверхности (рис. 2), где ступенчатость выявляет лишь сравнительно крупные зоны. Более тонкая зональность устанавливается микроскопически в полированных шлифах. Она выражается в чередовании концентрических зон настурана, почти свободного от включений галенита, с концентрическими зонами, в которых отмечаются мельчайшие (0,0035 м) выделения галенита, образующие один или несколько концентрических рядов. В строении концентрических зон сферолитов настурана наблюдается определенная ритмичность: зоны, не содержащие включений (внутренние зоны), чередуются с зонами, содержащими включения галенита (зоны включений, или внешние зоны) (рис. 3). (Зоны включений отнесены к внешним зонам в связи с тем, что ядра сферолитов, соответствующие первой зоне не содержат включений.) Каждый такой ритм рассматривается как совокупность двух зон: внутренней зоны, не содержащей включений,

и внешней зоны с включениями. В пределах зоны включений присутствуют зерна галенита, расположенные рядами.

Поскольку количество рядов в зонах включений непостоянно, ритмы несколько отличаются друг от друга. В табл. 1—4 приводятся



Рис. 2. Ступенчатая сколовая поверхность сферолитов настурана.  $\times 4$ .

результаты замеров расстояний между зонами и рядами в четырех сферолитах настурана.

В первом сферолите (диаметр ядра 0,399 мм) наблюдается дважды возрастание количества рядов во внешних зонах с I по IV ритм и с IX по XIX ритм. После XIX ритма первоначальной четкости чередования зон не наблюдается. Во внутренних зонах появляются отдельные зерна галенита. С приближением к внешним зонам количество галенита увеличивается; внешние зоны в сравнении с внутренними более насыщены галенитом, но стройность рядов нарушена.

## Расстояние между зонами в первом сферолите, мм

Ритм	Мощности			Количество рядов	Расстояние между рядами, мм												
	ритмов	зон			1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11			
		внутренних	внешних														
I	0,2030	0,1995	0,0035	1	0,014	0,014	0,0105	0,0105	0,0105								
II	0,0840	0,035	0,0490	5	0,0105	0,0105	0,0105	0,0105	0,0105	0,0059	0,0058						
III	0,2240	0,154	0,070	9	0,035	0,0105	0,0105	0,0105	0,0105	0,007	0,007	0,0058					
IV	0,3240	0,126	0,098	11	0,021	0,0105	0,0105	0,0105	0,0091	0,007	0,007	0,0049					
V	0,2170	0,1435	0,0735	8	Ряды нарушены, выделения галенита	0,0105	0,0105	0,0105	0,0084	0,007	0,007	0,007					
VI	0,1365	0,098	0,0385	Ряды нарушены, выделения галенита	0,035	0,007	0,028	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007					
VII	0,1225	0,0385	0,0840	6	0,0084	0,0084	0,0077	0,0077	0,007								
VIII	0,1225	0,098	0,0245	4	0,007	0,007	0,0077	0,0077	0,0077								
IX	0,1050	0,098	0,0070	2	0,007	0,007	0,0077	0,0077	0,0077								
X	0,0455	0,0315	0,0140	3	0,0084	0,0084	0,0077	0,0077	0,0077								
XI	0,1190	0,0945	0,0245	4	0,0084	0,0077	0,0077	0,0077	0,0077								
XII	0,0770	0,0455	0,0315	5	0,0105	0,0105	0,007	0,007	0,007								
XIII	0,1470	0,112	0,035	5	0,0084	0,0084	0,0084	0,0084	0,0084								
XIV	0,1374	0,105	0,0324	5	0,014	0,0105	0,0105	0,0105	0,007	0,007	0,007						
XV	0,154	0,105	0,049	6	0,0091	0,0091	0,0085	0,0082	0,007	0,007	0,007						
XVI	0,1609	0,112	0,0489	7	0,021	0,0105	0,0105	0,0031	0,0084	0,007	0,007						
XVII	0,1770	0,1165	0,0605	7	0,0105	0,0105	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007						
XVIII	0,182	0,133	0,049	7	0,0105	0,0105	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007						
XIX	0,182	0,126	0,056	8	0,0105	0,0105	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007						
XX	0,406	0,07	0,336														
XXI	0,294	0,084	0,210														
XXII	0,238	0,154	0,084														
XXIII	0,164	0,094	0,07														
XXIV	0,112	0,07	0,042														
XXV	0,28	0,14	0,14														
XXVI	0,35	0,21	0,14														
XXVII		0,175															

Ряды нарушены, выделения галенита беспорядочны

Границы между зонами и рядами сильно нарушены



Мощности ритмов и внутренних зон в направлении от центра к периферии колеблются то в сторону уменьшения, то в сторону увеличения. Мощности же внешних зон увеличиваются от центра к периферии. Расстояния между рядами во внешних зонах в направлении от центра к периферии, как правило, уменьшаются.

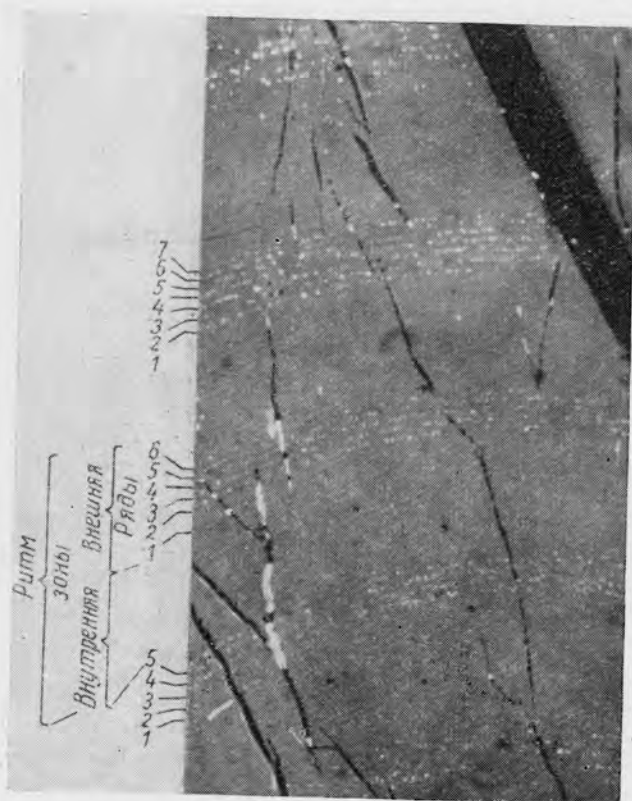


Рис. 3. Зональный настуран с трещинами дегидратации, выполненными халькопиритом и кальцитом.  $\times 160$ .

Размер кристаллов галенита увеличивается от  $0,0035$  мм в зонах, расположенных ближе к ядру сферолита, до  $0,007$  мм в зонах, близких к периферии сферолита. Очень часто во внешних зонах, удаленных от центра сферолита, начиная с XXV ритма, в рядах наблюдаются, помимо галенита, иные минералы, в частности кальцит, возможно кварц и т. д. (рис. 4).

Во втором сферолите (см. табл. 2) мощности внутренних и внешних зон до XI ритма повышаются, далее эта закономерность нарушена: отмечается уменьшение мощностей зон и с XVI ритма — снова увеличение.

Расстояния между рядами галенита во внутренних зонах от центра к периферии уменьшаются. Размер зерен галенита от центра кристаллизации к периферии возрастает. Начиная с XX ритма во внешних зонах отмечается замещение галенита другими минералами.

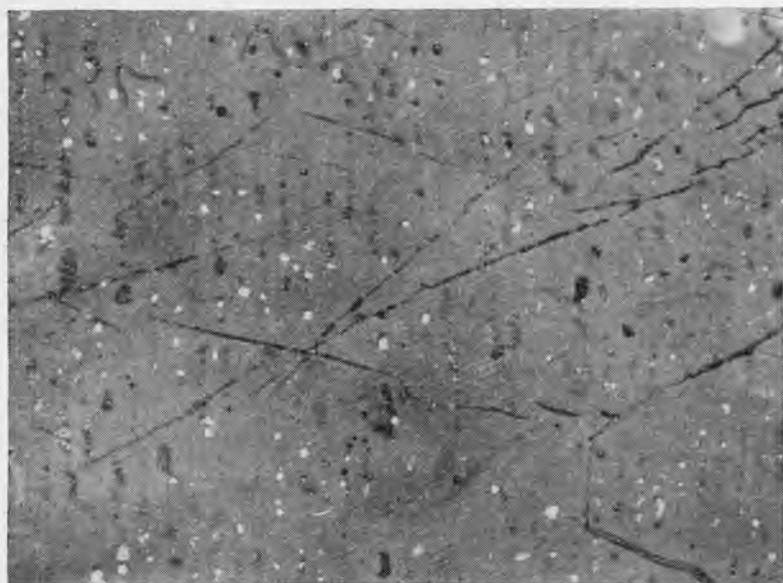


Рис. 4. Внешняя зона в сферолите настурана, близкая к периферии. Видны беспорядочные выделения галенита (белое) и нечеткие ряды, образованные иными минералами.  $\times 340$ .

В третьем сферолите внешняя зона I ритма имеет восемь рядов, во II ритме количество рядов во внешней зоне снижается до пяти, а далее идет возрастание рядов включительно до V ритма. После V ритма количество рядов в последующих зонах включений уменьшается относительно резко до одного ряда (VIII ритм). В IX и X ритмах вплоть до XI идет увеличение количества рядов в зонах включений с последующим уменьшением до одного ряда в зоне включений XII ритма. С XIII ритма по XVI количество рядов в зонах увеличивается до пяти и в XVII снижается до четырех. С XVIII ритма по XX включительно количество рядов возрастает до восьми и далее снова начинается снижение.

Начиная с XXII ритма, границы между зонами становятся нечеткими. Мощности внешних зон включительно до XXII ритма в направлении к периферии имеют склонность к увеличению, но с XXIII ритма отмечаются колебания то в сторону уменьшения, то в сторону увеличения. Мощности внутренних зон в направлении к периферии увеличиваются. Расстояния между рядами во

Расстояние между зонами во втором сферолите, м.м.

Ритм	Мощности		Количество рядов	Расстояние между рядами, м.м.								
	ритмов	зон		1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	
		внутренних										внешних
I	0,175	0,147	0,028	0,0105	0,0105	0,007						
II	0,154	0,119	0,035	0,0105	0,0105	0,007						
III	0,1295	0,098	0,0315	0,007	0,007	0,007	0,007					
IV	0,1225	0,084	0,0385	0,014	0,007	0,007	0,007	0,0035				
V	0,1505	0,105	0,0455	0,014	0,0105	0,007	0,007	0,007				
VI	0,1540	0,1085	0,0455	0,007	0,0105	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007		
VII	0,1715	0,112	0,0595	0,014	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	
VIII	0,1435	0,1015	0,042	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	
IX	0,1610	0,112	0,056	0,0175	0,0105	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,0035
X	0,1645	0,126	0,0385	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	
XI	0,1715	0,119	0,0525	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	
XII	0,0875	0,063	0,0245	0,0175	0,0105	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	
XIII	0,056	0,0525	0,0035	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	
XIV	0,0385	0,035	0,0035	0,007	0,007	0,0105	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	
XV	0,2135	0,0035	0,210	Галенит разбросан по всей мощности внешней зоны								
XVI	0,245	0,07	0,175	Четкий ряд								
XVII	0,217	0,14	0,077									
XVIII	0,203	0,084	0,119									
XIX	0,119	0,049	0,07									
XX	0,273	0,105	0,168									
XXI	0,420	0,28	0,14									

Галенит разбросан по всей мощности внешней зоны



Расстояние между зонами в четвертом сферолите, мм

Ритм	Мощности		Количество рядов	Расстояние между рядами, мм										
	ритмов	зон		1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	
		внутренних												внешних
I	0,08925	0,02275	0,0665	0,0175	0,014	0,0105	0,0105	0,007	0,007					
II	0,014	0,0105	0,0035	Ряд плохо выражен										
III	0,1155	0,112	0,0035	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007
IV	0,063	0,035	0,028	0,021	0,007	0,007	0,007	0,007	0,0056	0,0049	0,0035			
V	0,154	0,098	0,056	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007
VI	0,161	0,105	0,056	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007
VII	0,196	0,119	0,077	0,021	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007
VIII	0,175	0,133	0,042	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007
IX	0,1225	0,119	0,0035	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,0035

внешних зонах от центра к периферии уменьшаются. Величина выделений галенита к периферии несколько возрастает. С XXVII ритма, кроме галенита, наблюдаются нерудные минералы.

Четвертое измерение проводилось в сферолите с диаметром ядра 0,0455 мм (см. табл. 4).

Как видно из табл. 4, в I ритме внешняя зона имеет семь рядов. Во II и III ритмах внешние зоны представлены только одним рядом. С IV ритма количество рядов во внешних зонах начинает увеличиваться и достигает в VII ритме 11 рядов. Далее количество рядов во внешних зонах уменьшается. После IX ритма рост сферолита прерывается.

Анализ табл. 1-4 и микроскопическое изучение настурана позволили выявить общие особенности, характерные для изученных зональных сферолитов настурана:

1. Во всех сферолитах мощности ритмов, мощности зон, как правило, увеличиваются в направлении от ядра сферолита к периферии.

2. Расстояния между рядами в зонах включений изменяются в сторону уменьшения по направлению к периферии.

3. Зоны, удаленные от ядра сферолита, не имеют четких границ, и ряды включений галенита в них выражены слабее.

4. В центральных частях сферолитов (ядрах) настуран практически свободен от каких-либо включений других минералов.

5. В периферических частях сферолитов настурана зоны включений богаты не только вы-



делениями галенита, но и других минералов (кальцит, кварц, халькопирит), что, возможно, связано с последующими изменениями.

6. В зональных сферолитах настурана, помимо описанной ритмичности, где в ритм входят только две зоны (внутренняя и внешняя), намечается другого рода ритмичность более крупного порядка.

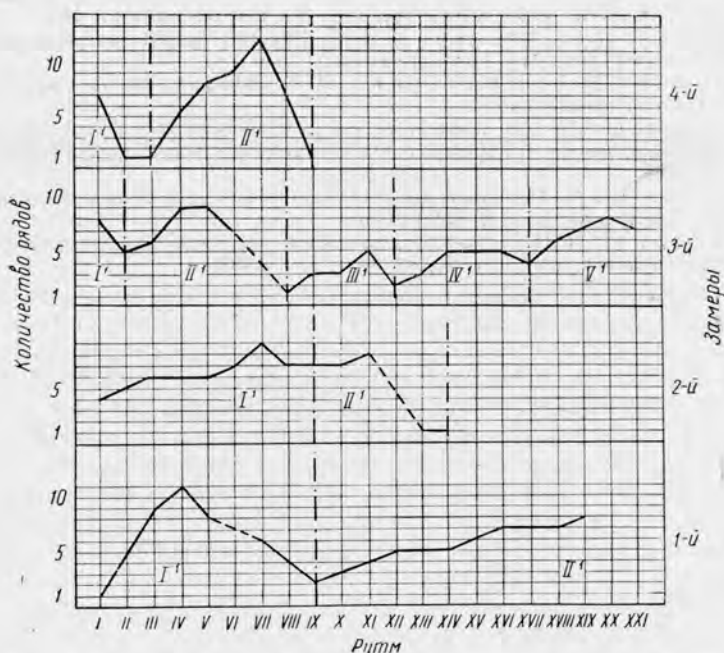


Рис. 5. График ритмичного изменения количества рядов в зонах. Ритмичность более крупного порядка ( $I'$ ,  $II'$ ,  $III'$ ,  $IV'$ ,  $V'$ ) разделена штрих-пунктиром.

Такие более крупные ритмы характеризуются совокупностью нескольких мелких ритмов, в которых наблюдается постепенное изменение количества рядов (в зонах включений) от минимума к максимуму и наоборот. Эту ритмичность можно видеть в табл. 1—4, но более наглядно она иллюстрируется графиком (рис. 5).

Делать окончательные выводы о причинах зонального строения изученных сферолитов настурана еще преждевременно. Зональное строение сферолитов настурана обычно объясняется последовательным отложением небольших порций геля в процессе коагуляции коллоидных растворов [1, 3]. В последнее время были получены доказательства кристаллизационного роста сферолитов настурана [5], в значительной мере основанные на работах Д. П. Григорьева [6]. В изученных образцах настурана были установлены все

основные признаки кристаллизационного роста [4, 5], поэтому отмечаемые зоны рассматриваются как зональность, отражающая условия роста сферолитов настурана.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
2. Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. М., Госгеолтехиздат, 1956.
3. Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Справочник. М., Госгеолтехиздат, 1957.
4. Дымков Ю. М. Одновременный совместный рост выделений настурана и сопровождающих его минералов. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», **91**, вып. 63, 299 (1962).
5. Дымков Ю. М. Признаки кристаллизационного роста выделений настурана. Там же, **89**, вып. 6, 652 (1960).
6. Григорьев Д. П. О генезисе натечных и метаколлоидных колломорфных агрегатов минералов. Там же, **82**, вып. 1, 7 (1953).

## РАДИОАКТИВНЫЕ ОРЕОЛЫ ВОКРУГ ВКЛЮЧЕНИЙ УРАНИНИТА

В. С. КАРПЕНКО

Радиоактивные ореолы в минералах — биотите, хлорите, амфиболе, турмалине и ряде других, — широко известные под названием «плеохроичные дворики» или «гало», многократно описывались. Твердо установлена причина появления таких ореолов — воздействие на твердое вещество  $\alpha$ -частиц, излучаемых продуктами распада радиоактивных элементов. Носителями последних могут быть мельчайшие включения таких минералов, как циркон, монацит, ортит и, конечно, собственно урановые и ториевые минералы — уранинит, настуран, торит, торинит и др. Известно также, что радиоактивное воздействие на минералы проявляется не только в образовании плеохроичных ореолов. П. Рамдор [1] указывает еще на изотропизацию, возникновение трещиноватости и химические изменения, вызванные радиоактивностью. Эти явления отчетливо выражены, как правило, лишь вокруг сильных излучателей, таких, как уранинит, настуран и др. Поэтому они не столь обычны, как собственно плеохроичные дворики, и в советской геологической литературе охарактеризованы чрезвычайно скупо. Вместе с тем тщательное изучение особенностей ореолов радиоактивного воздействия, о необходимости которого говорил еще В. И. Вернадский [2], дает весьма интересный материал не только для выяснения характера самих ореолов, но и для понимания хода процесса рудной минерализации, его этапов и т. д.

В данной статье говорится о наблюдениях над радиоактивными ореолами, полученных при изучении докембрийских урановых руд гидротермально-метасоматического типа. Сложная история формирования руд этого типа в самой общей схеме включает такие этапы, как отложение уранинита в тесной ассоциации с доломитом в стадию карбонатного метасоматоза, более позднее, обусловленное появлением натрийсодержащих растворов развитие эгирина, щелочных амфиболов, альбита, избирательное замещение доломита тальком и, наконец, широкое развитие в рудных зонах гидрослюд.

Вокруг единственного уранового минерала руд — уранинита — постоянно наблюдаются ореолы характерных изменений. Радиус таких ореолов не превышает 40 мк (в альбите), т. е. примерно соответствует величине пробега  $\alpha$ -частиц в твердой среде наиболее короткоживущего продукта распада урана RaC'. К сожалению, точные замеры радиусов ореолов не могли быть сделаны в связи с резким преобладанием не точечных, а относительно крупных (20—50 мк и более) кристаллов уранинита, а также в связи с высоким светопреломлением большинства включающих уранинит минералов. По свидетельству многих авторов [3—7] замеры в таких условиях дают лишь приближенные значения.

Как известно, радиоактивные ореолы часто имеют зональное строение, которое обусловлено наличием  $\alpha$ -излучателей [8]. Среди продуктов распада урана известно восемь главных излучателей. Величины пробега  $\alpha$ -частиц некоторых из них очень близки, в связи с чем восьмикольцевое строение ореолов наблюдается сравнительно редко. В случае же крупных зерен радиоактивного минерала зональное строение выражено наименее отчетливо, так как продукты распада как бы «размазываются» на всю величину зерна и следы  $\alpha$ -частиц, идущих из разных точек, будут перекрывать друг друга. В связи с этим в настоящей работе измерения радиусов внутренних колец производились лишь в ореолах с четким зональным строением, наблюдавшихся вокруг мелких радиоактивных включений. Естественно, что в срезах, проходящих не через центр ореола или косых, количество попавших в разрез колец может сокращаться вместе с изменением (всегда в сторону уменьшения) радиуса ореола.

В данной статье рассматриваются ореолы вокруг включений уранинита в таких минералах, как доломит, сидерит, эгирин, альбит, андрадит, тальк. В каждом из них ореолы имеют свои особенности и потому описаны отдельно.

В табл. 1 приведены вычисленные величины радиусов колец, соответствующие дальности пробега  $\alpha$ -частиц от разных излучателей. Они могут оказаться полезными при анализе строения того или иного ореола.

Т а б л и ц а 1  
Величина пробега  $\alpha$ -частиц в некоторых минералах, км

Минералы	Плотность	Расчетные радиусы									Измеренные радиусы ореолов
		Продукты распада урана									
		RaC'	RaA	Rn	RaF	Ra	U <sup>II</sup>	Jo	U <sup>I</sup>	ThC'	
Сидерит . . .	3,9	31,9	21,5	18,7	17,7	15,2	14,8	14,7	12,2	39,5	32—33
Андрадит . . .	3,75	32,5	21,9	19,1	18,1	15,5	15,1	15,0	12,5	40,4	33—34
Эгирин . . .	3,5	33,0	22,3	19,4	18,4	15,8	15,3	15,2	12,7	41,0	37
Доломит . . .	2,85	34,7	23,4	20,3	19,3	16,6	16,1	16,0	13,30	43,0	37 и 44
Тальк . . .	2,75	36,5	24,6	21,4	20,3	17,45	17,0	16,8	14,0	45,3	37—39
Альбит . . .	2,62	38,8	26,2	22,75	21,5	18,5	18,0	17,9	14,9	48,15	40 и 50

Расчеты, приведенные в табл. 1, велись по известной эмпирической формуле Брегга — Климана  $R = 3,2 \cdot \frac{R_0}{d} \cdot \sqrt{A}$ , где  $R$  — величина пробега  $\alpha$ -частиц в минерале, см;  $R_0$  — то же в воздухе;  $d$  — плотность минерала;  $A$  — средний атомный вес. Формула дает возможность вычислить величину пробега  $\alpha$ -частиц в любом веществе с точностью  $\pm 15\%$ . Способ расчета изложен в литературе [9, 10] и здесь не приводится.

### Радиоактивные ореолы в доломите

Радиоактивные ореолы в доломите особенно хорошо выражены и представляют собой четкое бурое и красно-бурое кольцо, в пределах которого по интенсивности окраски можно выделить две

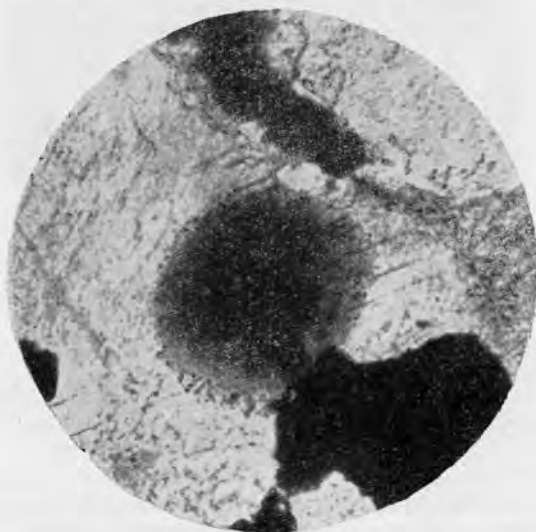


Рис. 1. Радиоактивный ореол в карбонате. Черное — мартит. Прозрачный шиф.  $\times 330$ .

или три концентрические зоны. Максимальный (измеренный) радиус кольца 37  $\mu\text{к}$ , что приблизительно соответствует величине пробега  $\alpha$ -частиц от  $\text{RaC}'$  (см. табл. 1). Интенсивность бурой окраски увеличивается по мере приближения к центру ореола (рис. 1), однако нередки случаи, когда ядро дворика слабо окрашено или вообще не окрашено. Последний случай по аналогии с зонально окрашенными двориками во флюорите [11, 12], видимо, следует связывать с «переоблучением».

Установили, что бурая окраска двориков в карбонате имеет «вторичный» характер. Она обусловлена развитием гидроокислов



железа, заместивших выделившиеся при распаде карбоната<sup>1</sup> пылевидные частицы гематита. Гидратация последнего более интенсивно протекала в центральных участках двориков, где степень разрыхленности материала, а следовательно, и возможность циркуляции водных растворов была наибольшей. Такой же характер имеют дворики в сидерите, но радиус их на 3—5 мк меньше, чем в доломите, в соответствии с большими плотностью и атомным весом сидерита (см. табл. 1).



Рис. 2. Зональные хлоритовые ореолы в карбонате. В центре ореолов—черные кристаллы уранинита. Неправильные крупные черные зерна (без ореолов) — магнетит. Прозрачный шлиф.  $\times 155$ .

В отдельных шлифах в доломите наблюдаются зональные хлоритовые дворики. В них отчетливо различимы три — пять тонких кольца, каждое из которых сложено мелкочешуйчатым хлоритом с меняющейся от кольца к кольцу интенсивностью желтовато-зеленой окраски (рис. 2). Карбонат с хлоритовыми двориками обнаружен лишь вблизи скоплений альбита, также содержащего вкрапленность уранинита с хлоритовыми ореолами.

Радиусы хлоритовых двориков в карбонате заметно больше (на 10—12 мк) радиусов красно-бурых гематитизированных ореолов. Можно предположить, что уранинит с хлоритовыми ореолами относится к особой генерации, содержащей торий, продукты распада которого ( $\text{ThC}'$ ) имеют, как известно, большую величину пробега  $\alpha$ -частиц.

<sup>1</sup> Доломит в описываемых рудах содержит примесь  $\text{FeCO}_3$  и может быть назван ферридоломитом.

### Радиоактивные ореолы в эгирине

Ореолы в эгирине и в его разновидности — акмите отличаются особенной четкостью (рис. 3—5). Наиболее четко выражено внешнее кольцо, ограниченное радиусом 37 мк. В пределах кольца эгириин значительно интенсивнее окрашен в зеленовато-бурый цвет, постепенно переходящий кнаружи в зеленовато-желтый, свойственный всему кристаллу. Внутренняя граница кольца

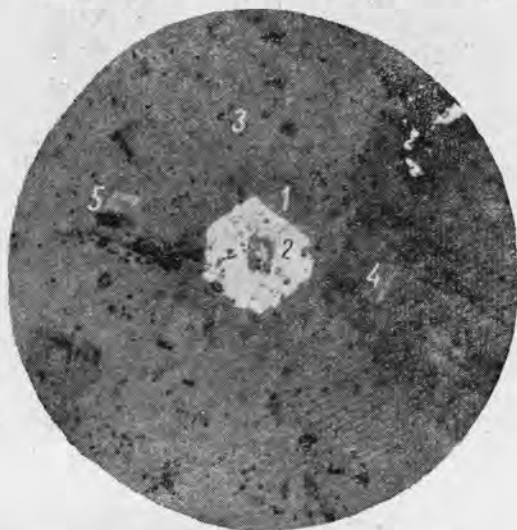


Рис. 3. Радиоактивные ореолы (1) в эгирине повторяют форму кристалла уранинита (2). 3 — эгириин; 4 — карбонат; 5 — гематит. Полированный шлиф.  $\times 300$ .

всегда резкая. Вдоль нее наблюдается узкая (2—3 мк) зона бурого изотропного вещества (см. рис. 4б) с более низким, чем у эгирина, показателем преломления. Подобные явления изотропизации описаны для радиоактивных ореолов П. Рамдором [1] и объяснены им действием высоких температур, развивающихся на весьма короткое время в конце пробега  $\alpha$ -частиц. При этом в данном случае следует допустить, что оптимальные условия для образования изотропной зоны возникли в конце пробега  $\alpha$ -частиц RaA, тогда как конец пути  $\alpha$ -частиц, обладающих большей энергией (RaC'), таким эффектом не сопровождался. Физическая сущность наблюдаемых явлений недостаточно ясна.

Внутренняя часть ореолов в эгирине обычно занята мелко-чешуйчатым зеленым хлоритом или сильно плеохроирующим от зеленого до золотисто-желтого стильпномеланом (см. рис. 5)<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Идентификация минералов, развивающихся в пределах ореолов, произведена путем сравнения с присутствующими в тех же рудах скоплениями, охарактеризованными оптически и химически.

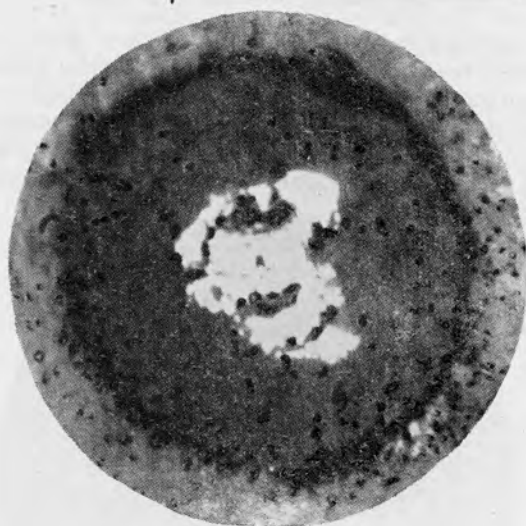


Рис. 4а. Характер радиоактивного ореола в эгирине. Хорошо видно узкое изотропное кольцо. Внешнее плеохроичное кольцо в аншлифе почти неразлично. Белое — уранинит. Полированный шлиф.  $\times 575$ .

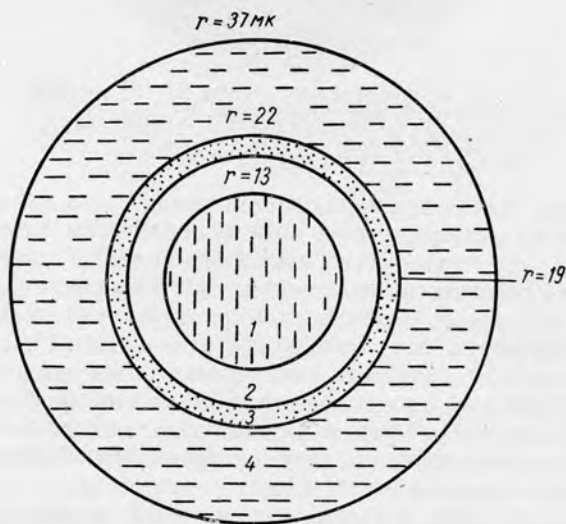


Рис. 4б. Схема зонального строения ореола в эгирине (радиусы — в микронах):

1 — резко плеохроирующий от темно-зеленого до золотисто-желтого стильпноmelан; 2 — зеленый тонкочешуйчатый хлрит; 3 — темно-бурое изотропное кольцо; 4 — зелено-желтая окраска эгирина, интенсивность которой кнаружи ослабевает.

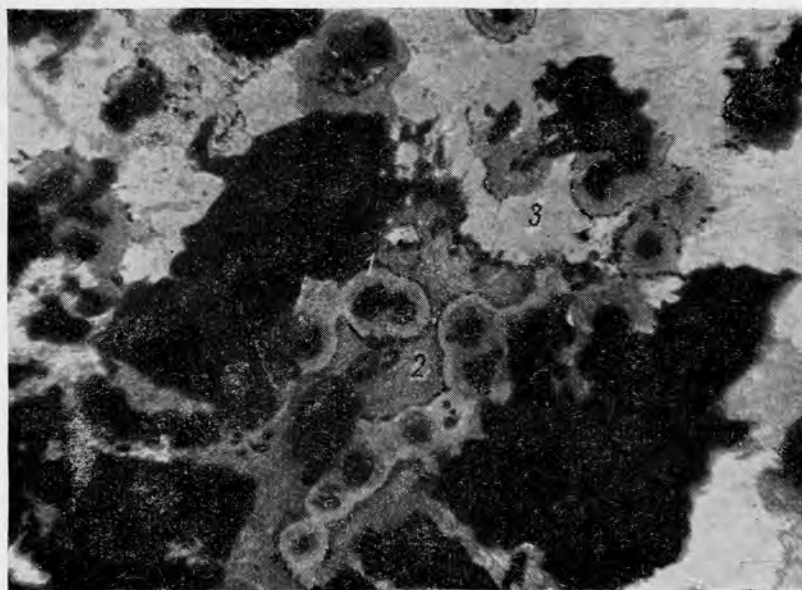


Рис. 5а. Хлоритовые каймы (1) в эгирине (2) и альбите (3) вокруг кристаллов уранинита. Крупные черные зерна — мартитизированный магнетит. Прозрачный шлиф.  $\times 100$ .

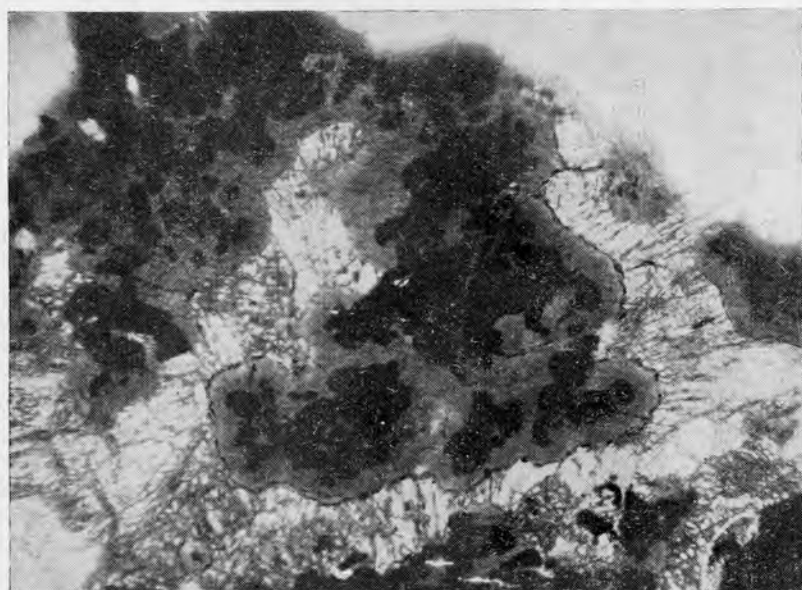


Рис. 5б. Стильпомелановая кайма в эгирине вокруг скоплений кристаллов уранинита (черное). По периферии — узкая зона хлорита. Прозрачный шлиф.  $\times 100$ .

Иногда присутствуют оба минерала, причем стильпномелан, занимающий ядерные части ореола, как бы внедряется в зону развития хлорита, вытесняя последний. При достаточно далеко продвинутом процессе хлорит может совсем исчезнуть или от него остаются лишь узкие внешние каемки. В свою очередь хлорит, по-видимому, развивается в ряде случаев не непосредственно по эгирину, а по заместившему его альбиту, реликты которого иногда сохраняются во внутренних кольцах ореола (рис. 6).



Рис. 6. Дворики в эгирине с альбитовым кольцом (белое). В центре двориков — хлорит. По периферии — изотропная зона и плеохроичная кайма (светло-серое — карбонат; черное — гематит). Прозрачный шлиф.  $\times 40$ .

Таким образом, на примере радиоактивных ореолов в эгирине можно прийти к выводу о сложном — «многостадийном» — ходе процесса формирования ореола.

Любопытен тот достаточно распространенный случай, когда кристаллы уранинита располагаются на стыке зерен эгирина и карбоната.

На рис. 7 хорошо видно, что ореолы в обоих минералах отличаются величиной радиуса, большего у доломита. В некоторых шлифах удается наблюдать, как эгирин, метасоматически замещающий карбонат, развивается лишь по внешней границе бурого ореола, по которой в этих случаях можно видеть узкую изотропную зону, подобную описанной выше для двориков эгирина. При этом мелкие призмочки эгирина, зарождаясь в пределах изотропного кольца, растут только кнаружи, не проникая во внутренние зоны дворика (рис. 8).



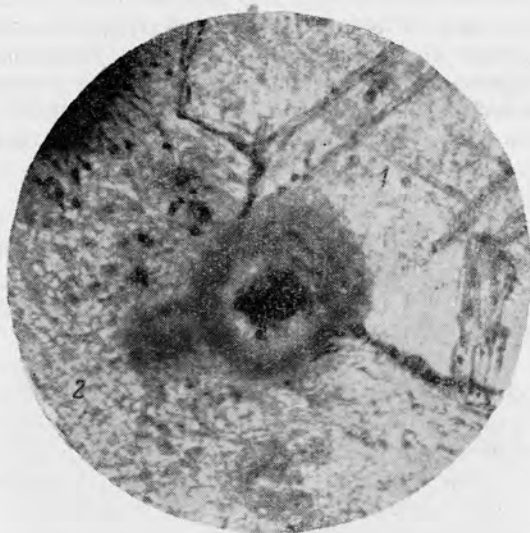


Рис. 7. Дворик в карбонате (1) и эгирине (2) вокруг кристалла уранинита (черное). Прозрачный шлиф.  $\times 155$ .

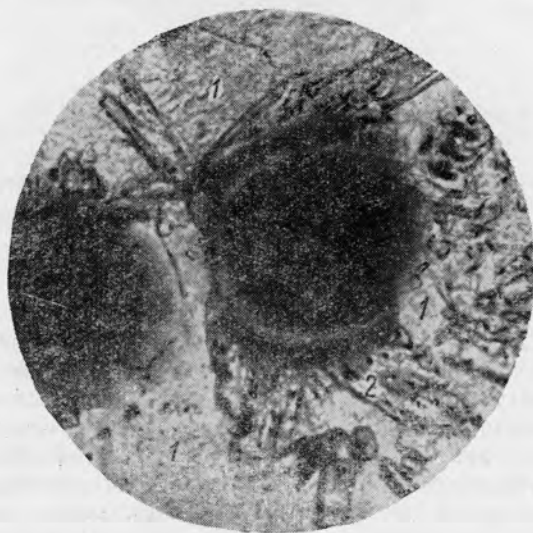


Рис. 8. Дворик в карбонате (1). Темная окраска обусловлена наличием пылевидных гидроокислов железа. На внешнее изотропное кольцо нарастают тонкие призмочки эгирина (2). Прозрачный шлиф.  $\times 330$ .

Отсюда можно заключить, что эгирин образуется при разложении железосодержащего карбоната и окислении  $Fe^{2+}$  до  $Fe^{3+}$ , тогда как ранее выделившиеся окислы и гидроокислы железа (в пределах ореола) сохраняют устойчивость и эгирином не замещаются. Эти наблюдения полностью соответствуют последовательности развития эгирина в описываемых рудах, в которых в первую очередь эгиринизации подвергаются кварц и карбонаты, затем магнетит и позднее гематит.

Существенно отметить, что кристаллы эгирина, вырастающие из изотропной каймы, у своего основания часто имеют значительно более интенсивную, чем весь кристалл, окраску, пределы распространения которой точно соответствуют положению описанного ранее для эгирина внешнего плеохроичного кольца. Таким образом, эгирин, развившийся после образования дворика в карбонате, сам в свою очередь оказывается вовлеченным в сферу влияния радиоактивного излучения, создавшего этот дворик.

Очень интересны окрашенные плеохроичные дворики, наблюдавшиеся в разновидности эгирина — акмите. В пределах дворика характер плеохроизма акмита меняется, причем возникают оттенки, типичные для эгирина (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Характер плеохроичных двориков в акмите и эгирине

Минера л. включающий дворик		Акмит		Эгирин	
		Окраска всего кристалла	Акмит в пределах дворика	Окраска всего кристалла	Эгирин в пределах дворика
Плеохроизм	По $N_g$	Слабый, зеленовато-желтый, почти бесцветный	Желто-бурый, густой	Зеленовато-желтый, светло-зеленый	Желто-бурый
	По $N_p$	Золотисто-розовый	Желто-зеленый	Светло-зеленый	Желто-зеленый
Абсорбция		$N_p > N_g$	$N_p \gg N_g$	$N_p \gg N_g$	$N_p \gg N_g$

Из табл. 2 можно сделать вывод, что под действием радиоактивного излучения акмит как бы «эгиризируется». Возможно, тщательное изучение этого явления пролило бы свет на вопрос о существовании различия между акмитом и эгирином. Как известно, по этому вопросу нет единого мнения, и если А. Г. Бетехтин [13] указывает на наличие в акмите двухвалентного железа и алюминия, то Шюллер [14] экспериментально доказывает полное отсутствие в акмите закисного железа. Во всяком случае появление в плеохроизме зеленых тонов вместо бурых и розовых скорее можно объяснить восстановлением некоторой части ионов  $Fe^{3+}$  до  $Fe^{2+}$ , что противоречит широко известным представлениям об «окисляющем» влиянии  $\alpha$ -излучения. Здесь вполне очевидна необходимость проведения специальных исследований.

### Радиоактивные дворики в гранате

В метасоматических рудах отмечается избирательная, порою весьма обильная, вкрапленность уранинита в андрадите. Радиоактивные дворики с примерным радиусом 33 мк хорошо выражены и наблюдаются как в проходящем, так и в отраженном свете. Вокруг двориков часто видны грубые, радиально расходящиеся

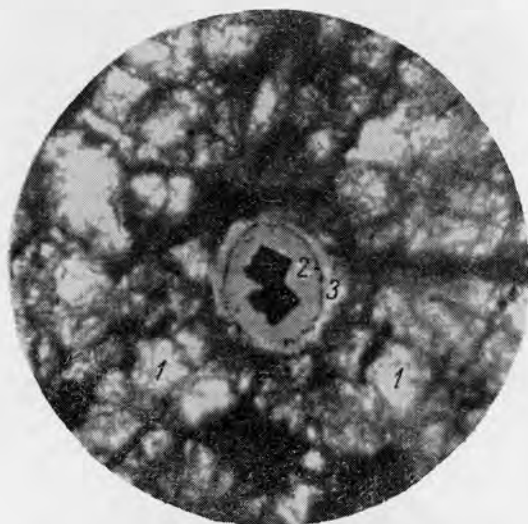


Рис. 9. Дворик вокруг кристаллов уранинита в андрадите (1) (2 — биотитоподобный бурый минерал; 3 — хлорит). По внешней границе — темно-бурая окраска в андрадите. Прозрачный шлиф.  $\times 330$ .

трещины. В пределах дворика обычно развит однородный мелко-чешуйчатый травянисто-зеленый хлоритовый агрегат. Иногда видны три-четыре кольца. Из них внутренние кольца различаются лишь незначительными колебаниями в окраске хлорита, обычно более интенсивной в ядре дворика. Внешнее кольцо хлорита не содержит и отличается от включающего дворик светло-желтого андрадита густой бурой окраской (рис. 9). По внутренней границе кольца расположена узкая (2 мк) кайма из темного изотропного вещества, подобная наблюдаемой в описанных выше двориках в эгирине.

### Радиоактивные дворики в тальке

В мелкочешуйчатом тальковом агрегате, развивающемся по карбонату, часто наблюдаются хорошо выраженные радиоактивные дворики вокруг кристаллов уранинита. Как правило, особенно

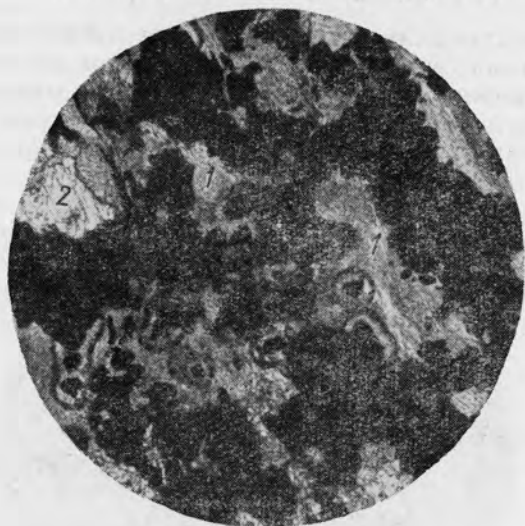


Рис. 10. Дворики в тальке (1) (черное — мар-  
тит; 2 — карбонат). Прозрачный шлиф.  $\times 40$ .



Рис. 11. Дворики из темно-бурой гидрослюды  
вокруг кристаллов уранинита в тальке (1 —  
тальк; 2 — родусит; черное — гематит). Прозрач-  
ный шлиф.  $\times 155$ .

отчетливо внешнее кольцо с радиусом 36—37 мк. Кольцо четко выделяется благодаря интенсивной красновато-бурой окраске, обязанной присутствию тонкораспыленных окислов железа (рис. 10). Тальк внутри кольца слабо изотропизирован и имеет пониженное светопреломление. Иногда в центральной части дво-

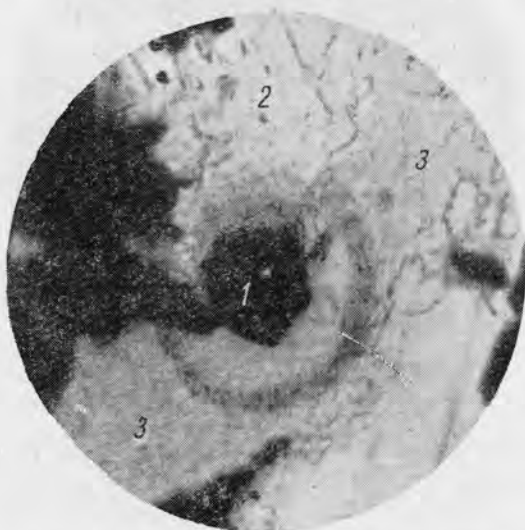


Рис. 12. Идиоморфный кристалл уранинита (1) на стыке зерен карбоната (2) и талька (3). В тальке — четкое бурое кольцо. Черные крупные зерна — мартит. Прозрачный шлиф.  $\times 330$ .

рика развивается агрегат желто-бурых плеохроичных чешуек, очень похожих на присутствующий в рудах гидробиотит. Такие интенсивно окрашенные дворики четко выделяются на фоне бесцветного талькового агрегата (рис. 11). Если кристалл уранинита расположен на границе между скоплениями талька и зернами карбоната, то радиус дворика в тальке заметно больше радиуса в карбонате и отличается хорошей четкостью (рис. 12).

### Радиоактивные дворики в альбите

Для альбита, содержащего включения мелких кристаллов уранинита, характерно развитие двориков, обладающих максимальным (в данных рудах) радиусом — 39—40 мк. Как правило, во внешнем кольце шириною около 15 мк альбит содержит скопления красно-бурых окислов железа, особенно обильных у наружной границы дворика (рис. 13). Окислы железа иногда накапливаются в центральных частях дворика, заполняя в нем грубые трещины (рис. 14). Наличие трещин П. Рамдор [6] объяс-



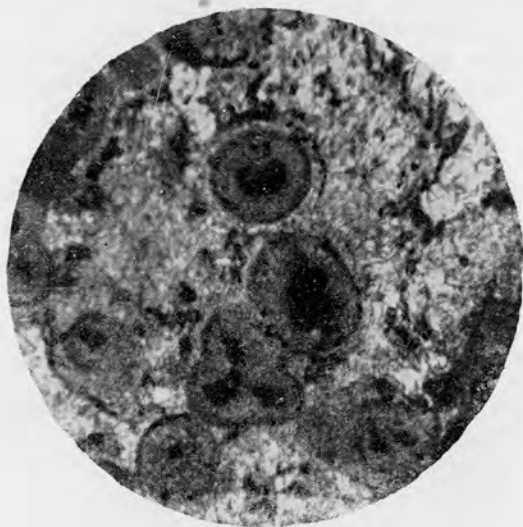


Рис. 13. Хлоритовые дворики вокруг кристаллов уранинита (черное) в альбите (белое). Во внешней зоне — скопления пылевидных окислов железа. Мелкие серые чешуйки — биотит. Прозрачный шлиф.  $\times 155$ .



Рис. 14. Дворик вокруг кристалла уранинита в альбите (белое). В центре дворика по радиальным и кольцевым трещинам — скопления бурых гидроокислов железа. По периферии — две хлоритовые зоны (1 и 2); хлорит из внешней зоны проникает по трещинам спайности в альбит. Черные крупные зерна — магнетит. Прозрачный шлиф.  $\times 330$ .

няет тем, что при изотропизации полевых шпатов, возникающей под влиянием радиоактивного излучения, объем изотропизированной массы не увеличивается, как в большинстве минералов, а уменьшается и возникающие трещины заполняются вторичными продуктами.

Внутренняя часть дворики в альбите сложена зеленым хлоритом, образующим два-три довольно четких кольца, различающихся по интенсивности окраски чешуек хлорита. Иногда центральная часть дворики в альбите занята ярко-бурой слюдкой, по-видимому, более поздней, чем хлорит. Нередко хлорит слагает внешние зоны. В этом случае можно наблюдать «расползание» хлорита по трещинам в альбите за пределы дворики (см. рис. 14), причем хлорит в дворики и за его пределами обладает одинаковыми свойствами.

### Заключение

На примере рассмотренных выше минералов показан характер воздействия  $\alpha$ -излучения сильного излучателя — уранинита на такие обычные компоненты некоторых типов руд, как альбит, эгирин, тальк, карбонат, андрадит<sup>1</sup>. В соответствии с древним (докембрийским) возрастом оруденения процесс формирования дворики протекал в течение длительного времени. В нем могут быть выделены несколько стадий. К собственно радиоактивному воздействию относится та или иная степень перестройки кристаллической структуры минерала, выражающаяся в изменении окраски, плеохроизма, а также в изотропизации и разрыхлении вещества. Подготовленная таким образом среда оказалась более благоприятной для циркуляции поровых растворов.

Под влиянием этих растворов осуществлялись достаточно интенсивные химические изменения, протекавшие, как правило, строго в пределах ореола. Характерно, что химический состав возникающих при этом продуктов определялся составом включающего уранинит минерала. Так, в железосодержащих карбонатах выделялись сначала окислы, а позднее гидроокислы железа, в альбите, гранате, эгирине развивались хлорит, стильпномелан и гидрослюды. При этом также привносились и перемещались некоторые компоненты, «набор» которых не выходил, однако, за пределы обычных компонентов изученных руд ( $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  и др.). Пределы диффузии при этих преобразованиях были ничтожны, что сказалось в сохранении четких внешних границ ореолов, а также в «унаследовании» зонального строения при замещении ореола другим минералом, например хлоритом, свойства которого в разных зонах несколько варьируют.

<sup>1</sup> Дворики, близкие описанным, имеющие хлоритовый состав и расположенные вокруг включений уранинита в амфиболе, рудных скарнов, охарактеризованы Т. М. Кайковой [15], которая связывает их, однако, с  $\gamma$ -излучением.

При более «продвинутой» степени химических изменений наблюдается разрастание хлорита одной из зон и вытеснение им всех других разновидностей. При этом зональное строение дворика может совсем исчезнуть, хотя его внешние контуры сохраняют прежнюю четкость.

Для двориков во многих минералах отмечается явно более поздняя стадия развития слюдястых минералов: в эгирине — стильпномелана; в альбите, тальке, гранате — гидрослюды. Эти же минералы развиты широко в рудных зонах месторождения и на первый взгляд могут быть отнесены к тесному парагенезису с уранинитом. Новые данные, по-видимому, противоречат такому выводу и позволяют относить появление растворов, содержащих калий и алюминий, к значительно более позднему, чем образование уранинита, времени. Точно так же описанные выше случаи внедрения призм эгирина (см. рис. 8) и щелочного амфибола в пределы уже существовавшего ореола говорят о наличии поздней фазы развития этих минералов, хотя главная их масса принадлежит, как установили при изучении руд, к общему с уранинитом, карбонатом, альбитом и другими минералами метасоматическому процессу, но к разным его этапам, неоднократно сменявшим друг друга во времени.

Можно сказать, что изменения, протекавшие в пределах радиоактивных ореолов, как бы являются отражением изменений, претерпеваемых рудами в целом. Однако масштабы проявления этих процессов резко различны, и если в пределах ореола они измеряются микронами, то в тектонически подготовленных рудных зонах, благоприятных для циркуляции растворов, их величина во много раз больше.

Несмотря на значительную условность перенесения наблюдений над характером и составом радиоактивных двориков на общие вопросы формирования руд месторождения, представляется не-безынтересным использование такого пути, который намечен, конечно, лишь в самых общих чертах и требует накопления дополнительных данных по рудам разных генетических типов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. R a m d o h r P. Weitere Untersuchungen über radioaktive Höfe und andere radioaktive Einwirkungen auf natürliche. Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin. Kl. Geol., No. 4 (1958).
2. В е р н а д с к и й В. И. О значении радиогеологии для современной геологии. В кн.: Труды XVIII сессии Международного геологического конгресса. Т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1939.
3. H e n d e r s o n G. H. A quantitative study of pleochroic haloes. Proc. Roy. Soc., A 145, 591 (1943).
4. С т а р и к И. Е. Радиоактивные методы определения геологического возраста. М., ОНТИ ВИМС, 1938.
5. С т а р и к И. Е. Ядерная геохронология. М., Изд-во АН СССР, 1961.
6. R a m d o h r P. Neue beobachtungen über radioaktive Höfe und über radioactive sprengungen. Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin. Kl. Geol., No. 2 (1957).

7. Судовников Н. Г. О радиусах плеохроничных ореолов в Карельских породах. Материалы по геологии и полезным ископаемым Карельской АССР, вып. 1, 102 (1936).
8. Ramdohr P., Lawrence L. Radioactive haloes in a davidite — ilmenite ore from Cloneusg. Queensland. J. Geol. Soc. Australia, 5, 1, 33 (1937).
9. Алексеев В. В. (отв. ред.) Радиометрические методы поисков и разведки урановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
10. Баранов В. И. (отв. ред.). Справочник по радиометрии для геофизиков и геологов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
11. Пшибрам К. Окраска и люминесценция минералов. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
12. Ильинский Г. А. О влиянии радиоактивных излучений на окраску флюорита. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 91, вып. 5, 613 (1962).
13. Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1950, стр. 768.
14. Шюллер. Проблема акмит-эгирина. РЖГеол., № 2, 136 (1959).
15. Кайкова Т. М. К вопросу об уране в скарнах. В сб. научных статей № 34. Ин-т цветных металлов и золота им. М. И. Калинина, 1961, стр. 36.

## О ФОСФОРНОМ АНАЛОГЕ ТРЕГЕРИТА

Л. Н. БЕЛОВА, В. И. ЛИТЕНКОВА, Л. Е. НОВОРОСОВА

Несмотря на то, что в настоящее время минералогия урана представляет собой одну из самых живых областей минералогии и непрерывно пополняется новыми исследованиями, в ней еще остается много темных пятен. Одним из темных пятен является запутанная история с фосфуранилитом и урановой слюдкой — фосфорным аналогом трегерита.

В 1958 г. Л. Н. Белова [1] в статье «Арсенуранилит — мышьяковый аналог фосфуранилита» пыталась кратко осветить причины, приведшие к тому, что под названием фосфуранилит разные исследователи начали понимать различные минералы: фосфуранилит  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  и фосфорный аналог трегерита  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Тем не менее этот вопрос, по-видимому, и до сих пор остается неясным. Так, в опубликованной в 1959 г. в целом очень интересной и полезной монографии «Уранил и его соединения» И. И. Липилина [2] совершенно игнорирует указания К. Фрондела [3] о том, что, устанавливая иную минеральную сущность для фосфуранилита, он работал непосредственно на подлинных образцах Гента [4]. В результате, делая правильный (и, кстати говоря, отнюдь не новый) вывод о существовании в природе обоих минералов  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  и  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , И. И. Липилина совершает грубую ошибку, приписывая минералу с общим составом  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  совершенно чуждые ему свойства: моноклинную сингонию,  $Nm = 1,720$ .

За последние годы нам приходилось довольно часто наблюдать минерал состава  $(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , который до окончательного выяснения вопроса мы называем фосфорным аналогом трегерита, и осуществить его синтез в минералогической лаборатории ИГЕМ АН СССР. Поэтому, хотя в настоящее время исследование минерала еще далеко не закончено, мы считаем своевременным опубликовать некоторые данные об условиях его нахождения в природе, основных свойствах и возможностях синтеза.

Судя по полевым наблюдениям, для образования фосфорного аналога трегерита необходимы достаточно высокие концентрации



урана в растворах и отсутствие по возможности в них различных катионов. Наиболее часто мы наблюдали фосфорный аналог трегерита в окварцованных участках ураносульфидных месторождений вблизи первичных урановых руд. Никогда фосфорный аналог трегерита не образуется на участках, где интенсивно развиты карбонаты и многометалльные сульфиды.

Фосфорный аналог трегерита выделяется либо в виде удлиненных пластинчатых кристалликов (чаще), которые могут быть собраны в розетки, либо в виде отдельных хорошо окристаллизованных табличек, типичных для большинства урановых слюдок. Размеры наиболее крупных кристалликов  $3 \times 3$  мм. Очень редко удается найти мономинеральные выделения слюдки. Обычно она интенсивно подвергается замещению другими видами слюдок: отенитом, водородным отенитом, метаторбернитом.

Цвет слюдки изменяется от янтарно-желтого до светло-желтого, зеленоватого и иногда темно-зеленого. Забегая несколько вперед, отметим сразу, что темно-зеленый цвет характерен для фосфорного аналога трегерита в том случае, когда в его составе находится некоторое количество  $U^{IV}$ . Подобное изменение окраски в сторону более темных оттенков при наличии в составе минерала  $U^{IV}$  наблюдалось и в других типах слюдок. В частности, довольно подробно это явление разобрано в работе Лео [5] на примере отенитов. Помимо изменения окраски, появление в составе слюдок  $U^{IV}$  вызывает уменьшение до полного исчезновения люминесценции. В фосфорном аналоге трегерита последняя особенность не играет никакой роли, так как независимо от наличия четырехвалентного урана слюдка не люминесцирует. Блеск минерала меняется от перламутрового до стеклянного. Твердость — около 3. Удельный вес — 3,72—3,80. Удельный вес синтетического материала — 3,96—4,03.

Под микроскопом таблички минерала отличаются исключительной чистотой. Минерал оптически отрицательный, четко одноосный, очень легко теряет часть воды, что резко отражается на его показателях преломления. В наиболее водной разности, количество воды в которой, к сожалению, не удалось проанализировать,  $N_o = 1,535$ ;  $N_e = 1,515$ . Наиболее часто встречаются слюдки с  $N_o = 1,570 \div 1,578$ ;  $N_e = 1,550 \div 1,555$  и  $N_o = 1,600 \div 1,602$ ;  $N_e = 1,578 \div 1,580$ . В исследовавшемся синтетическом материале  $N_o = 1,605$ ;  $N_e = 1,578 \div 1,580$ .

В течение долгого времени нам не удавалось отобрать для анализа чистый фосфорный аналог трегерита. Обычно анализировались смеси его с тем или иным видом урановой слюдки. Поэтому, будучи сами совершенно убеждены в существовании этой слюдки, мы тем не менее считали несвоевременной публикацию каких-либо данных о ней. Лишь совсем недавно удалось выделить крайне небольшое количество слюдки, практически лишенной примеси.

Результаты химических анализов природного фосфорного аналога трегерита и синтетического материала приведены в табл. 1.

## Результаты химических анализов фосфорного аналога трегерита

Компоненты	Анализ № 1			Анализ № 2					Анализ № 3			
	Данные анализа	Молекулярное количество	Отношение молекулярных количеств	Данные анализа	Состав метаотенита	Состав слюдки	Молекулярное количество	Отношение молекулярных количеств	Данные анализа	Молекулярное количество	Отношение молекулярных количеств	
CaO				2,27	2,27							
UO <sub>3</sub>	74,17	0,259	3	70,22	22,8	47,42	0,165	3	77,23	0,270	3	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	12,21	0,086	1	13,49	5,66	7,83	0,055	1	12,83	0,090	1	
H <sub>2</sub> O	12,80	0,655	8,01	13,02	4,30	9,72	0,54	10	9,74	0,541	6	
n. o.				0,83								

Примечание. Анализы № 1 — зеленая слюдка; № 2 — янтарно-желтая слюдка в смеси с метаотенитом; № 3 — синтетический материал.

Анализы выполнялись Л. Е. Новоросовой (№ 1) и В. И. Литенковой (№ 2, 3). Янтарно-желтая слюдка (анализ № 2) находилась в теснейшем срастании с метаотенитом. Учитывая состав анализированного для этого месторождения метаотенита 6,37% CaO; 65,74% UO<sub>3</sub>; 16,17% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 12,30% H<sub>2</sub>O, мы провели пересчет анализа, допустив, что весь кальций обусловлен примесью метаотенита. Таким образом, по результатам анализов для природного минерала мы получаем формулы (UO<sub>2</sub>)<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>·8H<sub>2</sub>O и (UO<sub>2</sub>)<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>·10H<sub>2</sub>O, а для синтетического материала — (UO<sub>2</sub>)<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>·6H<sub>2</sub>O. Судя по легкой изменчивости показателей преломления, количество воды в природном фосфорном аналоге трегерита может быть значительно большим.

Синтез фосфорного аналога трегерита осуществлялся из растворов H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> и (UO<sub>2</sub>)(CH<sub>3</sub>COO)<sub>2</sub> в больших количествах дистиллированной воды с подогревом до 50—60° С. При использовании вместо уксусной кислоты уранила азотнокислого или сернокислого уранила чаще образуется водородный отенит.

Дебаеграмма природного фосфорного аналога трегерита (табл. 2) несколько отличается от порошкограмм других слюдок фосфатов.

Таблица 2

## Межплоскостные расстояния фосфорного аналога трегерита

(Fe — изл.; 2R = 57,3; d = 0,6)

№ линии	№ 1			№ 2			d
	l	2l (изм.)	d	l	2l (изм.)	d	
1	7	12,6	9,25	5	1	24,5	4,67
2	10	13,9	8,53	6	4	27,0	4,23
3	4	21,2	5,41	7	3	23,5	4,01
4	1	23,1	4,96	8	9	31,2	3,66

№ линии	<i>l</i>	2 <i>l</i> (изм.)	<i>d</i>	№ линии	<i>l</i>	2 <i>l</i> (изм.)	<i>d</i>
9	3	32,8	3,49	30	8	79,0	1,530
10	4	35,2	3,25	31	1	81,5	1,490
11	2	39,0	2,94	32	1	83,5	1,461
12	1	42,5	2,70	33	0,5	—	—
13	7	43,9	2,62	34	1	87,9	1,401
14	1	45,6	2,53	35	4	89,0	1,387
15	1	46,9	2,46	36	7	92,1	1,350
16	1	48,3	2,39	37	1	93,5	1,334
17	1	49,8	2,32	38	1	96,1	1,306
18	1	51,3	2,26	39	1	97,9	1,288
19	1	52,2	2,22	40	3	101,0	1,259
20	7 тр	54,6	2,15	41	4	108,9	1,193
		54,5	2,13	42	3	110,1	1,184
		55,3	2,10	43	1	112,2	1,169
21	3	57,1	2,04	44	4	114,9	1,151
22	7	60,0	1,952	45	1	116,3	1,142
23	1	61,9	1,887	46	4	118,1	1,131
24	4	65,1	1,812	47	3	122,0	1,109
25	4	67,2	1,761	48	1	124,0	1,098
26	1	69,0	1,720	49	1	126,0	1,088
27	3	70,1	1,696	50	1	129,0	1,074
28	9	74,8	1,603	51	4	131,0	1,065
29	1	76,9	1,565	52	2	136,0	1,045

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белова Л. Н. Арсенуранилит — мышьяковый аналог фосфуранилита. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 87, вып. 6, 598 (1958).
2. Липилина И. И. Уранил и его соединения. М., Изд-во АН СССР, 1959.
3. Frondel C. Phosphuranylite. Amer. Min., 35, No. 2 (1950).
4. Genth F. A. Examination of the North Carolina uranium minerals. Amer. Chem. J., No. 1 (1879).
5. Leo G. W. Autunite from Mt. Spokane, Washington. Amer. Miner., 45, No. 1—2, 99 (1960).

## УРАНОВАЯ СЛЮДКА СМЕШАННОГО ТИПА С НЕСКОЛЬКО НЕОБЫЧНЫМИ СВОЙСТВАМИ

О. В. ФЕДОРОВ, В. И. ЛИТЕНКОВА

В зоне окисления урано-молибденового месторождения, среди сильно измененных вмещающих пород, в пустотах и трещинах были встречены гнезда свежих урановых слюдок темно-зеленовато-желтого или желтовато-зеленого цвета. Минерал образуется в пределах пологих черневых залежей на глубине 20 м от земной поверхности. Урановая слюдка тесно ассоциирует с гидроокислами железа, ильземанитом, ураноспинитом, иригинитом, умохитом и моуритом. Она отлагается в ожелезненных фельзитах в виде гнезд, друз и корок. В проходящем свете минерал представлен таблитчатыми пластинками желтовато-зеленого цвета. Показатели преломления:  $N_o = 1,600$ ,  $N_e = 1,571$ . Двупреломление  $N_o - N_e = 0,029$ . Оптически отрицательный,  $2V = 0$ . Минерал не люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.

Спектральные анализы минерала (табл. 1) постоянно обнаруживают в нем фосфор в количестве целых процентов.

Т а б л и ц а 1

Спектральные анализы минерала

Содержание, %	Образец № 1	Образец № 2	Образец № 3
$n$	As, P, U, Si, Al	As, P, U, Mo, Si, Al, Fe	As, P, U, Mo, Si, Al, Fe
$0, n$	Mo, Fe	—	Na, Ca
$0, 0n$	—	—	Ti, Co, Mg, Sr
$0, 00n$	Mn, Pb, Mg, Ca	Ti, Mg, Ca	Mn, Pb, Cu

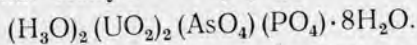
Для зоны окисления урано-молибденового месторождения более типичны арсенатные соединения, и фосфор обнаруживается в значительных количествах лишь в данных урановых слюдках.

По данным химических анализов (табл. 2) получается следующее отношение окислов:  $2\text{UO}_3 \cdot (\text{As}, \text{P})_2 \text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ .

**Химический анализ арсенат-фосфата урана**  
(аналитик В. И. Литенкова)

Компоненты	Образец № 1	Образец № 2	Среднее значение	Пересчет на 100%	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
	Вес. %					
UO <sub>3</sub>	57,00	56,50	56,75	57,60	206	2
UO <sub>2</sub>	1,12	1,12	1,12	1,14	4	—
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	12,90	11,90	12,40	12,60	55	1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	6,65	7,35	7,00	7,10	50	
H <sub>2</sub> O	21,18	21,18	21,18	21,56	1190	11
SiO <sub>2</sub>	3,00	2,50	2,75	—	—	—
Итого	101,85	100,55	101,20	100	—	—

Из-за отсутствия в составе минерала металлов-катионов в формулу последнего для компенсации валентности вводится оксониевая группа. Получается формула



Описываемый минерал обладает несколькими необычными свойствами, по которым его трудно отнести к какому-либо определенному виду урановых слюдок. По оптическим свойствам и отсутствию люминесценции он сходен с трегеритом, однако по данным химического анализа его скорее можно отнести к водородным (оксониевым) ураноспинитам, чему, в свою очередь, препятствует полное отсутствие у минерала люминесценции.

Химическим анализом в минерале обнаружен U<sup>IV</sup> в количестве 1,12%; возможно, он играет роль глушителя свечения. В настоящее время в различных урановых слюдках при проведении полных химических анализов определяют в тех или иных количествах U<sup>IV</sup>. Дж. Лео<sup>1</sup>, описывая отенит из Спокана, показал, что в различных по окраске отенитах присутствует U<sup>IV</sup>, причем в светлых разностях его содержание колеблется от 0,66 до 0,70%, а в темных слюдках — от 1,2 до 4,0%. Автор полагает, что в светлых разностях отенита U<sup>IV</sup> изоморфно замещает кальций, а в темноокрашенных отенитах часть U<sup>IV</sup> идет на замещение кальция, другая же часть U<sup>IV</sup> тонко рассеяна в виде уранинита по всей массе минерала. Рассеянный уранинит придает урановой слюдке более темную окраску по сравнению с обычными отенитами. С последним положением автора трудно согласиться, так как в природе обычно уранинит и урановые слюдки образуются в различных условиях.

<sup>1</sup> Lео G. W. Autunite from Mt. Spokane, Washington. Amer. Miner., 45, No. 1—2 (1960).



В какой форме  $U^{IV}$  входит в урановые слюдки, сказать трудно без специальных исследований. Можно лишь с уверенностью говорить, что  $U^{IV}$  как-то влияет на окраску и люминесценцию минерала.

Т а б л и ц а 3

Порошкограмма арсенат-фосфата урана

№ линии	<i>l</i>	<i>d</i>	№ линии	<i>l</i>	<i>d</i>
1	9	9,89	25	7	1,701
2	10	8,86	26	4	1,655
3	7	5,60	27	4	1,616
4	4	4,98	28	7	1,598
5	4	4,41	29	1	1,572
6	2	4,20	30	2	1,500
7	2	4,01	31	2	1,475
8	8	3,91	32	4	1,447
9	6	3,56	33	7	1,413
10	8	3,32	34	4	1,352
11	5	3,01	35	1	1,289
12	7	2,79	36	5	1,274
13	5	2,61	37	5	1,253
14	3	2,50	38	2	1,232
15	5	2,41	39	5	1,200
16	5	2,31	40	5	1,136
17	5	2,26	41	5	1,119
18	6	2,19	42	4	1,106
19	4	2,10	43	1	1,093
20	5	2,06	44	3	1,082
21	2	1,922	45	3	1,067
22	2	1,867	46	6	1,034
23	5	1,815	47	4	1,023
24	1	1,745	48	4	1,013

Рентгеновские исследования показывают, что средние значения межплоскостных расстояний арсенат-фосфата урана близки в водородному ураноспину. Различия в рентгенограммах можно объяснить замещением мышьяка фосфором. В целом, исходя из порошкограммы (табл. 3), оптических свойств и химического состава, описываемый минерал, возможно, следует рассматривать как средний член в ряду водородный ураноспинит — водородный отенит, в котором  $U^{IV}$  гасит люминесценцию и придает минералу более темную окраску по сравнению с обычными ураноспинитами.

## ИЗУЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ СВОЙСТВ НАТРИЕВОГО ПЕНТАКАРБОНАТА УРАНА (IV)

Т. А. СМОЛЬНАЯ, П. В. ПРИБЫТКОВ, Н. Г. НАЗАРЕНКО

Натриевому пентакарбонату урана посвящено мало работ, хотя о существовании соединений такого типа известно с 1822 г. [1]. Доклад Л. Мак-Клейна, Е. Баллвинкеля, Дж. Хюгинса [2], работы Г. Б. Наумова, О. Ф. Мироновой [3] и В. А. Головня, Г. Т. Болотовой [4] содержат пока общие сведения о соединении. Аналогичное соединение тория  $\text{Na}_6 [\text{Th} (\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  — в литературе освещено полнее [5, 6].

Изучение свойств натриевого пентакарбоната урана важно для выяснения механизма ряда технологических и геохимических процессов.

### Экспериментальная часть

Карбонатные растворы четырехвалентного урана легко гидролизуются и окисляются, поэтому работа с ними представляет значительные трудности. Исследования проводились в инертной среде азота, предварительно очищенного от кислорода.

Для получения натриевого пентакарбоната урана раствор хлорида урана медленно вливали в 20%-ный раствор карбоната натрия при постоянном перемешивании и насыщении раствора азотом (опыты проводились в сосудах для определения растворимости в токе газа). По мере образования комплексного соединения раствор окрашивался в темно-зеленый цвет. При стоянии или небольшом перемешивании выпадали крупные кристаллы бутылочно-зеленого цвета, раствор обесцвечивался.

Кристаллы отделялись от маточного раствора, промывались водой или разбавленным раствором бикарбоната натрия и сушились на воздухе или промывкой спиртом и эфиром.

Результаты химического анализа соли (табл. 1) показывают, что ее состав соответствует формуле  $\text{Na}_6 [\text{U} (\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ . Качественно было установлено отсутствие шестивалентного урана и хлор-иона.

Кристаллооптические исследования показали, что вещество состоит из пластинчато-призматических кристаллов (рис. 1); цвет их светло-зеленый, в крупных агрегатах — темно-зеленый. Кристаллы слабо плеохроируют, оптически двуосны,  $(-)$   $2V \approx 60^\circ$ , удлинение отрицательное. Показатели преломления:

Т а б л и ц а 1

Результаты анализа полученной соли, %

Состав	Найдено	Вычислено
U	26,60	26,6
Na	15,43	15,5
CO <sub>2</sub>	24,50	24,6
H <sub>2</sub> O	24,30—24,17	24,2

$$Ng = 1,516 \pm 0,002;$$

$$Np = 1,504 \pm 0,003; Nm = 1,510;$$

$$C:Ng = 32 \div 34^\circ.$$

Аналогичные пентакарбонату урана соединения тория и церия  $Na_6[Th(CO_3)_5] \cdot 12H_2O$  и  $Na_6[Ce(CO_3)_5] \cdot 12H_2O$  — кристаллизуются в больших призмах. Результаты рентгенометрического анализа натриевого

пентакарбоната урана приведены в табл. 2.

Термографическое исследование вещества показало наличие на кривой нагревания (рис. 2) четырех эндотермических и одного экзотермического эффектов. Для расшифровки термограммы была снята кривая потери веса  $Na_6[U(CO_3)_5] \cdot 12H_2O$  при нагревании (рис. 3), а также записаны термограммы карбоната натрия (рис. 4) и уранил-трикарбоната натрия (рис. 5). Последний, как будет сказано ниже, является продуктом окисления натриевого пентакарбоната урана. Продукты нагревания  $Na_6[U \cdot (CO_3)_5] \cdot 12H_2O$  исследовались рентгенографически и кристаллооптически. Кристаллооптические исследования позволило визуально проследить за ходом разложения и окисления вещества.

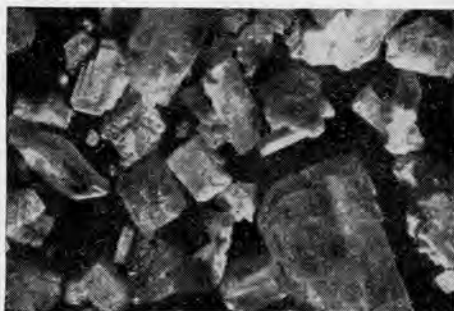
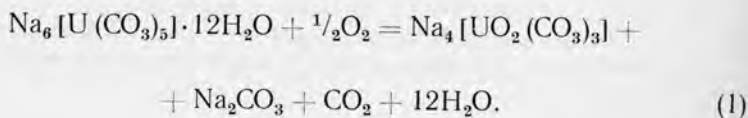


Рис. 1. Микрофотография кристаллов  $Na_6[U(CO_3)_5] \cdot 12H_2O$ .

Анализ результатов показывает, что первые два эндотермических эффекта (при 75 и 175°С) соответствуют ступенчатой дегидратации соединения. Попутно с дегидратацией происходит окисление вещества с выделением одной молекулы CO<sub>2</sub>:



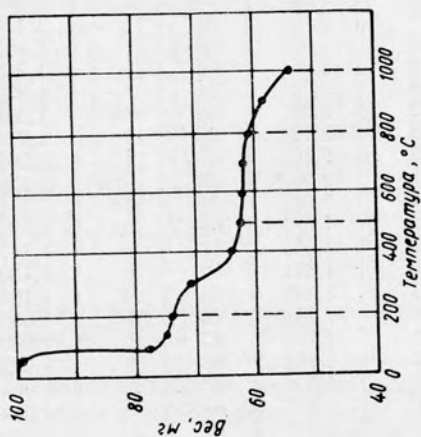


Рис. 3. Термовесовая кривая  $\text{Na}_4 \cdot [\text{U}(\text{CO}_3)_6] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ .

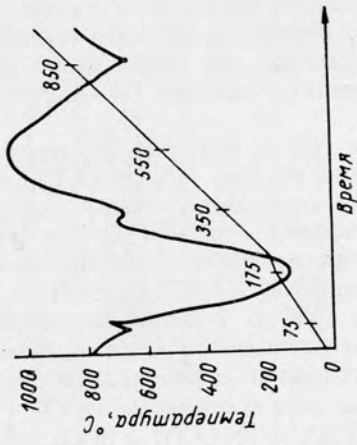


Рис. 2. Термограмма  $\text{Na}_4 [\text{U}(\text{CO}_3)_6] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ .

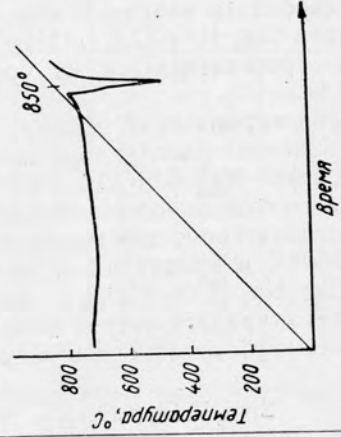


Рис. 4. Термограмма  $\text{Na}_4\text{CO}_3$ .

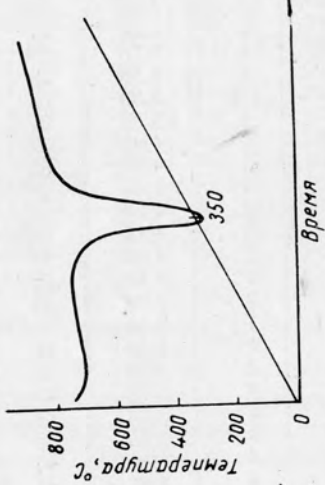


Рис. 5. Термограмма  $\text{Na}_4 [\text{UO}_2(\text{CO}_3)_6]$ .

Рентгенометрические данные  $\text{Na}_6 [\text{U}(\text{CO}_3)_5] \cdot 12 \text{H}_2\text{O}$ 

№ линии	<i>l</i>	<i>d/n</i>	№ линии	<i>l</i>	<i>d/n</i>	№ линии	<i>l</i>	<i>d/n</i>
1	4	8,74	25	1	2,58	49	1	1,483
2	3	7,95	26	3	2,55	50	2	1,447
3	2	6,80	27	1	2,50	51	1	1,425
4	2	6,78	28	3	2,40	52	1	1,367
5	2	6,50	29	4	2,36	53	3	1,348
6	1/2	5,88	30	3	2,26	54	1	1,329
7	4	5,35	31	2	2,20	55	3ш	1,308
8	3	4,95	32	3	2,16	56	3	1,278
9	3	4,63	33	2	2,10	57	2	1,261
10	4	4,43	34	1	2,06	58	1ош	1,236
11	3	4,38	35	3	2,01	59	2ш	1,211
12	3	4,16	36	3	1,988	60	2ш	1,194
13	2	4,02	37	3	1,940	61	3	1,147
14	1	3,88	38	1	1,881	62	2	1,130
15	2	3,64	39	3	1,849	63	3	1,102
16	1	3,54	40	2	1,813	64	3	1,088
17	1	3,38	41	2	1,778	65	2	1,080
18	3	3,32	42	2	1,705	66	2	1,073
19	4	3,18	43	2	1,639	67	2	1,064
20	2	3,08	44	1	1,616	68	4	1,051
21	2	3,05	45	1	1,579	69	4	1,040
22	4	2,89	46	2	1,554	70	4	1,030
23	4	2,81	47	1	1,525	71	4	1,012
24	3	2,70	48	1	1,509	72	3ш	1,005

Желтая окраска, присущая карбонатному комплексному соединению шестивалентного урана, появляется уже при  $60^\circ \text{C}$ ; при  $175^\circ \text{C}$  вещество имеет желтую окраску с зеленоватым оттенком. Начиная с  $60^\circ \text{C}$ , на рентгенограммах отмечаются линии уранил-трикарбоната натрия (табл. 3). Потери в весе на термовесовой кривой  $\text{Na}_6 [\text{U}(\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  (см. рис. 3) совпадают с теоретически рассчитанными из уравнения реакции (1) и составляют 25,5%.

Эндотермический эффект при  $350^\circ \text{C}$  (см. рис. 5), отвечающий разложению окисленного соединения  $\text{Na}_4 [\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]$ , на термограмме  $\text{Na}_6 [\text{U}(\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  отмечается очень слабо, зато фиксируется экзотермический эффект при  $550^\circ \text{C}$  (см. рис. 2). Рентгенометрические исследования показали (табл. 4), что вплоть до  $550^\circ \text{C}$  в продуктах нагревания  $\text{Na}_6 [\text{U}(\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  содержится  $\text{Na}_4 [\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]$ , выше  $550^\circ \text{C}$  —  $\text{Na}_2\text{U}_2\text{O}_7$  (диффузные линии диураната натрия появляются при  $350^\circ \text{C}$ ), т. е. экзотермический эффект при  $550^\circ \text{C}$  обусловлен образованием  $\text{Na}_2\text{U}_2\text{O}_7$ :

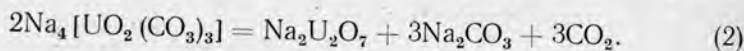




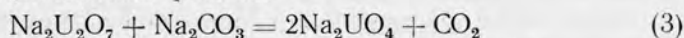
Таблица 3

Рентгенометрические данные, подтверждающие наличие  
 $\text{Na}_4 [\text{UO}_2 (\text{CO}_3)_3]$  в продуктах нагревания  
 $\text{Na}_6 [\text{U} (\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$

№ линии	<i>I</i>	<i>d/n</i>	№ линии	<i>I</i>	<i>d/n</i>	№ линии	<i>I</i>	<i>d/n</i>
1	2	8,4	13	5	2,34	25	2ш	1,417
2	2	5,66	14	4	2,24	26	1ш	1,392
3	10	5,14	15	6ош	2,13	27	2	1,341
4	6	4,72	16	2ош	1,943	28	4	1,291
5	2	4,07	17	2	1,854	29	1	1,228
6	1	3,80	18	2	1,791	30	4ш	1,208
7	6	3,46	19	10	1,770	31	3ош	1,134
8	6	3,25	20	1	1,698	32	2ш	1,117
9	3	3,07	21	2	1,621	33	3ош	1,102
10	2	2,98	22	4ш	1,561	34	2ш	1,007
11	6	2,78	23	4ш	1,532	35	1ш	1,017
12	6	2,70	24	2	1,488	36	8ш	1,013

Примечание. Гексагональная структура с параметрами  $a = 9,324 \text{ \AA}$ ,  $c = 12,802 \text{ \AA}$ .

Вполне возможно, что диуранат натрия образуется при взаимодействии с карбонатом натрия одного из промежуточных продуктов разложения  $\text{Na}_4 [\text{UO}_2 (\text{CO}_3)_3]$  и аморфной трехокиси урана [7]. Дальнейшая реакция



протекает без видимых эффектов на термограмме [8].

Таблица 4

Рентгенометрические данные, подтверждающие образование диураната натрия

№ линии	<i>I</i>	<i>d/n</i>	№ линии	<i>I</i>	<i>d/n</i>	№ линии	<i>I</i>	<i>d/n</i>
1	6	5,92	12	10	1,989	23	2 ш	1,283
2	1	3,74	13	10	1,879	24	1	1,270
3	1	3,51	14	2	1,685	25	1	1,249
4	10	3,37	15	4	1,653	26	2	1,234
5	10	3,22	16	2	1,590	27	6ш	1,188
6	6	2,98	17	2	1,546	28	1ш	1,159
7	8	2,73	18	2	1,487	29	1ш	1,149
8	5	2,48	19	2	1,462	30	1ш	1,138
9	1	2,25	20	1ш	1,420	31	6ш	1,119
10	2	2,19	21	5	1,403	32	4ш	1,018
11	2ш	2,05	22	2	1,358	33	4ш	1,018

Примечание. Ромбическая структура с параметрами  $a = 3,93 \text{ \AA}$ ,  $b = 6,81 \text{ \AA}$ ,  $c = 17,76 \text{ \AA}$ .

Как можно видеть из термовесовой кривой  $\text{Na}_6 [\text{U} (\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  (см. рис. 3) в интервале температур 200—500° С наблюдается непрерывная потеря в весе, которая составляет 11,5%. Потеря в весе, рассчитанная из уравнений (2) и (3), составляет 9,9%.

Эндотермический эффект при 850° С обусловлен плавлением избыточного карбоната натрия (см. рис. 4), а потери в весе в интервале температур 800—1000° С могут быть связаны с частичным разложением  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  или с образованием ураната натрия  $\text{Na}_4\text{UO}_5$  (см. рис. 5) [8].

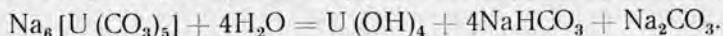
### Исследование некоторых свойств натриевого пентакарбоната урана

Кристаллы  $\text{Na}_6 [\text{U} (\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  довольно устойчивы на воздухе. Крупные кристаллы не окисляются в течение нескольких месяцев, мелкие начинают окисляться через месяц. В результате окисления образуются желтые кристаллы  $\text{Na}_4 [\text{UO}_2 (\text{CO}_3)_3]$  (по данным рентгеноструктурного анализа) и выделяется вода. В водных растворах на воздухе соединение очень быстро (в течение нескольких минут) окисляется до уранилтрикарбоната натрия.

Из-за большой гидролизуемости вещества не удалось определить растворимость натриевого пентакарбоната урана в воде, даже в токе  $\text{CO}_2$ . Была найдена растворимость в солевых растворах. Попутно изучались гидролитическая устойчивость соединения и продукты гидролиза.

Определение растворимости проводилось при 20° С в токе азота. В жидкой фазе определялась концентрация урана и качественно проверялось отсутствие шестивалентного урана. Поскольку опыты проводились в инертной среде, шестивалентный уран в растворах отсутствовал. Равновесие в системе устанавливалось в течение 5—6 ч (продолжительность опытов — 48 ч). Из полученных результатов (табл. 5) видно, что соединение обладает наибольшей растворимостью в растворах бикарбоната натрия и наибольшей гидролитической устойчивостью — в растворах карбоната-бикарбоната натрия.

При гидролизе натриевого пентакарбоната урана в первый момент образуется анизотропное вещество зеленого цвета, которое очень быстро переходит в аморфную зеленую гидроокись урана;



При нагревании скорость гидролиза увеличивается, цвет взвеси постепенно меняется от зеленого до коричневого и черного. Конечным продуктом гидролиза является двуокись урана. Соединение дает рентгенограммы двуокиси урана ( $a = 5,46 \text{ \AA}$ ). Содержание четырехвалентного урана в осадке, промытом спиртом и эфиром, составляет 88,13% (теоретическое содержание урана в двуокиси 88,14%).

**Растворимость и гидролитическая устойчивость**  
 **$\text{Na}_6 [\text{U} (\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  в растворах солей**

Состав растворителя, г/л		Растворимость, г/л	
		$\text{Na}_6 [\text{U} (\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	урана
200	$\text{Na}_2\text{CO}_3$	20,1	5,35
100	$\text{Na}_2\text{CO}_3$	Гидролиз	
100	$\text{NaHCO}_3$	23,4	6,26
50	$\text{NaHCO}_3$	39,4	10,47
25	$\text{NaHCO}_3$	Гидролиз	
100	$\text{NaCl}$	»	
100	$\text{NaCl}$ и	»	
100	$\text{Na}_2\text{CO}_3$	»	
100	$\text{NaCl}$ и	6,53	1,74
50	$\text{NaHCO}_3$		
100	$\text{NaCl}$ и	7,7	2,05
25	$\text{NaHCO}_3$		
50	$\text{Na}_2\text{CO}_3$ и	20,1	5,35
25	$\text{NaHCO}_3$		
25	$\text{Na}_2\text{CO}_3$ и	31,5	8,4
12,5	$\text{NaHCO}_3$		
12,5	$\text{Na}_2\text{CO}_3$ и	Гидролиз	
6,2	$\text{NaHCO}_3$		

При нагревании кристаллов  $\text{Na}_6 [\text{U} (\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  с водой в токе  $\text{CO}_2$  не удается получить двуокись урана. Вещество гидролизуеться с образованием анизотропного осадка, содержащего  $\text{CO}_2$ . Содержание урана в осадке довольно постоянно и составляет 66,4%; вещество дает расплывчатые рентгенограммы с появляющейся кристаллической решеткой. Более подробно оно не исследовалось. Можно предположить, что в присутствии  $\text{CO}_2$  гидролиз  $\text{Na}_6 [\text{U} (\text{CO}_3)_5]$  протекает не до конца, а до образования гидролизованного карбоната урана.

Изучалось поведение натриевого пентакарбоната урана в карбонатных и бикарбонатных растворах при повышенной температуре. Для этого почти насыщенные растворы соединения (без осадка) нагревались в токе азота. В качестве растворителей использовались растворы карбоната натрия (концентрация 200 г/л) и бикарбоната натрия (концентрация 100 г/л).

Карбонатные растворы натриевого пентакарбоната урана до 40° С не претерпевают изменений, при более высокой температуре гидролизуются с образованием зеленой гидроокиси  $\text{U} (\text{OH})_4$ , а затем двуокиси урана. Такие же изменения наблюдаются и в бикарбонатных растворах, только гидролитическое разложение

начинается при 90° С и усиливается при кипячении. По-видимому, разница в гидrolитической устойчивости карбонатных и бикарбонатных растворов связана с влиянием бикарбонат-ионов, обеспечивающих устойчивое состояние пентакарбоната урана в растворе. При 90° С и выше бикарбонат натрия разлагается ( $2\text{NaHCO}_3 = \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ ) и гидролиз усиливается.

Таким образом, оказывается, что устойчивые при комнатной температуре карбонатные и бикарбонатные растворы натриевого пентакарбоната урана при повышенной температуре гидролизуются даже в присутствии избытка ионов  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ . Образующаяся при гидролизе гидроокись урана (IV) сравнительно легко может быть снова переведена в раствор в виде  $\text{Na}_6[\text{U}(\text{CO}_3)_5]$ , двуокись же урана практически не растворяется в растворах карбоната и бикарбоната натрия (в отсутствие кислорода). При доступе воздуха осадки  $\text{UO}_2$  быстро растворяются, окрашивая раствор в желтый цвет, характерный для уранилтрикарбоната натрия  $\text{Na}_4[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]$ . При хранении на воздухе двуокись урана постепенно окисляется до закиси-окиси урана  $\text{U}_3\text{O}_8$ .

### Выводы

1. Получен натриевый пентакарбонат урана (IV)  $\text{Na}_6[\text{U}(\text{CO}_3)_5] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  и установлен его состав. Соединение исследовано кристаллооптическим, рентгенометрическим и термическим методами.

2. Изучены некоторые свойства соединения: окисляемость, растворимость и гидrolитическая устойчивость в карбонатных растворах.

3. Установлено, что вещество легко окисляется и гидролизуеться. Конечным продуктом гидролиза является двуокись урана.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Gmelins. Handb. anorgan. Chemie, No. 55, 161, 217 (1936).
2. Мак-Клейн Л., Баллвинкель Е., Хьюгинс Дж. Химия карбонатных соединений. В сб.: Химия ядерного горючего. М., Гостехиздат, 1956, стр. 59.
3. Наумов Г. Б., Миронова О. Ф. Окислительно-восстановительные равновесия в системе уран—железо в карбонатной среде и его значение в геохимии. «Геохимия», № 3 (1960).
4. Головная В. А., Болотова Г. Т. Комплексные карбонатные соединения урана (IV) «Ж. неорганич. хим.», 6, 2481 (1961).
5. Лужная Н. П., Ковалева И. С. Растворимость в системе  $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{Th}(\text{CO}_3)_2$  при 25° С. Там же, 6, 1440 (1961).
6. Черняев И. И., Головная В. А., Молодкин А. К. О пентакарбонатогорате аммония. Там же, 6, 394 (1961).
7. Gmelins. Handb. anorgan. Chemie, No. 44, 326 (1955).
8. Ипполитова Е. А., Симанов Ю. П., Ефремова К. М., Шацкий В. М. Исследование состава уранатов натрия, получаемых сухим путем. В сб.: Исследования в области химии урана. М., Изд-во МГУ, 1961. стр. 29.

### III. МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОХИМИИ УРАНА

#### О РАСТВОРИМОСТИ УРАНИНИТА В ВОДЕ И ВОДНЫХ РАСТВОРАХ ПРИ ПОВЫШЕННЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

Р. П. РАФАЛЬСКИЙ, А. Д. ВЛАСОВ

Как известно, имеется две точки зрения относительно валентности урана в природных гидротермальных растворах. Сторонники одной из них предполагают, что уран переносился растворами в шестивалентной форме. Восстановление  $U^{VI}$  приводило к образованию настурана, который выпадал в осадок вследствие значительно более низкой растворимости  $UO_2$  по сравнению с соединениями шестивалентного урана. Согласно другой точке зрения, уран находился в гидротермальных растворах в четырехвалентном состоянии [1, 2]. Окислительно-восстановительные процессы в этом случае уже не имели значения, а отложение урана растворами должно было контролироваться только растворимостью двуокиси урана, точнее — соотношением содержания четырехвалентного урана в растворе и растворимостью  $UO_2$  при данных условиях. В связи с этими представлениями значительный интерес имеет экспериментальное изучение растворимости двуокиси урана в гидротермальных условиях.

В литературе имеются данные, характеризующие произведение растворимости гидроокиси четырехвалентного урана и его концентрации в растворах, находящиеся в равновесии с осадком  $U(OH)_4$  при комнатной температуре [3, 4]. Ниже описаны методика и результаты экспериментов, проводившихся с целью определения растворимости кристаллической двуокиси урана — уранинита — при 200 и 350° С. Определялась растворимость уранинита в воде, в карбонатных растворах под давлением  $CO_2$  и в кислых сульфатных растворах.

В качестве исходного препарата был использован синтетический уранинит с кислородным коэффициентом  $<2,16$  [5]. Опыты проводили в кварцевых ампулах диаметром 7—9 мм, помещавшихся в автоклав. После выдержки от 1 до 120 ч при заданной температуре автоклав с ампулами быстро охлаждали в воде. Немедленно после закалки ампулы вскрывали, раствор фильтровали



и из фильтрата отбирали пробу на анализ. Содержание урана в растворе определяли люминесцентным методом. Предельная концентрация урана, которая могла быть установлена при данных условиях проведения опытов и анализов, составляла  $2 \cdot 10^{-5}$  г/л.

Влияние на получаемые результаты небольших количеств кислорода, который мог оставаться в системе после откачки форвакуумным насосом воздуха из ампулы и ее запайки, было проверено специальными опытами. При этом определенное количество кислорода из колбы (рис. 1) вводили в ампулу с уранинитом и ди-

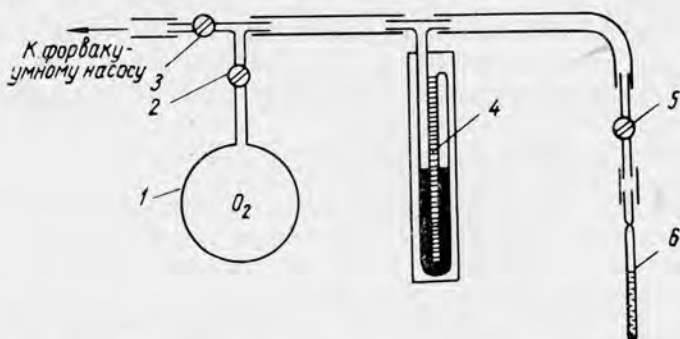


Рис. 1. Схема установки для снаряжения ампул кислородом:  
1 — колба для кислорода; 2, 3, 5 — краны; 4 — ртутный манометр;  
6 — кварцевая ампула.

стиллированной водой. Давление кислорода в ампуле измеряли ртутным манометром как избыточное над давлением 20—25 мм рт. ст.<sup>1</sup>, которое оставалось после откачки воздуха насосом. Эксперименты проводили при 350° С; время выдержки равнялось 24 и 72 ч. Несмотря на плохую воспроизводимость, результаты опытов указывают на повышение содержания урана в растворе с увеличением  $p_{O_2}$ , что связано, очевидно, с окислением уранинита. В опытах, проведенных при  $p_{O_2} = 20$  мм рт. ст., содержание урана колебалось в пределах  $(0,25 \div 6,20) \cdot 10^{-3}$  г/л, при  $p_{O_2} = 80$  мм рт. ст. — в пределах  $(1,3 \div 11,0) \cdot 10^{-3}$  г/л.

Для выяснения влияния закалки ряд опытов под давлением кислорода был проведен в ампулах с фильтром [6]. После вскрытия этих ампул, помимо обычного анализа раствора, определяли содержание урана в концентрированной  $HNO_3$ , которой промывались стенки нижней части ампулы после удаления из нее фильтрата. Было установлено, что в 70% случаев при закалке

<sup>1</sup> Можно предполагать, что при медленной откачке воздуха из ампулы это давление определяется главным образом присутствием водяного пара, которым вытесняется остающийся воздух.

в осадок выпадает менее 25% урана, находившегося в растворе при 350° (табл. 1).

Для полного удаления из ампулы при ее снаряжении кислорода воздуха, присутствие которого могло приводить к завышению результатов, а также для введения в ампулу контролируемого количества  $\text{CO}_2$  была разработана специальная методика (схема установки для снаряжения ампул показана на рис. 2). В кипятильник заливали воду или раствор. С помощью форвакуумного насоса из всей системы удаляли воздух, после чего при непрерывной работе насоса в течение 10—15 мин производили обезгаживание жидкости, кипятя ее. Затем при закрытом кране в ловушку заливали жидкий азот и измеряли давление воздуха над жидкостью в ампуле и в левой части схемы, для чего соответствующую

Таблица 1  
Влияние закалки на содержание урана в растворе ( $p_{\text{O}_2}^{20^\circ} = 20 \div 80$  мм рт. ст.)

Выпавший в осадок уран при закалке ампулы, %	Число опытов	Относительное число опытов, %
0—23	15	68
24—41	5	23
42—52	2	9
52	0	0

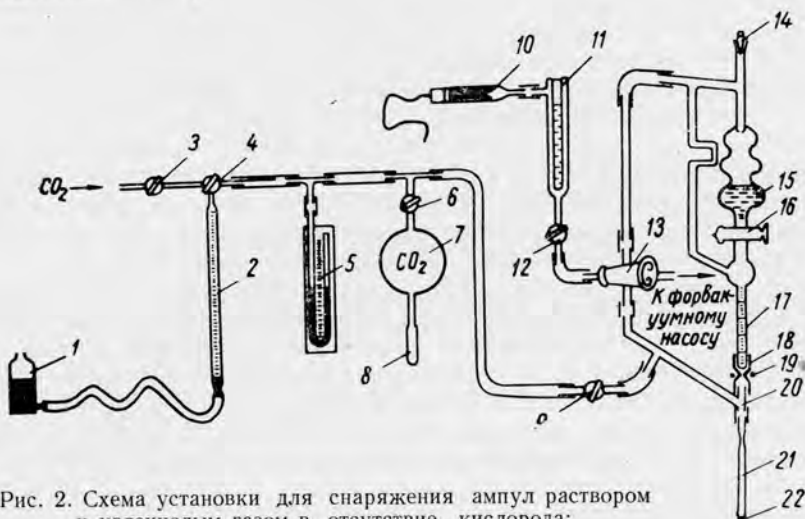


Рис. 2. Схема установки для снаряжения ампул раствором и углекислым газом в отсутствие кислорода:

1 — склянка с ртутью; 2 — газовая бюретка; 3, 4, 6, 9, 12, 16 — краны; 5 — ртутный манометр; 7 — колба для углекислого газа; 8 — отросток; 10 — лампа ЛТ-2 вакуумметра УТВ-49; 11 — ловушка с жидким азотом; 13 — распределительный вакуумный кран; 14 — стеклянная пробка; 15 — кипятильник; 17 — бюретка; 18 — резиновая трубка; 19 — зажим; 20 — стеклянный тройник; 21 — кварцевая ампула; 22 — уранинит.

щие объемы соединяли последовательно с лампой вакуумметра УТВ-49. Вымораживание паров в азотной ловушке позволяло получить вакуум около  $5 \cdot 10^{-4}$  мм рт. ст. Это давление рассматривалось как максимально возможное парциальное давление

кислорода в кипятильнике и ампуле. Отмеренное количество раствора или воды наливали из бюретки в ампулу при отключенной ловушке.

В случае необходимости введения в ампулу углекислоты ампулу с жидкостью медленно замораживали в жидком азоте, после чего в нее намораживали определенное количество  $\text{CO}_2$ . Углекислый газ, подававшийся из аппарата Киппа, очищали от следов кислорода в колбе многократным намораживанием в отстойник с последующей откачкой форвакуумным насосом остающихся газов. Жидкий кислород при температуре жидкого азота на стенках отстойника не конденсировался. Перед намораживанием углекислоты в ампулу с помощью газовой бюретки и ртутного манометра определяли давление, создаваемое  $1 \text{ см}^3 \text{ CO}_2$  (при нормальных условиях) в объеме, ограниченном кранами 3, 6, 9 (при отключенной газовой бюретке). Это позволяло рассчитать давление того количества углекислоты в указанном объеме, которое следовало ввести в ампулу. Углекислый газ медленно выпускали через кран в ампулу, где он конденсировался над замороженным раствором. Перед отпайкой ампулы в ней измеряли вакуум, составлявший около  $5 \cdot 10^{-4} \text{ мм рт. ст.}$  Проверка полноты намораживания  $\text{CO}_2$  в ампулу, которая осуществлялась взвешиванием ампулы до и после ее отпайки (с учетом испарения  $\text{SiO}_2$  при отпайке), показала, что количество углекислоты, намороженной описанным способом, составляет 83—100% расчетного.

Максимальная продолжительность опытов по определению растворимости уранинита в дистиллированной воде составляла 107 ч при  $200^\circ \text{C}$  и 20 ч при  $350^\circ \text{C}$ . В обоих случаях во всех параллельных экспериментах были получены нулевые результаты. Отсюда, по-видимому, можно сделать заключение, что растворимость уранинита в чистой воде составляет менее  $2 \cdot 10^{-5} \text{ г/л}$ .

В экспериментах по определению растворимости  $\text{UO}_2$  в карбонатных растворах установлено, что концентрация урана в растворе растет с увеличением количества уранинита в ампуле. Путем проведения ряда последовательных опытов с одной и той же навеской  $\text{UO}_2$  была сделана попытка добиться устойчивого содержания урана, не зависящего от количества твердой фазы. Однако в пяти последовательно проведенных опытах содержание урана в растворе постепенно понизилось от  $2 \cdot 10^{-3}$  до  $0,2 \cdot 10^{-3} \text{ г/л}$ . Эти данные указывают на растворение какого-то другого соединения, присутствующего наряду с уранинитом в твердой фазе в очень небольших количествах.

Несмотря на неудачу определения растворимости уранинита в карбонатной среде, полученные данные позволяют сделать вывод, что при содержании в растворе  $10 \text{ г/л Na}_2\text{CO}_3$  и начальной плотности в газовой фазе ( $f = 0,5$ )  $0,02 \text{ г/см}^3 \text{ CO}_2$  растворимость не превышает  $2 \cdot 10^{-4} \text{ г/л}$  при  $200^\circ \text{C}$ .

Опыты по определению растворимости уранинита в кислой среде проводили точно так же, как и в целях синтеза уранинита,

но в ампулах небольшого объема. В ампулу вводили раствор уранил-сульфата и избыток элементарной серы. После нагревания ампулы при  $360^{\circ}\text{C}$ , которое приводило к восстановлению  $\text{U}^{\text{VI}}$  и образованию в осадке уранинита, в растворе определяли общее содержание урана и содержание четырехвалентной его формы. С целью получения данных для  $200^{\circ}\text{C}$  ампулу выдерживали сначала при  $360^{\circ}\text{C}$ , а затем при  $200^{\circ}\text{C}$ . Было установлено, что время, необходимое для достижения равновесия, составляет менее 24 ч при  $360^{\circ}\text{C}$  и менее 48 ч при  $200^{\circ}\text{C}$ . Более подробно условия проведения экспериментов и анализов описаны в другом сообщении [7].

Результаты опытов показали, что при исходной концентрации урана в растворе уранил-сульфата  $10 \text{ г/л}$  (рН раствора после опыта 1,7—1,8) равновесная концентрация четырехвалентного урана в растворе, отвечающая растворимости уранинита, при  $200^{\circ}\text{C}$  и  $360^{\circ}\text{C}$  составляет приблизительно  $2 \cdot 10^{-5} \text{ г/л}$ .

Таким образом, растворимость уранинита при  $200$  и  $350^{\circ}\text{C}$  не превышает  $2 \cdot 10^{-5} \text{ г/л}$  в чистой воде и  $2 \cdot 10^{-4} \text{ г/л}$  в растворах карбоната натрия под давлением углекислого газа. Растворимость уранинита в кислой среде равна примерно  $2 \cdot 10^{-5} \text{ г/л}$ . Эти данные, указывающие на очень низкую растворимость уранинита в воде и водных растворах при повышенных температурах и давлениях, в известной мере свидетельствуют в пользу переноса урана природными гидротермальными растворами в шестивалентной форме. Однако для окончательной оценки возможности переноса урана в четырехвалентном состоянии необходимо дальнейшее экспериментальное изучение растворимости уранинита и настурана, а также гидроокиси четырехвалентного урана.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. О поведении радиоактивных элементов в процессах образования эндогенных месторождений. «Геология рудных месторождений», № 1 (1959).
2. Щербина В. В., Щербаков Д. И. Химия и геохимические особенности урана. В кн.: Геология, поиски и разведка месторождений урана. Ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1955, стр. 30.
3. Gauger K. H., Leider H. The solubility of uranium (IV) hydroxide in solutions of sodium hydroxide and perchloric acid at  $25^{\circ}\text{C}$ . *Canad. J. Chem.*, **35**, 1, 5 (1957).
4. Степанов М. А., Галкин Н. П. Производство растворимости гидроокиси четырехвалентного урана. «Атомная энергия», **9**, вып. 4, 282 (1960).
5. Рафальский Р. П. и др. Синтез  $\text{UO}_2$  восстановлением шестивалентного урана элементарной серой в гидротермальных условиях. Там же, **13**, вып. 2, 181 (1962).
6. Ольшанский Я. И., Иваненко В. В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. «Тр. ИГЕМ АН СССР», вып. 16, 50 (1958).
7. Рафальский Р. П. и др. О возможности одновременного переноса  $\text{U}^{\text{VI}}$  и S гидротермальными растворами по экспериментальным данным. «Докл. АН СССР» **151**, 2 (1963).

## ГЕОХИМИЯ УРАНА В МАГМАТИЧЕСКОМ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССАХ

З. М. МОТОРИНА, В. И. ВОЛКОВ

### Введение

Поведение урана в магматическом и постмагматическом процессах изучалось на примере молодого (мезокайнозойского) жильного уранового месторождения, сформировавшегося в близповерхностных условиях. Породы, вмещающие урановое оруденение месторождения, представлены кварцевыми порфирами, слагающими куполовидный вулкан, который выделяется на фоне окружающего рельефа в виде невысокой конусообразной горы. В привершинной части западного ее склона на поверхность выходят урановорудные жилы. Формирование куполовидного вулкана и жил связано с эволюцией единого магматического очага.

Урановорудные жилы пересекают по диагонали жерловину вулкана, имеющую овальную форму и ориентированную в северо-восточном направлении, а также нижнюю часть купола, сохранившуюся от эрозии. Жилы приурочены к кулисообразно расположенным сбросо-сдвигам субмеридионального ( $340-360^\circ$ ) простираения с двумя системами оперяющих трещин скола (СЗ  $340-360^\circ$  и СВ  $10-20^\circ$ ). Обычно они находятся в центральных частях субмеридиональных зон метасоматически измененных кавернозных кварцевых порфиров и окружены гнездами гематитизации. Урановорудные жилы пересекаются субширотными жилами каолинита и системой прожилков гетита. В местах пересечения, как и вблизи поверхности, минералы урановорудных жил окислены и в той или иной степени выщелочены.

### Поведение урана в магматическом процессе

Формирование куполовидного вулкана сопровождалось неоднократным взламыванием поднимавшейся магмой верхних частей растущего купола, что обусловило его неоднородное, блоковое строение. Слагающие вулкан разновидности кварцевых порфиров (в порядке возрастной последовательности — фиолетовые, серые



и светло-серые) могут рассматриваться как ряд дифференциатов, образовавшихся из единой магмы в вулканической камере (жерловине). В последующую, вторую фазу вулканизма описываемый вулкан был частично разрушен в связи с образованием нового вулканического купола, центр которого находится на расстоянии около 1 км от первого. Внутреннее его строение изучено недостаточно.

Все выделенные разновидности кварцевых порфиров первой фазы характеризуются очень большим сходством минералогического состава. Они имеют порфировую или гломеропорфировую неравномерnozернистую (серийную) структуру и состоят из микрофелъзитовой и фелъзитовой основной массы (75—85%), вкрапленников анортклаза  $\text{Or}_{46}\text{Ab}_{54}$ — $\text{Or}_{60}\text{Ab}_{40}$  (8—13%), кварца (5—10%), альбита № 1,5—3,0 (около 0,2%) и биотита (0,1—0,25%). Акцессорные минералы (0,7—0,8%) представлены главным образом ильменитом и цирконом; реже встречаются апатит, монацит и магнетит.

Кварцевые порфиры II фазы отличаются более раскристаллизованной (до микрогранулитовой) основной массой и обилием (30—35%) крупных (до 1,0—1,5 см в поперечнике) гломерофировых сростков анортклаза. Присутствие последних, а также довольно многочисленных микропегматитовых гомеогенных включений, содержащих скопления этих сростков, объясняется, вероятно, их кристаллизацией в магматическом очаге в довольно длительный период покоя между двумя фазами вулканизма. Образование кварцевых порфиров II фазы в связи с поступлением новых порций расплава из магматического очага не позволяет рассматривать их как продолжение ряда дифференциатов I фазы.

Кристаллизация поступающего к поверхности магматического расплава сопровождалась отделением газовой фазы, которая в значительной степени удалялась из магмы, вызывая интенсивную аргиллизацию в зонах эндо- и экзоконтактов жерловины. В самих кварцевых порфирах в результате автометаморфизма образовались многочисленные линзовидные обособления кварцполевошпатового состава, обогащенные гидроксилсодержащими минералами (биотитом, делесситом и гидрослюдой).

По своему химическому составу кварцевые порфиры обеих фаз относятся к группе известково-щелочных изверженных горных пород, пересыщенных кремнеземом и богатых щелочами. Начальные точки большинства векторов, отражающие главные петрохимические характеристики кварцевых порфиров, на диаграмме (рис. 1) располагаются в поле, соответствующем кислому эффузивам Йеллоустонского парка [1]. От риолитов этого района кварцевые порфиры отличаются главным образом значительной обедненностью полевошпатовой известью и магнезией, преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  и высокой степенью пересыщенности глиноземом. Последняя особенность, вероятно, связана с автометаморфическими изменениями кварцевых порфиров, обусловившими

широкое развитие хлорита (делессита) и гидрослюд в линзовидных обособлениях. Кварцевые порфиры отличаются также повышенными в два-три раза по сравнению с кларками для кислых изверженных пород [2] содержаниями урана, тория, лития, рубидия, бериллия, бора, фтора, углерода, ниобия, цинка, меди и редких земель (табл. 1). Близки к кларковому содержанию циркония, молибдена, олова и свинца.

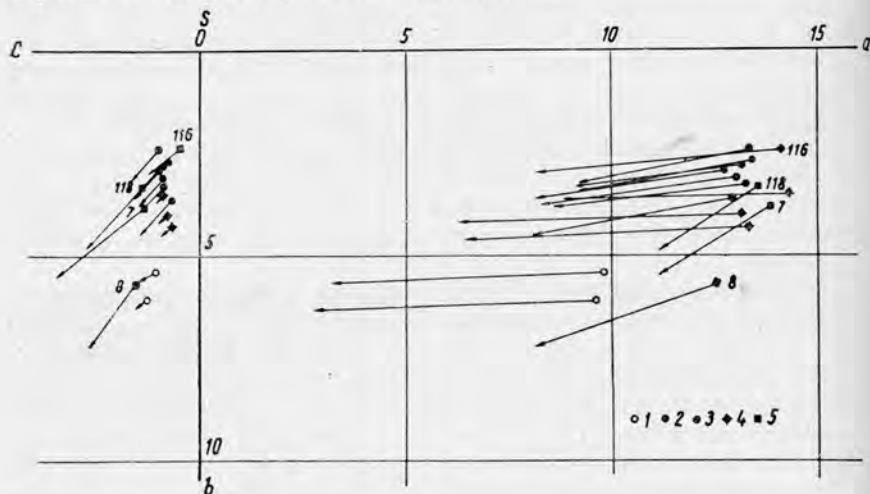


Рис. 1. Векторная диаграмма химического состава кварцевых порфиров:

1—3 — кварцевые порфиры I фазы (1 — фиолетовые, 2 — серые, 3 — светло-серые); 4 — кварцевые порфиры II фазы; 5 — средние типы горных пород по Дэли (7 — риолит, 8 — кварцевый порфир, 116 — аляскит, 118 — риолит Йеллоустонского парка).

В процессе магматической дифференциации (кварцевые порфиры I фазы) происходит относительная концентрация урана, содержание которого в наиболее поздних дифференциатах (светло-серых кварцевых порфирах) возрастает в полтора раза (табл. 2). Содержание тория остается практически постоянным, вследствие чего отношение тория к урану несколько уменьшается. В кварцевых порфирах II фазы содержания урана и тория практически те же, что и в фиолетовых кварцевых порфирах I фазы, отражающих состав «исходного» магматического расплава, поступавшего из очага.

Во всех разновидностях кварцевых порфиров наиболее высокие содержания урана характерны для краевой фации и особенно коры закалки. Содержание тория при этом остается практически постоянным. Это обусловлено, по-видимому, значительно большей подвижностью урана, часть которого оказалась вынесенной из медленнее кристаллизующейся магмы центральных частей куполов.

Основным минералом-концентратором урана в кварцевых порфирах является циркон, в котором сосредоточено до 67%

Результаты химических и количественных спектральных анализов  
кварцевых порфиров (усредненные пробы, вес. %)

Окислы и элементы	I фаза			II фаза
	фиолетовые	серые	светло-серые	
SiO <sub>2</sub>	74,84	75,81	75,75	73,85
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,16	0,18	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,14	12,89	12,55	13,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	0,43	0,57	0,68
FeO	1,02	1,12	1,07	0,84
MnO	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	0,06	0,12	0,13	0,05
CaO	1,00	0,83	0,70	0,66
Na <sub>2</sub> O	1,70	3,18	3,32	3,00
K <sub>2</sub> O	4,25	4,59	4,31	5,06
-H <sub>2</sub> O	1,46	0,30	0,47	0,57
+H <sub>2</sub> O	1,58	0,63	0,58	1,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,024	0,017	0,035	0,046
F	0,17	0,045	0,15	0,043
CO <sub>2</sub>	0,73	0,02	0,27	0,02
Всего	100,00	100,00	100,00	100,0
Li	0,005	0,006	0,008	0,004
Rb	0,04	0,05	0,07	0,04
Be	0,00089	0,00103	0,0011	0,00055
B	0,0065	0,0056	0,0031	0,0031
S	0,07	0,03	0,02	0,01
Cl	н. о.	0,014	0,01	0,07
V	0,001	0,001	0,001	0,001
Nb	0,004	0,006	0,005	0,002
Mo	0,0001	0,00028	0,0002	0,00014
Zr	0,02	0,02	0,02	0,03
Y	0,001	0,005	0,01	0,002
Yb	0,001	0,003	0,005	0,001
La	0,005	0,006	0,01	0,005
Sn	0,0038	0,0044	0,0038	0,001
Pb	0,001	0,0025	0,0025	0,0008
Zn	0,012	0,014	0,028	0,008
Cu	0,01	0,01	0,01	0,01
U	0,0006	0,00094	0,00089	0,0005
Th	0,003	0,004	0,004	0,003

урана от его общего содержания в породе (табл. 3). Значительная часть урана (18—30%) приходится на долю кварц-полевошпатовой основной массы, хотя в целом содержание урана в ней невелико (0,00021—0,00041%). Вкрапленники полевых шпатов и кварца большого значения в общем балансе урана для кварцевых порфиров не имеют. Содержание урана в минералах тесно связано с его общим количеством в породах: все анализировавшиеся минералы и основная масса кварцевых порфиров I фазы

Содержание урана и тория в кварцевых порфирах, %

Разновидности и фации кварцевых порфиров	Уран		Торий		Среднее содержание		Th/U
	Коли- чество проб	Пределы содержания	Коли- чество проб	Пределы содержания	U	Th	
<i>Кварцевые порфиры I фазы</i>							
фиолетовые:							
кора закалки . . .	3	0,0006—0,0009	2	0,005	0,0008	0,005	6,3
фация ядра . . .	8	0,0003—0,0008	4	0,002—0,004	0,0006	0,003	5,0
серые:							
кора закалки . . .	4	0,0008—0,0012	2	0,003—0,005	0,0011	0,004	3,6
краевая фация . . .	5	0,0008—0,0011	2	0,0035—0,0045	0,0010	0,004	4,0
фация ядра . . .	10	0,00065—0,0010	4	0,003—0,0044	0,00094	0,004	4,3
светло-серые:							
кора закалки . . .	6	0,0011—0,0018	2	0,004	0,00154	0,004	2,6
краевая фация . . .	15	0,0006—0,0013	4	0,0031—0,0052	0,0010	0,004	4,0
фация ядра . . .	28	0,00046—0,0010	4	0,0035—0,0043	0,00089	0,004	4,5
<i>Кварцевые порфиры II фазы</i>							
кора закалки . . .	3	0,0008	2	0,005—0,007	0,0008	0,006	7,5
краевая фация . . .	10	0,0004—0,00066	2	0,003	0,0006	0,003	5,0
фация ядра . . .	31	0,00034—0,00072	3	0,0028—0,0036	0,0005	0,003	6,0

Таблица 3

Распределение урана по минералам кварцевых порфиров

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание урана в ми- нерале $\frac{\text{мкр/г}}{\text{г}}$	Количество урана, прихо- дящееся на минерал	
			при пересчете на 1 г породы мкр/г	%
<i>Светло-серые кварцевые порфиры I фазы</i>				
Анортоклаз . . . . .	12,0	5,3	0,64	6,4
Кварц . . . . .	10,2	2,4	0,24	2,4
Основная масса . . . . .	76,3	4,1	3,13	31,3
Циркон . . . . .	0,4	1500,0	6,00	59,9
Содержание в породе:				
по пересчету . . . . .			10,01	100,0
по анализу . . . . .			9,90	
<i>Кварцевые порфиры II фазы</i>				
Анортоклаз . . . . .	28,2	3,2	0,90	12,5
Кварц . . . . .	7,3	2,2	0,16	2,2
Основная масса . . . . .	62,3	2,1	1,31	18,4
Циркон . . . . .	0,8	600,0	4,80	66,9
Содержание в породе:				
по пересчету . . . . .			7,17	
по анализу . . . . .			7,30	

отличаются более высоким содержанием урана, чем те же минералы кварцевых порфиров II фазы.

Отсутствие достаточно простого и чувствительного метода не позволяет выявить особенности распределения тория по минералам кварцевых порфиров. Этот элемент установлен спектральным анализом только в цирконе (около 0,05—0,1%). Небольшие количества радиоактивных элементов обнаружены также методом микрорадиографии в монаците и апатите.

Приведенные особенности распределения урана по разновидностям и минералам кварцевых порфиров свидетельствуют о его накоплении в процессе магматической дифференциации и вхождении в минералы, образующиеся в последние стадии кристаллизации. Близость ионных радиусов четырехвалентного урана и циркония обуславливает наибольшую концентрацию урана в акцессорном цирконе.

Одновременно с ураном и торием в процессе магматической дифференциации в вулканической камере происходит относительная концентрация лития, рубидия, бериллия, редких земель, ниобия, молибдена, олова, свинца и цинка, которые также фиксируются, главным образом, в минералах, выделяющихся в последние стадии кристаллизации магмы (в основной массе фиксируются Rb, Be, Pb; в биотите — Li, Sn, Zr; в ильмените — Nb, Mo, Sn, Pb, Zn; в цирконе и монаците — редкие земли). Повышенное содержание этих же элементов (примерно в два раза больше по сравнению с основной массой кварцевых порфиров) характерно для линзовидных обособлений, образовавшихся при автотематоморфизме кварцевых порфиров. Остаются примерно постоянными при дифференциации содержания основных петрогенных элементов (кремния, алюминия и калия). Выносятся из вулканической камеры элементы магматических эманаций и, в несколько меньшей степени, кальций и железо.

В результате отделения газовой фазы от кристаллизующейся магмы некоторая часть урана и сопутствующих ему элементов, накапливавшихся при дифференциации, оказалась вынесенной из вулканической камеры. На это указывает не только уменьшение их содержания в направлении от периферии к центру вулканических куполов, но и повышенные их концентрации в зонах контактового метаморфизма (зонах аргиллизации).

Рассмотренные особенности поведения урана в магматическом процессе касаются в основном только небольшого ряда дифференциатов кварцевых порфиров I фазы, образовавшихся при кристаллизации магматического расплава в вулканической камере. Можно предполагать, что подобное же направление дифференциации характерно и для магматического очага, с которым непосредственно связывается формирование урановорудных жил месторождения. Наблюдающиеся различия между фиолетовыми кварцевыми порфирами I фазы и кварцевыми порфирами II фазы (обогащение последних Na, K, Al, Ti, Mo, Y, обеднение Ca,



Fe летучими и др., см. табл. 1) отражают в основном тот же самый процесс дифференциации, который установлен для кварцевых порфиров I фазы.

### Поведение урана в постмагматическом процессе

Постмагматический процесс состоял из трех последовательных этапов: пневматолитового, гидротермального I и гидротермального II. В первые два этапа процесс протекал на фоне формирования разломов субмеридионального простирания. Имеющиеся факты позволяют предполагать, что эти этапы связаны с кварцевыми порфирами общностью магматического очага. Гидротермальный II этап, в который произошло выполнение субширотных нарушений, значительно оторван во времени от двух предшествующих этапов.

В результате постмагматической деятельности кварцевые порфиры подверглись метасоматическому изменению вблизи тектонических нарушений. В открытых полостях были отложены многочисленные минералы (рис. 2).

Характерными особенностями минералов рудных жил являются чрезвычайно малые размеры индивидов (не более сотых, реже десятых долей миллиметра); натечные, шаровидные, радиально-лучистые, сплошные (нередко пластичные глиноподобные), агрегаты; повышенное содержание примесей. Подавляющее большинство этих минералов относится к кислородным соединениям, тогда как галоиды и сульфиды имеют подчиненное значение.

Наибольшим распространением на месторождении пользуются гидроалюмосиликаты (лептохлорит и каолинит), а также окислы и гидроокислы железа. Первые слагают крупные жилы и жилкообразные тела, вторые заполняют многочисленные мелкие трещины и пропитывают вмещающие породы.

Первичные урановые минералы представлены настураном (уранинитом) и, возможно, коффинитом. Их отложение происходило в пневматолитовый и гидротермальный I этапы. В гидротермальный II этап минералы урана подверглись частичному разрушению, по характеру близкому к гипергенному. В связи с этим поведение урана в гидротермальном II этапе далее не рассматривается.

Образованию урановых жил предшествовало интенсивное изменение вмещающих пород. Оно привело к возникновению штокверковых зон и метасоматических жил в пневматолитовый этап, а также к выделению гематита II в ассоциации с небольшим количеством галенита II, настурана I и коффинита (?) в гематитовую стадию гидротермального I этапа. В результате около рудных жил наблюдаются своеобразные ореолы из радиоактивных «гнезд» и «зон» гематитизации, намного превосходящие размеры рудных жил по простиранию и восстанию и немного превышающие их по мощности.

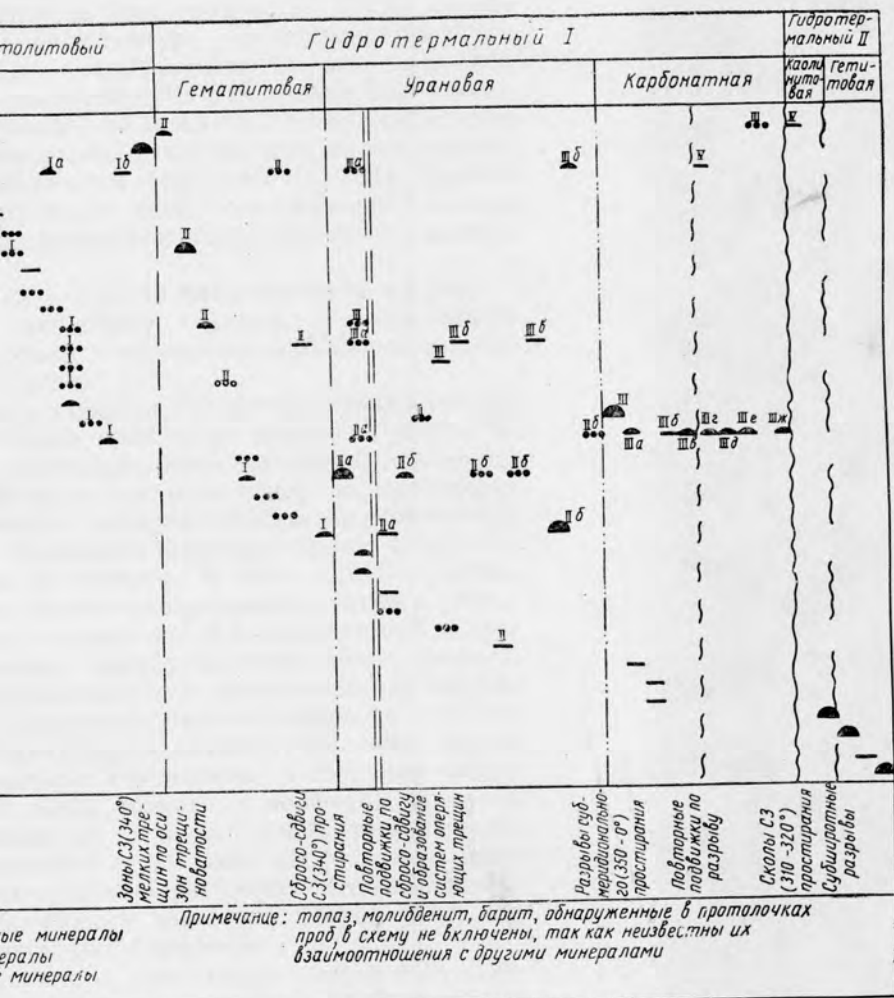
Урановые жилы возникли в конце гидротермального I этапа.



Рис. 2. Схема последовательности постмагматического минералообразования.

Вопросы прикладной радиогеологии

кли в конце гидротермального I этапа.



ности постмагматического минералообразования (составила З. М. Моторина, 1961).

геологии

Урановые жилы возникли в конце гидротермального I этапа. Рудным минералом в них является настуран II, отличающийся высоким содержанием ниобия, циркония, фосфора, мышьяка и титана. Жильные минералы представлены ферримонтмориллонитом в смеси с дисперсным флюоритом III и гидрогематитом, а также минералом из группы псевдохлоритов [3]. Последний по составу близок к хлоритам, по структуре — к монтмориллонитам и несколько условно назван лептохлоритом. Обращает на себя внимание тесное срастание настурана IIa с ферримонтмориллонитом, который заполняет промежутки между колломорфными агрегатами настурана IIa в центральных частях жил либо замещает по простиранию тонкие прожилки настурана IIa. На границе с последним ферримонтмориллонитом характеризуется постепенным изменением окраски от светло-зеленой через бутыльно-зеленую до темно-бурой.

В конце гидротермального I этапа близ контакта кварцевых порфиров, выполняющих жерловину вулкана, с гранитоидами фундамента образовались жилы и прожилки карбонатов кальция и магния (карбонатная стадия).

Некоторое представление о составе постмагматических растворов дают результаты анализов проб и их пересчеты (табл. 4).

В ходе эволюции этих растворов, очевидно, еще на значительной глубине от поверхности отделилась «опережающая волна кислотных компонентов», которая обусловила проявление пневматолитового этапа. Последний характеризуется сопряженностью выщелачивания и отложения. В этих порциях растворов находилось небольшое количество четырехвалентного урана, который был зафиксирован в начале этапа в виде примеси в цирконе. Дальнейшее выделение минералов этого этапа происходило из постепенно ощелачивавшихся и остывавших растворов. Уменьшение кислотности растворов было обусловлено выносом из кварцевых порфиров значительных количеств щелочных металлов и главным образом натрия. Растворение в этот этап кварц-полевошпатовой основной массы кварцевых порфиров, содержащей, как было указано выше, от 18 до 30% всего урана породы, причем в форме так называемого легко подвижного урана, могло привести к некоторому обогащению растворов шестивалентным ураном. При условии обогащения растворов фтором уран мог связываться в уранил-фторидные комплексы.

Разрушение уранил-фторидных комплексов, по-видимому, происходило вследствие уменьшения концентрации свободного адденда в растворе при взаимодействии его с кварцевыми порфирами. Освобождавшийся ион уранила вступал во взаимодействие с двухвалентным железом биотита с образованием уранинита по известной окислительно-восстановительной реакции. На вероятность последней в пневматолитовый этап указывает тесный парагенезис уранинита с биотитом. Отложение приводило к обесцвечиванию светло-зеленого биотита. Одновременно с уранинитом

Урановые жилы возникли в конце гидротермального I этапа. Рудным минералом в них является настуран II, отличающийся высоким содержанием ниобия, циркония, фосфора, мышьяка и титана. Жильные минералы представлены ферримонтмориллонитом в смеси с дисперсным флюоритом III и гидрогематитом, а также минералом из группы псевдохлоритов [3]. Последний по составу близок к хлоритам, по структуре — к монтмориллонитам и несколько условно назван лептохлоритом. Обращает на себя внимание тесное срастание настурана IIa с ферримонтмориллонитом, который заполняет промежутки между колломорфными агрегатами настурана IIa в центральных частях жил либо замещает по простиранию тонкие прожилки настурана IIa. На границе с последним ферримонтмориллонит характеризуется постепенным изменением окраски от светло-зеленой через бутыльно-зеленую до темно-бурой.

В конце гидротермального I этапа близ контакта кварцевых порфиров, выполняющих жерловину вулкана, с гранитоидами фундамента образовались жилы и прожилки карбонатов кальция и магния (карбонатная стадия).

Некоторое представление о составе постмагматических растворов дают результаты анализов проб и их пересчеты (табл. 4).

В ходе эволюции этих растворов, очевидно, еще на значительной глубине от поверхности отделилась «опережающая волна кислотных компонентов», которая обусловила проявление пневматолитового этапа. Последний характеризуется сопряженностью выщелачивания и отложения. В этих порциях растворов находилось небольшое количество четырехвалентного урана, который был зафиксирован в начале этапа в виде примеси в цирконе. Дальнейшее выделение минералов этого этапа происходило из постепенно ощелачивавшихся и остывавших растворов. Уменьшение кислотности растворов было обусловлено выносом из кварцевых порфиров значительных количеств щелочных металлов и главным образом натрия. Растворение в этот этап кварц-полевошпатовой основной массы кварцевых порфиров, содержащей, как было указано выше, от 18 до 30% всего урана породы, причем в форме так называемого легко подвижного урана, могло привести к некоторому обогащению растворов шестивалентным ураном. При условии обогащения растворов фтором уран мог связываться в уранил-фторидные комплексы.

Разрушение уранил-фторидных комплексов, по-видимому, происходило вследствие уменьшения концентрации свободного адденда в растворе при взаимодействии его с кварцевыми порфирами. Освобождавшийся ион уранила вступал во взаимодействие с двухвалентным железом биотита с образованием уранинита по известной окислительно-восстановительной реакции. На вероятность последней в пневматолитовый этап указывает тесный парагенезис уранинита с биотитом. Отложение приводило к обесцвечиванию светло-зеленого биотита. Одновременно с уранинитом



Результаты химического и количественного спектрального анализа кварцевых порфиров, измененных в пневматолитовый и гидротермальный I этапы, и результаты определений количественного изменения вещества в тех же пробах по методу Н. И. Наковника [4]

Данные химического и количественного спектрального анализа				Количественные изменения вещества «привнос (+) — вынос (-)»											
Окислы и элементы	вес %				Элементы	I		2		3		4			
	1	2	3	4		а	б	а	б	а	б	а	б		
SiO <sub>2</sub>	75,52	73,59	73,81	55,71	U	+0,001	+50	+0,012	+400	+1,39	+13900	-0,0003	-15		
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,22	0,20	0,21	Th	0,00	—	0,00	—	-0,001	-10	-0,001	-10		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,71	13,06	13,24	10,53	Pb	+0,003	+75	+0,015	+214	+0,12	+1200	+0,091	+2275		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	2,82	1,02	1,25	Zn	-0,011	-16	+0,062	+107	+0,018	+43	-0,0327	-47		
FeO	1,14	0,25	0,86	2,31	Tl	0,00	—	+0,0003	+43	+0,003	—	—	—		
MnO	0,01	0,006	Следы	0,21	Sn	0,00	—	+0,001	+10	+0,014	+230	+0,008	+80		
MgO	0,15	0,10	0,10	0,18	Zr	+0,03	+150	0,00	—	-0,028	-28	-0,019	-95		
CaO	0,64	0,60	0,78	15,19	Nb	-0,007	-60	+0,01	+200	+0,09	+900	-0,002	-17		
Na <sub>2</sub> O	3,35	2,69	2,95	1,17	Mo	+0,0002	+70	+0,0015	+300	+0,069	+700	+0,0016	+500		
K <sub>2</sub> O	4,19	4,29	4,26	3,25	Y	+0,04	+200	-0,036	-60	-0,013	-65	+0,005	+25		
-H <sub>2</sub> O	0,63	0,82	0,79	0,60	Yb	+0,007	+50	-0,008	-40	-0,003	-30	0,00	—		
П. П. П.	1,52	1,48	1,62	14,04	Fe <sup>3+</sup>	+0,12	+12	+3,68	+300	+0,9	+100	+1,066	+100		
Всего	100,65	99,926	99,63	105,55	Fe <sup>2+</sup>	0,00	—	-1,65	-80	0,00	—	+2,15	+100		
CO <sub>2</sub>	0,186	Her	0,032	13,71	Ti	0,00	—	+0,15	+90	0,00	—	+0,12	+67		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04	0,02	0,05	V	0,001	+30	0,006	+150	-0,002	-100	+0,01	+300		
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,038	0,0012	0,013	0,11	Mn	0,00	—	0,00	—	0,00	—	+0,362	+2800		

F	0,189	0,08	0,03	0,026	Si	-1,34	-1,6	+0,025	+0,02	-6,3	-7	-23,5	-30
Cl	0,13	0,33	Нет	0,095	Al	-0,85	-5	+0,9	+6	0,00	-	-3,61	-20
S <sub>общ</sub>	0,026	Нет	0,03	Следы	Na	-0,32	-5	-1,05	-18	-0,8	-13	-4,17	-67
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,065	0,0055	K	-0,76	-8	+0,43	+5	-1,1	-10	-2,62	-30
ZrO <sub>2</sub>	-	-	0,044	Следы	Ca	-0,16	-13	+0,05	+5	-0,4	-24	+24,4	+1900
U	0,0011	0,0058	0,6	0,0007	Mg	-0,03	-15	-0,02	-12	-0,1	-50	+0,05	+25
Th	0,003	0,004	0,0038	0,0035	Li	+0,044	+220	-0,032	-50	+0,004	+30	+0,002	+10
Be	0,0013	0,0012	0,002	0,001	Be	0,00	-	-0,001	-30	+0,003	+150	0,00	-
Li	0,0267	0,013	0,008	0,0089	Rb	-0,05	-30	+0,08	+70	-0,01	-10	-0,015	-9
Rb	0,049	0,081	0,036	0,062	O	-9,6	-7	+1,6	+0,5	-6,6	-5	-5,4	-4
Hb	0,0024	0,0055	-	-	H	+0,2	+130	+0,09	+25	+0,2	+100	-0,007	-4
Pb	0,003	0,0089	0,055	0,038	C	+0,16	+80	-0,35	-100	+0,003	+40	+9,135	+4800
Zn	0,0246	0,0049	0,0275	0,015	F	+0,07	+40	-0,25	-55	-0,23	-80	-0,3	-80
Mo	0,00019	0,0011	0,03	0,00075	B	0,00	-	-0,006	-80	0,00	-	+0,07	+970
Sn	0,0036	0,0045	0,01	0,0072	P	-0,01	-25	+0,01	+30	+0,01	+50	+0,015	+40
V	0,0015	0,0039	Нет	0,0054	S	0,00	-	-0,004	-67	-0,03	-30	-0,019	-90
Zr	0,02	0,02	0,04	-	Cl	-0,02	-100	+0,8	0,00	0,00	-	+0,22	+1000
Y	0,025	0,01	0,003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0,01	0,005	0,003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tl	0,0003	0,0003	0,00125	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Удельный вес	2,62	2,58	2,48	2,61	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Объемный вес	2,40	2,44	2,39	2,50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Пористость	7,73	5,48	1,21	6,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. 1-4 — пробы кварцевых порфиров, измененных пневматолитовым I этапом и гидротермальным I этапом (2-4), в том числе стадиями: гематитовой — 2, урановой — 3, карбонатной — 4, а — абсолютная разница (в граммах) между количеством вещества в 100 см<sup>3</sup>, измененного соответствующим этапом или стадией кварцевого порфира; б — то же в процентах к массе элемента в 100 см<sup>3</sup> неизмененного кварцевого порфира.

в листочках биотита происходило образование скоплений красных гидроокислов железа. Сростки биотита и уранинита либо заключены в кристаллах флюорита Ia, либо расположены между его зернами в друзах. Флюорит Ia около таких включений имеет темно-фиолетовую окраску.

Основная порция постмагматического раствора отличалась значительной концентрацией железа, на которую указывает образование радиоактивных гнезд гематитизации в гематитовую стадию гидротермального I этапа. В гнездах гематитизации фиксируются повышенные содержания хлора (до 0,3%), что может свидетельствовать о значительных концентрациях хлора в гидротермальных растворах. В растворах содержалось некоторое количество урана. Парагенезис настурана I с флюоритом II свидетельствует о вероятности переноса урана в виде уранил-фторидных комплексов.

Восстановление шестивалентного урана было возможно за счет сульфидной серы, содержащейся в образовавшихся раньше настурана I сульфидах. Выделение совместно с настураном небольших количеств коффинита свидетельствует о взаимодействии ионов уранила с силикатом натрия и о щелочной реакции раствора в момент его образования.

Характерными особенностями растворов урановой стадии гидротермального I этапа была значительная концентрация в них шестивалентного урана, растворимых щелочных силикатов и соединений двухвалентного железа. Содержание сероводорода и тяжелых металлов (Pb, Zn, Mo) было, по-видимому, ничтожно мало. Уран в растворах находился, вероятно, в форме уранил-фторидных и уранил-карбонатных комплексов. Это подтверждается почти одновременным образованием настурана IIa, флюорита IIIa и кальцита IIa в массе ферримонтмориллонита. Разрушение комплексов уранила, возможно, вызывалось потерей раствором свободных аддендов. Последнее должно было происходить при испарении раствора вследствие уменьшения внешнего давления. Резкий перепад давления наблюдался при проникновении раствора в раздувы трещин, образовавшихся в местах их изгибов по падению и простиранию. Именно к таким участкам приурочены крупные скопления настурана IIa. Восстановителем шестивалентного урана могло быть находившееся в растворе двухвалентное железо. Взаимодействие шестивалентного урана с двухвалентным железом стало возможным лишь после разрушения уранил-фторидных и уранил-карбонатных комплексов. Образовавшееся вследствие окислительно-восстановительной реакции трехвалентное железо фиксировалось в виде гидрогематита, отложившегося вслед за настураном IIa.

В заключительную карбонатную стадию гидротермального I этапа накопления урана не происходило. Наоборот, шло окисление первичных урановых минералов и вынос шестивалентного урана как из вмещающих пород, так и из ураново-рудных жил.

Символ элемента	Кварцевые порфиры	Этапы и стадии гилогенного процесса						Гипергенный процесс		
		Пнеумато- литовый	Гидротермальный I			Гидротермальный II		Зона окисленной лентилора- та	Зона первичного лентилора- та	
			Генати- товая	Урано- вая	Карбонат- ная	Каолинчи- товая	Гетитовая			
H	xx	+	•	+++	•	+++	++	++	++	
Li <sup>x)</sup>	•	+	•	•						
Be	x	+		•		•	•	•		
B	x	•		•		•	+			
C	x	•		•	+++					
O	xxx	+	++	+++	++	+++	++			
F	x	+	•	++		•				
Na	xxx	+	•	•	+	•	+	•		
Mg	xx	•	•	+	•	•	•	•		
Al	xxx	+	+	++		+++		++		
Si	xxx	+	+	++	+	+++	•	++		
P	o	+	•	•	o	•				
S <sup>IV</sup>	}	•	•	++					•	
S <sup>VI</sup>		•	•							
Cl	•		•	•		•	•	•		
K	xxx	+	•	•		•	•	•		
Ca	xx	+	•	•	+	+++	•	•		
Ti	xx	•	•	•	+	•	•	•		
V <sup>x)</sup>	•		•	•		•	•	•		
Cr <sup>x)</sup>	o		•	•		•	•	•		
Mn	o	•	•	•	+	•	++	++		
Fe <sup>II</sup>	}	•	•	+	•	•		•	•	
Fe <sup>III</sup>		xx	•	•	+	•	•	++	++	
Co <sup>x)</sup>		•	•	++	+++	•	•	+++	+++	
Ni <sup>x)</sup>	•	•	•	•		•	•	•		
Cu	x	•	•	•		•	•	•		
Zn	x	•	•	•	++	•	•	•		
Ge <sup>x)</sup>			•	•		•	•	•		
As <sup>x)</sup>			•	•		•	•	•		
Pb <sup>x)</sup>	x	•	•	•		•	•	•		
Sr <sup>x)</sup>	o	•	•	•	+	•	•	•		
Y <sup>x)</sup>	x	•	•	•	+	•	•	•		
Zr	•	+	•	•	+	•	•	•		
Nb <sup>x)</sup>	x	•	•	•	+	•	•	•		
Mo	•	•	•	•	+	•	•	•		
Ag <sup>x)</sup>		•	•	•	•	•	•	•		
Cd <sup>x)</sup>		•	•	•	•	•	•	•		
Sn <sup>x)</sup>	o	•	•	•	•	•	•	•		
Sb		•	•	•	•	•	•	•		
Ba	o	+	•	•	•	•	•	•		
La <sup>x)</sup>	x	•	•	•	•	•	•	•		
Yb <sup>x)</sup>	x	•	•	•	+	•	•	•		
Tl <sup>x)</sup>		•	•	•	•	•	•	•		
Pb <sup>x)</sup>		•	•	•	•	•	•	•		
Bi <sup>x)</sup>		•	•	•	•	•	•	•		
Th <sup>x)</sup>	x	•	•	•	•	•	•	•		
U	x	•	+	+++				++	++	

Рис. 3. Химические элементы пород и жильных тел месторождения.

Элементы кварцевых порфиров: xxx — основные породообразующие; xx — образующие собственные минералы; x•o — элементы-примеси: x — в содержаниях выше кларка; • — в кларковых содержаниях; o — в содержаниях ниже кларка. Элементы постмагматического и гипергенного процессов: +++ — относительно большие количества; ++ — средние количества; + — заметные количества; • — небольшие количества, а также примеси в минералах по спектральным и химическим анализам. Звездочкой отмечены элементы, встречающиеся только в качестве примесей. Sc, Ga, In, Hf, W, Re, Pt, Au на месторождении практически отсутствуют. Для гипергенного процесса указаны элементы, установленные только во вторичных минералах.

В результате в секущих трещинах близ участков пересечения карбонатных и урановых жил, а также и в самих карбонатных жилах образовались вторичные урановые минералы, главным образом уранофан.

В постмагматическом минералообразовании участвовало не менее 35 элементов (рис. 3). Наряду с ураном и торием в нем фиксировались металлические рудные (Pb, Zn, Tl, Sb, Bi, Cu, As, Sn) и редкие (Zr, Nb, Mo, Y, Yb, La) элементы, элементы группы железа (Fe, Ti, V, Mn), значительное число петрогенных элементов (Si, Al, Na, K, Ca, Mg, Li, Rb, Sr, Be), а также элементы магматических эманаций (O, H, C, F, B, P, S, Cl).

Из магматического очага, кроме элементов магматических эманаций, были вынесены U, Pb, Zn, Cu, Tl, Sb, Bi, Zr, Nb, Mo, Y, Yb, La, Li, Be, Ti, V, Sn. Остальные элементы выщелачивались из вмещающих пород как по пути следования растворов от магматического очага, так и на участках, где происходило отложение минералов в открытых полостях.

Самостоятельные минералы образовали U, Pb, Zn, Cu, As, Zr, Mo, Fe, Si, Al, Na, K, Ca, Mg, Be, H, O, F, B, P, S, C. В виде существенных примесей в гипогенных минералах фиксировались Tl, Sb, Bi, Nb, Y, Yb, La, Ti, V, Li, Cl, Sn, Mn, Sr. Во всех последовательно образовавшихся минерализованных телах в разных количествах прослежены H, O, F, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, P, Fe, Cu, Zr, Y, Yb, La.

Большие массы вещества возникли в пневматолитовый этап за счет Si, Al, Na, K, O, H, совместно с которыми произошла некоторая концентрация как элемента-примеси Li; в гематитовую стадию за счет  $Fe^{3+}$ , H, O, с которыми ассоциировали элементы-примеси Ti, V, Cl; в урановую стадию — за счет U, Fe, O, Si, Al, Ca, Mg, H, F, с которыми выделились в качестве элементов-примесей Nb, Zr, Y, Yb, La, P, As, Ti; в карбонатную стадию — за счет Ca, Mg, C, O в сопровождении элементов-примесей Fe, Mn, Sr. Максимальное число элементов отложилось в стадию образования урановорудных тел.

### Выводы

В процессе магматической дифференциации в вулканической камере, примерно отражающей дифференциацию в магматическом очаге, происходила относительная концентрация наряду с U и Th также Li, Rb, Be, TR, Nb, Mo, Sn, Pb, Zn. Все эти элементы приняли участие в постмагматическом минералообразовании, а часть из них (Nb, Mo, Pb, Zn) являлась спутниками урана в постмагматическом процессе. Это обстоятельство, а также постоянство пространственной ориентировки магматического и постмагматического планов деформаций, наряду с тесной пространственной связью ураново-рудных жил с магматическими телами, свидетельствуют об общности магматического очага как для кварцевых порфиров, так и для уранового оруденения.



Уран фиксировался в постмагматическом процессе трижды: в ранний пневматолитовый этап (урансодержащий циркон, уранинит) совместно с Zr, K, Mg, Fe, Si, Al, O, H, F, Ca; в гематитовую стадию гидротермального I этапа (настуран I, коффинит) в ассоциации с Fe<sup>3+</sup>, V, Ti, Pb, O и в урановую стадию того же этапа (настуран II) совместно с Nb, Zr, Fe<sup>3+</sup>, Si, Al, K, Na, Ti, Pb, Zr, Mo, O, F, H, C.

Для месторождения характерен своеобразный парагенезис настурана II с минералами из группы монтмориллонит — бейделлит (ферримонтмориллонит, лептохлорит), который пока не находит удовлетворительного объяснения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
2. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7 (1962).
3. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
4. Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. «Зап. Всесоюзн. мин о-ва», 87, вып. 4, 71 (1958).

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПОВЕДЕНИИ УРАНА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Р. В. ГЕЦЕВА

### Введение

Изучением большого количества рудных месторождений, особенно в последние годы, со всей очевидностью установлено мобильное поведение целого ряда рудных элементов, в том числе урана, в условиях метаморфизма. Однако если в общей постановке вопроса влияние метаморфических процессов на геохимию урана, в частности на его перераспределение в земной коре, признается бесспорным, то роль метаморфизма в создании повышенных концентраций металла не встречается у исследователей единодушной оценки.

В значительной мере это связано с крайне слабой изученностью геохимии рудных элементов при метаморфизме, в особенности метаморфической мобилизации и переноса рудного вещества. В отличие от петрогенных элементов (исследования Д. С. Коржинского) тенденция и направление процессов устанавливаются здесь почти исключительно методом непосредственных геолого-минералогических наблюдений, интерпретация которых не подкреплена ни экспериментами, ни специальными геохимическими исследованиями.

Тем не менее идеи о метаморфогенном происхождении некоторых рудных месторождений получают все более широкое распространение. В настоящей статье делается попытка систематизировать имеющиеся в литературе немногочисленные данные, характеризующие поведение урана при региональном метаморфизме, отношение его к проявлениям контактового метаморфизма и пострудным метаморфическим изменениям.

### Важнейшие особенности регионального метаморфизма

Остановимся вкратце на общих представлениях о процессе регионального метаморфизма пород и сопровождающих его явлениях, более или менее твердо укоренившихся в современной литературе.

Прежде всего приведем утвердившееся в последние годы у советских петрографов благодаря успехам в области генетической классификации метаморфических процессов достаточно отчетливое определение регионального метаморфизма как метаморфизма динамотермального, проявляющегося на больших пространствах в верхней части подвижных поясов [1—3]<sup>1</sup>.

Огромное значение в метаморфическом преобразовании пород отводится при этом процессам тектогенеза — одностороннему давлению, вызывающему дифференциальные движения, течение масс и повышение температуры, а также влиянию тепла глубинных магматических очагов<sup>2</sup>.

Повышение гидростатического давления и температуры, связанное с погружением пород, до сих пор рассматривается многими, в частности, зарубежными учеными, как основные движущие силы регионального метаморфизма. Однако по новым воззрениям они контролируют процесс лишь на достаточно больших глубинах. Имеется немало примеров среди складчатых областей, где древние осадочные породы метаморфизованы слабее, чем покрывающие их более молодые породы, претерпевшие сильные дислокации. В последнее время роль деформации как фактора, ускоряющего и вызывающего химические реакции при низкотемпературном региональном метаморфизме в краевых частях орогенных поясов, отмечается в работах американских петрологов [4].

В таком понимании термин «региональный динамотермальный метаморфизм» достаточно полно отражает существо процесса и охватывает ранее вошедшие в литературу односторонние и дублирующие друг друга термины, как, например, региональный метаморфизм, метаморфизм нагрузки, дислокационный метаморфизм, кинематический и динамометаморфизм.

В противоположность прежним укоренившимся представлениям о том, что региональный метаморфизм идет практически при одном прогреве пород, по современным общепринятым взглядам он, как и любой другой метаморфизм, сопровождается тем или иным изменением химического состава пород (по крайней мере изменением количества  $H_2O$  и  $CO_2$ ), т. е. явлениями метасоматоза, с отчетливо выраженной дифференциальной подвижностью петрогенных элементов [5]. Минеральные преобразования и метасоматические реакции осуществляются с помощью поровых растворов (жидких или газообразных), в которых главным компонентом является вода.

За источник водных растворов при региональном метаморфизме принимаются огромные массы конституционной, пленочной и

---

<sup>1</sup> В классификации этому типу противопоставляются два других типа метаморфизма: ультраметаморфизм (также регионального значения), охватывающий низы складчатого покрова и кристаллический фундамент, и термоконтактный (локальный) метаморфизм с его разновидностями (гидротермальным и др.).

<sup>2</sup> Это особенно подчеркивается Н. П. Семененко [3].

капиллярной воды, отделяющейся (отжимающейся) из метаморфизирующихся осадочных пород, главным образом под действием одностороннего давления<sup>1</sup>. Эти растворы, циркулируя продолжительное время по трещинам, порам и межзерновым пространствам, постепенно насыщаются летучими компонентами пород и при повышенной температуре и давлении приобретают способность растворять и переносить вещества, вступать в метасоматические реакции и другие особенности типичных постмагматических гидротермальных растворов [6—13 и др.]. Таким образом, за счет мобилизованных в толще пород растворов в ней образуются «свои собственные гидротермы [8] или, как их еще называют в литературе, «мобилизаты» [10], «регенерированные гидротермальные растворы» [12], «псевдогидротермы», которые в той или иной степени должны обогащаться определенным комплексом выщелоченных из пород рудных элементов<sup>2</sup>.

В отличие от цитированных и других авторов Д. С. Коржинский [5, 15] связывает региональный метаморфизм, перераспределение и концентрацию компонентов преобразующихся пород не с дегидратационными, а со «сквозьмагматическими» растворами, направлено идущими из магмы. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [4] также подчеркивают значение выделяющихся из магмы флюидов, которые на средних и высоких ступенях развития регионального метаморфизма «содействуют ускорению метаморфических реакций и могут обусловить метасоматоз в крупном масштабе».

В качестве основной причины миграции растворов и компонентов пород рассматривается разность давлений, создающаяся в поровых пространствах, на контактах слоев различной пористости, в трещинах и других полостях пород, благодаря направленному перемещению масс в период тектогенеза [13, 16]. Разность давлений в двух точках земной коры предлагается называть «миграционным напряжением».

Характеризуя региональный динамотермальный метаморфизм, следует различать, как это неоднократно подчеркивал А. Н. Заварицкий [17], две стороны процесса: стадию, или, что то же, степень развития метаморфизма, и степень или интенсивность его проявления. Первая определяется характером (в основном температурой кристаллизации) образующихся равновесных минеральных ассоциаций и оценивается по соответствующей метаморфической фации (например, низкотемпературный или метаморфизм низкой ступени — фацией «зеленых сланцев»; метаморфизм сред-

<sup>1</sup> Среднее содержание  $H_2O$  в осадочных породах, по Корренсу [6], составляет 5,54%, в метаморфических породах оно колеблется, как известно, около 1%. По подсчетам А. А. Саукова [7], на  $1 \text{ км}^3$  осадков при эпигенезе и метаморфизме освобождаются около 100 млн. т. воды.

<sup>2</sup> Подобно этому гидротермальные растворы («субгидротермы») возникают в областях активного вулканизма из вадозовых вод, конденсирующих вулканические эксталяции и вступающих в обменные реакции с породами. Причем современные гидротермы вызывают интенсивный метаморфизм вмещающих пород [14].

ней ступени — «амфиболитовой» фацией и т. д. [18]), вторая — полнотой преобразования пород и находится в прямой зависимости от наличия в толще благоприятных условий для циркуляции растворов. Отсюда выявляется вполне понятная неравномерная интенсивность проявления метаморфизма и соответственно мобилизации рудного вещества в зависимости от интенсивности складчатых деформаций и проницаемости пород. В частности, отмечается локальное усиление этих процессов в горизонтах пород повышенной пористости и трещиноватости, при тонком переслаивании пород, в сильно рассланцованных участках, около трещин, в тектонически ослабленных зонах<sup>1</sup> и др.

В тектонических нарушениях первоначальные компоненты пород наиболее энергично выносятся и переотлагаются [20], возникают «крайние степени замещения» [5] и образуются «мобилизованные» рудные тела (*ergzmobilisate*), часто мало отличающиеся по морфологическим признакам от гидротермальных [8, 10, 22, 23]. Сколько-нибудь обоснованных представлений о расстояниях, на которые мигрирует рудное вещество при региональном метаморфизме, у исследователей до сих пор не имеется. К. Таупиц [10] предполагает миграцию в пределах 100 м, П. Рамдор [9] на примере разбора явлений метаморфизма руд трех месторождений считает, что «вещество не перемещалось на большие расстояния»; В. С. Домарев [23] говорит о возможности перемещений на «значительные расстояния», А. Г. Бетехтин [8] — о возможности концентрации легко растворимых соединений «в удалении от первоисточников» и т. д.

Наконец, необходимо подчеркнуть, поскольку это недостаточно учитывается геологами при решении генетических проблем, твердо установленную в настоящее время сложность и длительность процесса регионального метаморфизма, последовательную смену условий минералообразования с замещением и переотложением ранее возникающих фаз [24], вплоть до медленного осаждения в открытых полостях жильных минералов в виде секреционных альпийского типа жил [17, 25, 26].

Формированием жил альпийского типа заканчивается «конструктивный период» метаморфизма, сопровождающийся химическими изменениями пород и минералообразованием, и далее следует «деструктивный» [24], или чисто катакластический метаморфизм — катаклаз и другая тектоническая переработка пород в поздних дизъюнктивных нарушениях.

В последние годы в литературе приводятся наблюдения и неоднократно подчеркивается, что явления перемещения рудных

---

<sup>1</sup> Примеры усиления интенсивности регионального метаморфизма в участках наиболее интенсивных складчатых деформаций приведены в работах А. А. Арустамова [19] и Л. М. Плотникова [16], в зонах тектонических нарушений — в работах В. А. Заварицкого [20] и Р. В. Гецевой [21].



элементов и образование рудных минералов начинаются еще до видимого метаморфического изменения самой осадочной породы в стадию эпигенеза или начального метаморфизма [27—30].

### Уран при региональном динамотермальном метаморфизме

Значение метаморфизма как фактора, обуславливающего мобилизацию и ту или иную концентрацию рассеянного в осадочных толщах урана, становится достаточно отчетливым, если сопоставить формации ураноносных черных сланцев различных ступеней (стадий) регионального метаморфизма.

Геологические исследования и ревизионные работы в самых различных регионах мира показывают, что формации морских черных сланцев палеозойского возраста представляют собой достаточно однообразные фации битуминозных илов, где на больших площадях неизменно шло медленное сингенетичное накопление повышенных геохимических доз урана (около 0,002%), а также молибдена, ванадия, меди, часто никеля, цинка, серебра [21, 31—35].

В приводимой таблице систематизированы основные показатели ураноносности по некоторым наиболее типичным продуктивным формациям черных сланцев — от неметаморфизованных до подвергнутых низкотемпературному динамотермальному метаморфизму. По всем признакам выявляется вполне определенная тенденция ко все более усиливающейся концентрации урана по мере возрастания ступеней метаморфизма. Так, в неметаморфизованных аргиллитах уран равномерно рассеян по пласту, будучи связан тесной химической сорбцией с органическим веществом.

На самой начальной ступени метаморфизма (глинистые сланцы), по всей вероятности, происходит нарушение сорбционных связей урана, поскольку он переходит в подвижную, растворимую в кислотных растворах форму. Выявляются признаки миграции урана, приводящие к некоторому его перераспределению в пределах рудных залежей, однако не обеспечивающие еще образования кондиционных руд и не маскирующие осадочную природу оруденения.

На следующей, низкой ступени регионального метаморфизма (фация аспидных зеленых сланцев) в достаточно кристаллически развитых черных сланцах с высоко карбонизованным органическим веществом (до стадии антраксолита) уран принимает минеральную форму в виде дисперсно-рассеянных (преобладающих) и видимых скоплений настурана. Фиксируется заметное перемещение урана и частичная концентрация его в зонах трещиноватости и тектонических нарушениях, приводящая к более или менее контрастному распределению металла в рудах. Рудные залежи принимают сложную конфигурацию, вплоть до образования отдельных тел, секущих стратиграфические контакты. Формирующиеся на этой стадии метаморфизма черных сланцев место-

рождения и рудопроявления урана могут классифицироваться как осадочно-метаморфогенные.

Охарактеризовать однотипные проявления уранового оруденения на более высоких ступенях регионального метаморфизма черных сланцев, к сожалению, не представляется возможным, поскольку генезис их спорен. В этом аспекте могли бы быть рассмотрены графитовые сланцы северной Австралии, вмещающие известное в литературе месторождение урановых руд Рам Джангл и многочисленные рудопроявления. Их следовало бы поставить в приведенной выше таблице на следующую более высокую (четвертую) ступень метаморфизма. Этот тип месторождений характеризуется сложной морфологией рудных тел, контролирующихся тектоническими нарушениями, более богатым и контрастным, минералогически выраженным оруденением (метасоматические образования настурана и сульфидов). Эти особенности сближают подобные месторождения с гидротермальными, и поэтому не удивительно, что К. Сулливан и Р. Матесон [36] считают месторождение гидротермальным. Авторы ряда обобщающих работ [37—39] склоняются к мнению, что образование месторождения Рам Джангл связано с миграцией и местной концентрацией урана сингенетичного черным сланцам.

Данные о мобилизации урана на среднетемпературной стадии регионального динамотермального метаморфизма, отвечающего амфиболитовой фации и частично более высокой силлиманит-гранатовой субфации, приводятся в работе Т. В. Билибиной и др. [40]. Авторы показывают, что сопряженные со складкообразованием процессы регионального динамометаморфизма ураносодержащих карбонатных пород докембрия обусловили формирование линз доломитовых мраморов с вкрапленностью уранинита. Первоначальными носителями (сорбентами) урана в осадках являлись фосфат кальция и органическое вещество. При их перекристаллизации образуется уранинит в тесном парагенезисе с апатитом, графитоподобным веществом и графитом. Урановая минерализация имеет место на одном из поздних этапов метаморфизма. Среди разнообразных продуктов метаморфизма после уранинита шло отложение лишь амфибола и скаполитизация пород. Характерно тяготение уранинита к «теням давления» и локализация главной массы его во внутри- и межпластовых зонах дробления пород, а также в других благоприятных структурах.

Материалов по геохимии урана в зоне ультраметаморфизма не имеется. Какие-либо сведения о рудопоявлениях в ней, в том числе и урановых, в литературе отсутствуют. Придерживаясь существующих представлений об этой зоне как области селективного плавления, мигматизации и гранитизации пород можно вслед за Н. Г. Судовиковым [1, 11] допустить, что рассеянный в осадочных породах уран в прогрессирующем процессе гранитизации, как и другие рудные элементы, частично будет

захватываться кристаллической решеткой новообразованных силикатов, но в главной массе — выноситься в вышележащую зону регионального метаморфизма. Эту зону Н. Г. Судовиков склонен рассматривать как зону максимального насыщения мобилизованными водными растворами и область рудоотложения веществ, мигрировавших из зоны ультраметаморфизма.

О принципиальной направленности миграции урана на отдельных этапах развития регионального динамотермального мета-

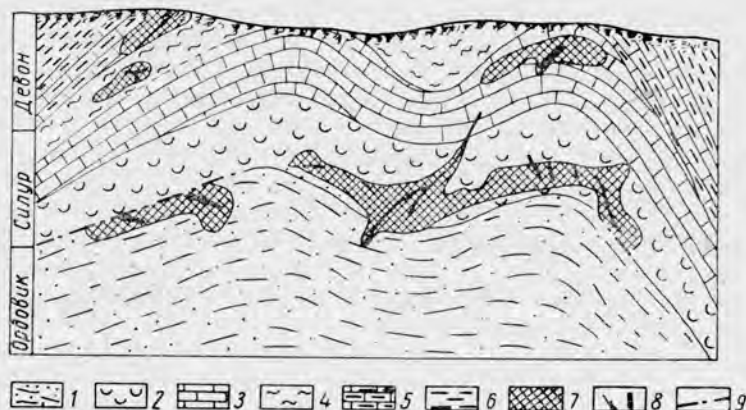


Рис. 1. Принципиальная схема рудоносности продуктивной толщи:

1 — слюдяно-глинистые сланцы; 2 — черные углисто-глинисто-кремнистые сланцы; 3 — известняки, доломиты; 4 — черные углисто-глинистые сланцы; 5 — известково-глинистые сланцы, известняки; 6 — глинистые сланцы; 7 — бедные руды; 8 — штуфные руды; 9 — межформационные нарушения.

морфизма нами сообщалось ранее на примере проявлений низкотемпературного метаморфизма продуктивных отложений нижнего палеозоя [21]. В настоящем сборнике этот вопрос рассматривается по тому же рудному району в специальной статье с геохимических позиций (см. стр. 71). Изучение распределения урана и других малых элементов показало, что весь комплекс этих элементов, рассеянных в определенных геохимических дозах в различных по литологическому составу продуктивных горизонтах (сланцисто-глинистые, черные углисто-глинисто-кремнистые сланцы, известняки и др.), фиксируется с тем или иным кларком концентрации в урановых рудах и разновозрастных тектонических нарушениях. Положение и морфология рудных тел в разрезе продуктивной толщи от верхов ордовика до нижнего девона показаны на рис. 1, распределение в бедных и штуфных рудах малых элементов — на рис. 2.

Концентрация урана генетически связывается с низкотемпературным региональным метаморфизмом (кварц-серицитовая субфация), вызванным варисским тектогенезом. Источником металла предполагаются продуктивные породы с первоначально повышен-

ными сингенетичными накоплениями урана (сорбированная форма), преимущественно богатые органическим веществом черные сланцы силура (осадоочно-метаморфогенный тип оруденения). Дифференциальная подвижность элементов при метаморфизме определила геохимические связи урана на различных этапах мобилизации вещества.

Начало мобилизации и концентрации урана можно связывать с ранним этапом регионального метаморфизма, сопровождавшим

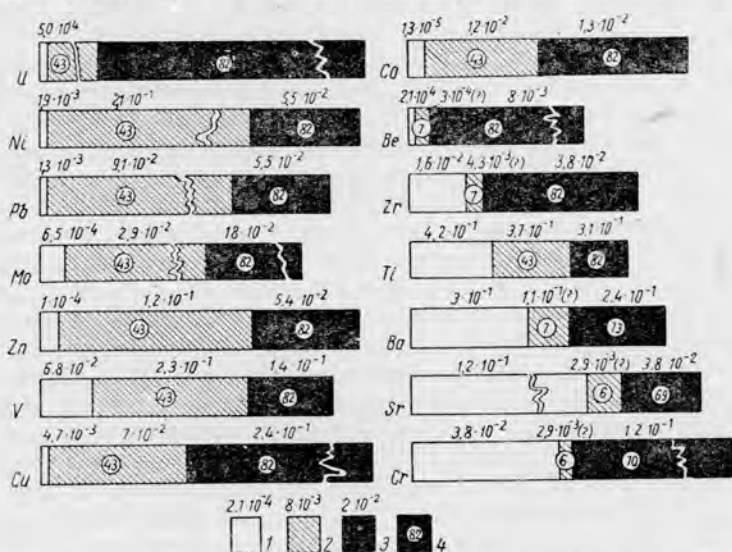


Рис. 2. Диаграммы распределения малых элементов в складчатых (бедных) и послескладчатых (штуфных) рудах:

1 — геохимический фон продуктивной толщи — среднее содержание элементов, % (по 269 определениям); 2 — содержание в бедных рудах; 3 — содержание в штуфных рудах; 4 — количество определений; (?) — недостаточное количество определений.

формирование складчатых структур. На этом этапе наиболее сильного преобразования пород (перекристаллизация и дегидратация порообразующих компонентов, карбонизация органического вещества до стадии антраколита и т. д.) происходит десорбция и частичная мобилизация урана дегидратационными и десорбционными растворами. Вместе с этими растворами он мигрирует по направлению движения масс к ядрам формирующихся структур (частично также по синхронным складчатости нарушениям) и откладывается в наиболее нарушенных участках пластов в диспергированной форме. Образуются усложненной формы пластообразные тела бедных руд, представляющих собой ураноносные разности пород соответствующих литолого-стратиграфических горизонтов (см. рис. 1). При этом (см. рис. 2) в них заметно концентрируются, в сравнении с геохимическим фоном продуктивной толщи, и другие рассеянные в породах рудные элементы, особенно

никель, свинец, молибден, цинк, ванадий, которые, как и уран, почти не образуют минеральных форм. Геолого-геохимические предпосылки (см. стр. 85, 86) свидетельствуют и о межгоризонтной миграции вещества с образованием в пиритсодержащих сланцах ордовика рудных концентраций за счет переотложения урана (вместе с парагенными элементами) из первоначально обогащенных им черных сланцев силура<sup>1</sup>.

Переотложенный уран фиксируется в разрывных нарушениях, в том числе и в поздневарисских нарушениях, секущих складки. С ними связано образование относительно богатых (штуфных) руд, которые располагаются, как правило, в пределах пластообразных рудных тел, иногда пересекают их и смещают. При рудообразовании на послескладчатом этапе метаморфизма, по всей вероятности, происходила повторная мобилизация (регенерация) урана из бедных руд. Об этом говорит сильное усложнение морфологии рудных тел (вплоть до потери ими пластовой конфигурации) при наложении богатого уранового оруденения (см. рис. 1).

Очевидно, что длительность циркуляции растворов при частой перемежаемости и сильной тектонической нарушенности пород способствовала установлению на послескладчатом этапе метаморфизма гидравлической связи между различными продуктивными горизонтами, а тем самым в какой-то мере — нарушению равновесия между раствором и средой. Благодаря этому в тектонических нарушениях развиваются рудно-метасоматические процессы с преобладанием выноса вещества над отложением (настуран) и явления окolorудного окисления органического вещества.

Химико-минералогическое изучение позднеметаморфических руд [21], подкрепленное опытами по синтезу уранинита на черном сланце при 300° С [41], показывает, что несмотря на богатство продуктивных пород восстановителями, уран переносился растворами в шестивалентной форме и восстанавливался до закислени (настурана) органическим веществом или пиритом.<sup>2</sup>

На позднеметаморфическом этапе при образовании настурановых руд в тектонических нарушениях наиболее существенно мобилизуются из толщи такие элементы, как медь, кобальт,

<sup>1</sup> Явления мобилизации рассеянного в породе рудного вещества и перемещения его в контактирующую безрудную, богатую восстановителями породу при поступлении извне только тепла были воспроизведены экспериментально Н. И. Хитаровым [12]. При нагреве увлажненного образца медистого песчаника до 200 и 400° С (1200 атм) вкрапленные в нем карбонатные минералы меди разложились, и по периферии песчаника за счет них возникла тонкая кромка самородной меди, а в оболочках пиритсодержащего аргиллита — выделения халькозина и борнита.

<sup>2</sup> Возможность переноса растворами (при 100—300° С) относительно высоких концентраций шестивалентного урана в присутствии восстановителя была доказана экспериментально Р. П. Рафальским, А. Д. Власовым и И. В. Никольской [42] на примере изучения системы  $UO_2SO_4 - S - H_2O$ . Установлено, что после восстановления  $U^{6+}$  серой определенные количества элемента, отвечающие равновесным концентрациям с серой, продолжают сохраняться в растворе (при отсутствии комплексообразователей) в шестивалентной форме.



бериллий, цирконий, хром и относительно меньше (в сравнении с более ранними бедными рудами) — никель, свинец, молибден, цинк, ванадий. Некоторые из них приобретают при этом, минеральную форму. Титан, барий и стронций при рудном процессе не мобилизуются (см. рис. 2).

На заключительном этапе метаморфизма нижнепалеозойской толщи отмечается лишь ничтожная мобилизация урана и регенерация его в жилках альпийского типа (в виде настурана) в местах непосредственного пересечения ими рудных скоплений. Наряду с этим более широко, чем при ураново-рудном метасоматозе, мигрируют медь, свинец и цинк, часто фиксирующиеся в пострудных жилках в сульфидной форме.

Иллюстрацией явлений мобилизации урана метаморфическими жилками подобного типа может служить урановая минерализация в колчеданном месторождении, описанная в кратком сообщении Ю. В. Богдановым [43].

Колчеданные залежи, залегающие среди метасоматических кварцитов в контакте с протерозойской спилито-сланцевой формацией, несут следы сильных метаморфических изменений. Урановая минерализация (настуран в парагенезисе с антраксолитом и сульфидами того же состава, что и в колчеданных залежах) характеризуется строгой локальной приуроченностью к зонам контакта с этими залежами и развивается в брекчиях и маломощных, быстро выклинивающихся кварц-кальцитовых жилках, иногда секущих колчеданную руду. В процессе формирования этих жилков настурану по времени выделения предшествовали: кварц, пирит, антраксолит, кальцит и арсенопирит; сфалерит, халькопирит и галенит отлагались позже настурана.

Исходным веществом для парагенных с настураном сульфидов служили колчеданные залежи; углерод для антраксолита, по-видимому, заимствовался из близлежащих графитовых сланцев. Автор предполагает, что одним из возможных источников урана в метаморфических жилках могли быть кварцевые порфиры и порфириды, залегающие вблизи рудных тел и характеризующиеся повышенным геохимическим фоном урана.

### Уран при контактовом метаморфизме

Ревизия многочисленных скарновых месторождений, как и анализ главных минералов скарнового ряда, показывает, что уран в собственно контактово-метасоматическом (скарновом) процессе практически не участвует. Содержание металла в зонах скарна обычно даже ниже, чем во вмещающих карбонатных толщах и интродуцированных в них гранитоидах; незначительное повышение концентрации урана наблюдается лишь в магнетитах, выделяющихся обычно позже силикатов.

А. И. Тугаринов и А. В. Змеенкова [44] показали существование в среднеазиатских скарнах мощного ореола обеднения ураном

и железом в зоне контактового воздействия гранитоидов, где содержание урана в перекристаллизованных мраморах более чем в 30 раз, а железа в два раза ниже, чем в неизмененных битуминозных известняках. При этом предполагается, что уран выносился с отступающими поровыми растворами в первую стадию прогрева при возникновении термического градиента, вызванного внедрением интрузии. На скарновом этапе контактового метаморфизма, когда в обстановке постепенного спада температуры и интенсивного поступления вещества идет метасоматическое развитие железистых силикатов и магнетита, урановая минерализация не фиксируется. Основная часть урана фиксируется в минеральной форме (уранинит, настуран) на позднем гидротермальном этапе контактового метаморфизма и генетически связана с проявлением натрового метасоматоза.

В месторождении Мэри Кетлин, Квинсленд (Австралия), являющемся до сего времени единственным промышленным скарновым месторождением урана, высокотемпературная урановая минерализация также, несомненно, является наложенной на контактовый метасоматоз. По данным Р. Матесона [39, стр. 213], оруденение приурочивается к зоне гранатизации в контактово-преобразованных карбонатно-силикатных породах нижнего протерозоя. Мельчайшие рассеянные зерна уранинита в тесном парагенезисе с урансодержащим ортитом, иногда пирротинном, давидитом и другими минералами метасоматически замещают гранаты и диопсид. Распределение их в рудном теле контролируется сложной системой трещин.

Практическое значение всех других известных рудопроявлений урана в контактных ореолах гранитных интрузий крайне ограничено. Они представлены спородическими вкрапленниками уранинита и прожилками настурана (иногда в парагенезисе с сульфидами и карбонатами), отложенными после минералов скарнового ряда.

### Явления метаморфизма урановых руд

В работе целого ряда исследователей показано, что рудные минералы легче реагируют на изменение внешней обстановки, чем породообразующие силикаты, и из них различные составляющие сульфидных руд весьма мобильны в условиях низкотемпературного метаморфизма [17, 23, 45, 46 и др.]. На этом базируются идеи вторичной мобилизации вещества [9] и регенерации рудных месторождений и определенные эпохи диастрофизма [47].

Явления метаморфизма руд урана освещены в литературе крайне слабо.

В. С. Карпенко [48] установлены метаморфические изменения урановых руд на одном из месторождений гидротермально-метасоматического типа, залегающем в сильно метаморфизованных песчаниках верхнепалеозойского возраста. Метаморфизм пород

относится к высокотемпературной альбит-диопсидовой фации с очевидным привнесом щелочей и других компонентов. Формирование рудных тел, в которых настуран метасоматически замещает цемент песчаника, предшествовало образованию основных продуктов метаморфизма (альбит, диопсид, актинолит и др.). Отмечаются явные признаки метаморфических изменений пластовых руд:

а) явления перекристаллизации рудного цемента с переотложением настурана по трещинам, коррозией им кварцевых и полевошпатовых зерен песчаника и во многих случаях — с полным преобразованием первичной цементационной структуры в гранобластическую;

б) появление в наиболее сильно метаморфизованных (пятнистых) рудах новообразований настурана в парагенезисе со сфеном;

в) дробление и замещение желваков настурана агрегатом метаморфических минералов.

Пластовое тело альбитизированного диабаз, контролирующее на месторождении большую часть рудных залежей, — более позднее относительно времени метаморфизма пород продуктивной толщи в целом. С внедрением его связано появление ореола обедненных ураном роговиков и скарнов и переотложение в зоне контакта диабаз регенерированных окислов урана, заимствованных из богатых ураном пород рудного горизонта.

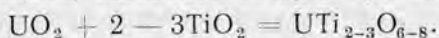
В процессе метаморфизма руд перемещение урана, по мнению В. С. Карпенко, было весьма ограниченным и сколько-нибудь существенно не сказалось на промышленной характеристике месторождения.

Отчетливые преобразования: растворение, переотложение и своеобразное углеводородное замещение — фиксируются в богатых золото-урановых рудах докембрийских конгломератов Витватерсранда (Южная Америка), проблема генезиса которых в течение ряда лет является объектом ожесточенной дискуссии. Согласно гипотезе россыпного (детритового) происхождения уранинита и золота, так называемой теории «видоизмененных россыпей», эти преобразования связываются с процессами регионального метаморфизма древних россыпей. В. Либенберг [49] на основе детального анализа данных минераграфического изучения руд аргументирует различные стадии выщелачивания урана из зерен «детритового» уранинита и переотложения его в форме прожилков и скоплений плотного вторичного уранинита (настурана. — *Р. Г.*). Последний также замещает пирит, обломочные зерна хромита, циркона и другие компоненты породы. В парагенезисе с настураном теми же сульфатными растворами, циркулировавшими по пласту, отлагаются сульфиды (в основном возникшие за счет преобразования россыпного магнетита) и несколько позже — вторичное золото.

Этому процессу предшествовал значительно более распространенный процесс замещения «детритового» уранинита углеводородом, с образованием углеводородно-уранинитового комплекса —

тухолита и регенерацией урана в трещинах дегидратации и на скоплениях тухолита в виде настурана. Одним из наиболее вероятных источников метана и сероводорода для образования тухолита являются органические остатки толщи Витватерсранда.

Сложные в химическом отношении явления более высокотемпературного метаморфизма урановых руд в древних конгломератах рудного поля Блайнд Ривер (Канада) рассматриваются П. Рамдором [50]. Его минератрафические исследования показывают, что главный урановый минерал рудных конгломератов — браннерит — представляет собой продукт метасоматического замещения (в большинстве псевдоморфозы) рутила (в свою очередь образовавшегося за счет изменения галек ильменита) или настурана, относимого автором, как и ильменит, к детритовому материалу древних россыпей. Образование браннерита выражается следующей реакцией, названной автором «реакцией Пронто»:



Следствием ее являются распространенные на месторождении ассоциации браннерит — уранинит (при избытке в растворе  $\text{UO}_2$ ) или браннерит — рутил и иногда — анатаз (при избытке  $\text{TiO}_2$ ). Установлено, что течению реакции препятствует «углистое вещество», при наличии которого в руде обволакиваемый им настуран и сопутствующий ему рутил полностью сохраняются и образование браннерита не происходит. Основываясь на минеральных парагенезисах и структурных особенностях руд, П. Рамдор считает реакцию Пронто главным направлением, по которому проходила метаморфическая переработка урановых руд в Блайнд Ривер.

Сторонники другой гипотезы концентрации урана и золота в обеих системах древних конгломератов, не отрицая явлений преобразования первичных окислов урана, на основании ряда геологических предпосылок связывают всю рудную минерализацию с гидротермальными растворами магматогенного происхождения. Настуран (вторичный уранинит) и прожилковое золото Витватерсранда Г. Дэвидсон [51] рассматривает как поздние генерации гипогенной минерализации, связанные с регенерацией более раннего рудного вещества. Образование браннерита в Блайнд Ривер по реакции Пронто автор оспаривает, поскольку эта реакция непонятна термодинамически и не нашла экспериментального подтверждения.

Гевалес [52] описывает сложные и интересные явления деформации и метаморфной мобилизации в рудах уранового месторождения Прайнталь (Каттские Альпы), залегающем в серицит-хлоритовых сланцах перми. Они связаны с эпизональным метаморфизмом («хлоритовая зона»), сопровождавшим третичный орогенез. Характерна деформация всего рудного парагенеза (настуран, пирит, бравонт, линеит и др.) с образованием различных катакластических структур и многоступенчатая рудная мобилизация, прерываемая циклами напряжения. На отдельных стадиях моби-

лизации возникают новообразованные структуры срастания сульфидов и переотложение рассеянных скоплений настурана в почковидные концентрически зональные агрегаты (подобные нормальным настуранам гидротермального происхождения), хорошо сохранившиеся от деформаций в «тенях давления» под защитным действием «останцов» пирита. Пути перемещения вещества при мобилизации были крайне ограниченными: новообразования дают корки на первичных рудных скоплениях.

В. С. Домарев [38] на основании анализа наиболее новых материалов связывает с региональным метаморфизмом формирование современного облика медно-урановой минерализации (первоначально осадочного происхождения) рудного пояса Катанги — Северной Родезии. Жилки уранинита месторождения Шинколобве, в частности, рассматриваются им (и ранее Г. Шнейдерхеном) не как гидротермальные, а как метаморфические жилки альпийского типа. К сожалению, описания проявлений метаморфизма руд в литературе не имеется.

Вторичные изменения, связанные с региональным метаморфизмом, отмечаются в ряде ураново-медных месторождений типа медистых песчаников и ураноносных фосфоритовых формациях палеозойского возраста.

В описаниях этих месторождений у авторов, придерживающихся гипотезы осадочного происхождения оруденения<sup>1</sup>, указывается только, что метаморфизм руд проявился в процессах перераспределения рудного вещества в пределах первично-осадочных залежей, с образованием (за счет мобилизации дисперсно-рассеянного в рудах урана) настурана и обогащенных зон около зальбандов разрывных нарушений.

Наряду с рассмотренными проявлениями метаморфизма руд, идущими, по всей вероятности, при несущественной транспортировке рудного вещества, сопоставление разрозненных фактических данных по отдельным урановым месторождениям и рудопроявлениям среди сильно метаморфизованных песчаников и алевритов указывает, что мощное развитие щелочного (натрового) метасоматоза на конечных этапах высокотемпературного метаморфизма может приводить к разрушению ранее образованных минералов урана (окислы, титанаты) и значительному рассеянию металла за пределы основных продуктивных горизонтов.

### Заключение

Наметившиеся в последнее время успехи в учении о метаморфизме дают основание рассматривать региональный динамотермальный метаморфизм как достаточно мощный фактор рудообразования, могущий при благоприятных условиях привести

<sup>1</sup> Существуют также гипотезы, связывающие генезис месторождений с гидротермальными процессами.



к созданию промышленных рудных концентраций путем мобилизации растворов и рудного вещества из метаморфизирующихся пород.

Поскольку, как показано, региональный метаморфизм — процесс весьма сложный и многоэтапный, проявляющийся в различной форме практически на всех этапах тектогенеза, и мобилизованные из пород растворы могут (на поздних этапах) достаточно близко имитировать гидротермальный процесс, к критериям метаморфогенного рудогенезиса следует относиться весьма внимательно. В частности, такие признаки руд, как эпигенетичность рудного минерала (например, настурана) по отношению к основным продуктам метаморфизма (перекристаллизации) породы, т. е. его якобы послеметаморфический возраст, парагенезис с сульфидами и арсенидами, контроль наиболее богатого оруденения послескладчатыми разрывными нарушениями и другие особенности, часто отмечающиеся в месторождениях спорного генезиса, сами по себе не противоречат возможности образования месторождения в процессе регионального метаморфизма без поступления металла из магматического очага.

Вполне очевидно, что приведенных выше примеров явно недостаточно для обоснованной характеристики взаимосвязи метаморфизма и рудообразования урана. Они отражают лишь частные закономерности в конкретных геологических условиях и, естественно, не могут представлять всего многообразия реакций урана на проявление метаморфизма. В настоящее время можно говорить лишь об общих тенденциях в поведении урана осадочных пород и руд при метаморфизме и подчеркнуть некоторые частные закономерности, наиболее подкрепленные фактическими данными.

Уран, рассеянный в осадочных породах, мобилен в условиях регионального динамотермального метаморфизма. При сопоставлении ураноносных формаций морских черных сланцев, а также на других примерах выявляется вполне определенная тенденция усиления перераспределения и концентрации урана в породах по мере возрастания ступеней метаморфизма. Описанные в литературе проявления уранового оруденения, относимые к осадочно-метаморфогенным (круг которых, несомненно, искусственно сужен из-за слабой изученности), связываются с низко- и среднетемпературным региональным метаморфизмом.

Фактические данные и теоретические предпосылки показывают, что контрастность оруденения, как и интенсивность преобразования пород, заметно усиливается в тектонически осложненных участках и зонах нарушений. Отсюда понятно, что наиболее благоприятные условия для формирования рудных концентраций создаются при метаморфизме невысоких ступеней развития, поскольку эти процессы наблюдаются в верхних зонах складчатых поясов, в которых породы подвергаются наиболее значительным деформациям.

Имеются примеры того, как низкотемпературный региональный метаморфизм при интенсивном развитии тектонических процессов

приводит к образованию руд урана в гетерогенных толщах осадочных пород, отдельные горизонты которых характеризуются повышенными сингенетичными накоплениями рассеянного урана и органического вещества. При этом, как закономерное явление, отмечается миграция урана в контактирующие с ними бедные ураном породы при наличии в последних восстановителей. Здесь могут быть выделены два этапа метаморфической мобилизации и рудообразования. Первый соответствует наиболее интенсивному общему метаморфизму пород, идущему в главную фазу складкообразования, и приводит к формированию бедных ураном пластообразных рудных тел. На втором, послескладчатом этапе идет дальнейшая мобилизация урана из пород, а также регенерация его из бедных руд и развитие в разрывных нарушениях относительно богатой урановой минерализации. Рудоотложение заканчивается до образования жил альпийского типа.

На примере рудообразования при более высокотемпературном метаморфизме в докембрийских скарноподобных породах также показано, что урановая минерализация занимает одно из последних мест в ходе развития метаморфизма и контролируется в главной массе разрывными нарушениями и «тенями давления».

Геохимическими исследованиями установлено, что те или иные малые элементы, рассеянные в продуктивных породах, вовлекаются наряду с ураном в процесс рудной мобилизации, что и определяет минеральный парагенезис урана: в одних случаях сульфиды и арсениды (меди, никеля, свинца и др.), в других — антраксолит или апатит, графит и т. д.

В зависимости от ступени регионального метаморфизма находится характер урановой минерализации. На самой начальной ступени развития метаморфизма уран находится в дисперсной, минералогически не выраженной форме; фации зеленых сланцев соответствуют дисперсно рассеянные окислы урана и настуран, отлагающиеся в породах путем избирательного метасоматоза. На более высокой ступени метаморфизма (амфиболитовая фация и выше) возникает кристаллический уранинит, образующий вкрапленность во вмещаемых породах.

При контактовом метаморфизме пород рассеянный в них уран может мигрировать из ореолов воздействия интрузий. Установлено также, что в ходе развития контактового метаморфизма фиксация урана и незначительная концентрация его происходят, как правило, на последнем гидротермальном этапе контактового метаморфизма, наложенном на скарновый процесс.

Урановые руды при наложении более поздних метаморфических процессов подвергаются тому или иному, иногда неоднократно, преобразованию — деформации, перекристаллизации, замещению. Отмечается переотложение первичных окислов урана, появление новых устойчивых ассоциаций, преобразование уранинита в настуран, настурана и рутила в браннерит и т. д.

Таблица сравнительных данных по характеристике ураноносности некоторых продуктивных формаций морских черных сланцев различных стадий регионального метаморфизма

Тип продуктивных отложений	Рудоносные породы	Метаморфизм пород	Форма рудных тел	Распределение урана в рудном теле	Минеральные и другие формы урана в рудах	Качество руд	Генетический тип месторождений и рудопроявлений
Платформенные отложения типа силурийских диктианемовых сланцев Балтийского щита	Богатые органикой аргиллиты	Породы не метаморфизованы (аргиллиты)	Пласт	Равномерное. Содержание урана коррелируется с органическим веществом	Химическая сорбция на органическом веществе и других сорбентах	Забалансовые руды с трудно извлекаемым ураном	Осадочный
То же типа девонских глинистых сланцев Читтануги в США	Глинистые битуминозные сланцы	Начальный метаморфизм (глинистые сланцы)	Пластовые залежи	Слабо контрастное. Содержание урана обычно коррелируется с органическим углеродом и пиритом	Уран в минералогически невыраженной подвижной форме. Связи не выяснены	Забалансовые руды. Уран легко выщелачивается кислотами	Осадочный
Сложно дисциplinированные геосинклинальные отложения типа гранитоидных сланцев средней Европы	Углесто-кремнистые глинистые сланцы с антракосиликатом	Низкотемпературная фация аспидных зеленых сланцев	Пластообразные тела сложной конфигурации; контролируются плавквативными и разрывными нарушениями	От слабо до сильно концентрированного. Определяется развитием трещиноватости, тектонических нарушений, метакристаллов пирита	Дисперсные окислы урана, настуран, метасоматически замещающие сланец и миктонотовый цемент брекчий	Бедные промышленные сорта руд, в подчиненном количестве (в тектонических нарушениях) — штуфные руды. Уран в кистораствормой форме	Осадочно-метаморфогенный

Примечание. Геохимический фон урана  $10^{-3}$  %.

Примеры наиболее изученных месторождений с высокими концентрациями урана показывают незначительную транспортировку металла при метаморфизме руд, не выходящую за контуры первоначальных рудных тел. Однако имеются указания на возможное рассеяние урана из ранее созданных рудных концентраций при интенсивном развитии высокотемпературного метасоматоза.

Приведенные данные показывают необходимость всестороннего изучения вопросов метаморфизма и проявлений его в рудных районах, поскольку этот процесс, несомненно, играет существенную роль в геологии и рудообразовании урана. Требуется проведение экспериментальных исследований условий мобилизации рассеянного в осадочных породах урана и его переноса при умеренных температурах и достаточно высоких давлениях, т. е. опытов, моделирующих динамотермальный метаморфизм.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Судовиков Н. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. В кн.: Труды Первого всесоюзного петрографического совещания. М., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 154.
2. Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1959, стр. 80.
3. Семеновко Н. П. Генетическая классификация метаморфических пород и процессов. В кн.: Труды Второго всесоюзного петрографического совещания. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 67.
4. Гернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961, стр. 564.
5. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, стр. 331.
6. Саакян П. С. О рудообразующих флюидах и растворах. В кн.: Международный геологический конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов, проблема 16. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 20.
7. Сауков А. А. Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях. «Тр. ИГЕМ АН СССР», вып. 46, 77 (1960).
8. Бетехтин А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений. «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 4 (1944).
9. Рамдор П. О метаморфизме и вторичной мобилизации. В сб.: Рудные регенерированные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1957, стр. 198.
10. Taupitz K. C. Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten. *Chemie der Erde*, 17, H. 2, 104 (1954).
11. Судовиков Н. Г. Вопросы связи оруденения с гранитами. В кн.: Труды Второго всесоюзного петрографического совещания. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 195.
12. Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», вып. 19, 34 (1961).
13. Белевцев Я. Н. Структурные условия образования рудных месторождений. «Тр. ИГЕМ АН УССР. Серия геол.», вып. 7, 232 (1961).
14. Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. «Тр. Лабор. вулканол. АН СССР», вып. 19, 12 (1961).
15. Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. «Докл. АН СССР», 122, № 2, 267 (1958).
16. Плотников Л. М. О миграции вещества при динамометаморфизме синийских отложений Енисейского кряжа. «Инф. сб. ВСЕГЕИ», № 40, 123 (1960).

17. Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм колчеданных месторождений. В сб.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, стр. 7.
18. Гернер Ф. Д. Эволюция метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1951, стр. 123.
19. Арустамов А. А. О начальном и раннем метаморфизме осадочных пород. «Труды СИГГИМС», вып. 13, 57 (1960).
20. Заварицкий В. А. Метаморфизм зеленокаменных пород, вмещающих колчеданные месторождения им. III Интернационала на Среднем Урале. В сб.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, стр. 19.
21. Гецева Р. В. К характеристике осадочно-метаморфогенного типа уранового оруденения. В сб.: Вопросы геологии урана. М., Атомиздат, 1957, стр. 20.
22. Бетехтин А. Г. О метаморфизованных месторождениях марганца. «Докл. АН СССР». Новая серия», XLVI, № 1, 26 (1945).
23. Домарев В. С. Некоторые геологические особенности метаморфогенных рудных месторождений. «Материалы Всес. геол. ин-та. Новая серия», 1, вып. 8, 7 (1956).
24. Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. М., Изд-во МГУ, 1956, стр. 281.
25. Бетехтин А. Г. Дискуссия по вопросу об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 2 (1954).
26. Вертушков Г. Н. Жилы альпийского типа. «Тр. Свердл. горн. ин-та», XXXVII, 172 (1960).
27. Константинов М. М. Ближайшие задачи в изучении месторождений свинца и цинка осадочного генезиса. «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 2 (1954).
28. Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. «Тр. геол. ин-та АН СССР», вып. 5, 3 (1956).
29. Каледа Г. А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород. «Тр. Моск. геол.-развед. ин-та», XXXIII, 14 (1958).
30. Копелювич А. В. О происхождении свинцово-цинковой минерализации в древних толщах юго-запада Русской платформы. В кн.: Доклады советских геологов на Международном конгрессе по седиментологии. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 91.
31. Глебов С. М. Радиоактивность дикттономовых сланцев. «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 14 (1941).
32. McKelvey V. E., Nelson J. M. Characteristics of marine uranium-bearing sedimentary rocks. Econ. Geol., 45, No. 1, 35 (1950).
33. Мак-Келви В., Эверхарт Д., Гаррелс Р. Происхождение урановых месторождений. В сб.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958, стр. 426.
34. Анкинович С. Г. К вопросу об осадочно-метаморфическом происхождении некоторых свинцово-цинковых месторождений. «Сб. научн. тр. Казахск. горно-металлург. ин-та», № 13 (1956).
35. Краускопф К. Осадочные месторождения редких элементов. В сб.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958, стр. 375.
36. Sullivan C. J. and Matheson R. S. Uranium-copper deposits Rum Jungle, Australia. Econ. Geol., 47, No. 7, 751 (1952).
37. Клеппер М. Р., Уайнт Д. Г. Урановые провинции. В сб.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, стр. 16.
38. Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1956, стр. 157 и 218.
39. Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960, стр. 210, 213, рис. 1.
40. Билибина Т. В., Богданов Ю. В., Ожинский И. С. Об урановом оруденении осадочно-метаморфического типа в докембрийских мраморах и скарноподобных породах. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 83, вып. 4, 369 (1959).



41. Сидоров Г. П., Рафальский Р. П. Гидротермальный синтез уранинита. В сб.: Вопросы геологии урала. М., Атомиздат, 1957, стр. 83.
42. Рафальский Р. П., Власов А. Д., Никольская И. В. О возможности одновременного переноса  $U^{VI}$  и S гидротермальными растворами по экспериментальным данным. (В печати).
43. Богданов Ю. В. Урановая минерализация в колчеданном месторождении. М-во геологии и охраны недр СССР. Бюлл. научно-техн. инф., № 3 (15), 18 (1958).
44. Тугаринов А. И., Змеенкова А. В. Об источнике рудного вещества при эндогенном рудообразовании. «Сов. геология», № 4 (1960).
45. Шадлун Т. Н. Особенности минерального состава структур и текстур руд. В сб.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, стр. 116.
46. Schrócke H. Gefügeanalyse und metamorphe Lagerstätten. N. Jahrb. Miner. No. 5/6, 100 (1953).
47. Шнейдерхен Г. Успехи в познании вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений. В сб.: Рудные регенерированные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1957, стр. 63.
48. Карпенко В. С. Явления метаморфизма урановых руд. В сб.: Вопросы геологии урана. М., Атомиздат, 1957, стр. 5.
49. 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. Africa, **LVIII**, 107 (1955).
50. Ramdohr P. Die «Pronto-Reaktion» N. Jb. für Mineralogie, Monatsh., 217 (1957).
51. Davidson G. J. The present state of the Witwatersrand controversy. Mining. Mag., **102**, No. 2, 84; No. 3, 149; No. 4, 222 (1960).
52. Gevalles G. Metamorphe Mobilisationsvorgänge in der Uranlagerstätte des Preittales (Kottische Alpen) N. Jb. Miner. Abh., **96**, H. 1, 112 (1961).

## ЭВОЛЮЦИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СВИНЦА ГРАНИТОИДОВ В ДОКЕМБРИИ

А. И. ТУГАРИНОВ, Л. К. ГАВРИЛОВА, В. П. БЕДРИНОВ

### Введение

Рядом исследователей (А. Нир [1], А. П. Виноградов, И. К. Задорожный, С. И. Зыков [2], Р. Рассел и Р. Фаркуар [3] и др.) было убедительно показано, что изотопный состав свинца земной коры непрерывно изменяется. Это обусловлено тем, что из четырех известных изотопов свинца — ( $Pb^{204}$ ,  $Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}$  и  $Pb^{208}$ ) количество трех последних в земной коре непрерывно возрастает за счет радиоактивного распада  $U^{238}$ ,  $U^{235}$  и  $Th^{232}$ .

Рассматривая распространенность изотопа  $Pb^{204}$  как некую постоянную величину, поскольку радиоактивных предшественников для этого элемента до сих пор не установлено, можно, исходя из современной распространенности урана, тория и свинца и изотопного состава свинца в земной коре рассчитать изменения отношений изотопов  $Pb^{206}/Pb^{204}$ ,  $Pb^{207}/Pb^{204}$  и  $Pb^{208}/Pb^{204}$  в свинце пород земной коры как функций времени.

Как известно, с подобными теоретическими кривыми изменения изотопных отношений свинца достаточно близко совпадали кривые, полученные эмпирически на основании массовых измерений изотопного состава свинца свинцовых руд, метеоритов и т. д. Это подтвердило геологические предположения о том, что свинец, будучи отделен в ходе рудообразующего процесса от пород или магм, в которых он был распространен в количествах почти таких же, как уран и торий, сохранил изотопные отношения, отвечающие времени рудообразования.

Однако при использовании измерений изотопного состава свинца галенитов рудных залежей либо других рудных минералов, содержащих свинец, для построения подобных эмпирических кривых в системах координат изотопный состав свинца — геологическое время очень часто отмечались явные аномалии. Число их [4] достигало 25% всех изученных образцов. Эти аномалии заключались в том, что свинец руд мог содержать в себе избыточное либо недостаточное количество радиогенных изотопов

по сравнению со средним свинцом земной коры того же возраста. Данное положение объяснялось тем, что при рудообразовании существенное влияние на изотопный состав свинца могли оказывать вмещающие породы, свинец которых мог «разбавлять» рудный свинец, изменяя первоначальный изотопный состав свинца ювенильного раствора. Кроме того, далеко не во всех случаях можно было уверенно говорить о гидротермальном генезисе рудных проявлений.

Изотопный состав свинца галенитов мог во многих случаях определяться второстепенными, весьма неожиданными явлениями и меняться даже в пределах одного кристалла минерала, не говоря уже о месторождении [5, 6].

Поэтому мы считали более целесообразным для выяснения истинной эволюции изотопного состава свинца земной коры и возможных различий этой эволюции для разных континентов исследовать свинец какого-либо минерала самих интрузивов. Крупные массивы интрузивных пород являлись идеальным «смесителем» для свинца при палингенезе и ассимиляции вмещающих пород. При выборе минерала, который мог бы выступить в роли индикатора изотопного состава свинца интрузива, очевидно, следовало руководствоваться следующими соображениями. Соотношение  $Pb/U+Th$  в таком минерале должно быть максимальным, дабы свести к минимуму возможную поправку на прирост в нем радиогенного свинца за счет урана и тория с момента кристаллизации породы. Кроме того, этот минерал должен концентрировать в себе максимальное количество свинца породы.

К подобным минералам, как это было показано Катанзаро и др. [7], можно отнести микроклины и ортоклазы гранитоидов, поскольку в них обычно происходит существенное накопление свинца, намного превышающее содержание урана и тория. В отличие от галенитов возраст полевых шпатов может быть хорошо измерен по А/К-методу; возраст интрузии может быть также хорошо измерен по аксессуарным минералам урано-ториево-свинцовым методом. Таким образом, вопрос о соответствии определенного изотопного состава свинца геологическому возрасту породы решается с гораздо большей достоверностью, чем для галенита.

Исходя из этих соображений, мы предприняли попытку дать картину эволюции изотопного состава свинца для трех докембрийских континентов, основываясь на изучении изотопного состава свинца хорошо датированных крупных интрузий либо широко распространенных пегматитов [8—10].

В каждом докембрийском щите (Украинском, Балтийском, Алданском) из разновременных интрузий, абсолютный возраст которых был определен с точностью, не вызывающей сомнений, отбиралось по 2—3 г калиевого полевого шпата. Свинец выделялся дитизионовым методом; содержание его определялось с помощью калориметрического анализа. Содержание урана измерялось

люминесцентным методом. Определение тория производилось калориметрически с арсеназо III (Саввин С. Б. и др.). Масс-спектральные анализы свинца производились на двухлучевом масс-спектрометре МИ-1305. Свинец вводился в ионный источник в виде нитрата с циркониево-силикатным эмиттером.

Измерения каждых трех образцов сопровождалась контрольными измерениями эталонов ГЕОХИ (№ 1 и 2), позволяющими систематически проверять работу масс-спектрометра и соответствие полученных результатов анализам, произведенным в других лабораториях Советского Союза.

### Обсуждение результатов

Полученные результаты могут быть разбиты на две группы. Первая группа дает сравнительную характеристику эволюции изотопного состава свинца континентов, вторая — представление о вариациях изотопного состава свинца пород на примере центральной Украины. По изотопным составам свинца проб трех докембрийских щитов, данные о которых приведены в табл. 1, построен график в системе координат геологический возраст — изотопные отношения в свинце К-шпатов:  $Pb^{206}/Pb^{204}$ ,  $Pb^{207}/Pb^{204}$ ,  $Pb^{208}/Pb^{204}$  (рис. 1).

Поскольку для всех приведенных в табл. 1 проб, помимо измерения изотопного состава свинца, были выполнены количественные определения свинца, урана и тория, можно было вычислить изотопный состав свинца в момент кристаллизации минерала, внося поправку на долю радиогенных изотопов, накопившихся в месте нахождения за счет радиоактивного распада присутствующих в них урана и тория. Именно эти данные вычисленного изотопного состава свинца, отвечающего времени магматизма, и показаны на графике (см. рис. 1).

Наиболее бросающейся в глаза особенностью кривых на рис. 1 является различие в изменении изотопного состава свинца в интрузиях идентичного возраста различных континентов, особенно заметное в позднейшие эпохи магматизма. И наоборот, изотопный состав свинца древнейших гранитоидов и мигматитов Украинского и Балтийского щитов (район р. Вороньей на Кольском п-ве, Приднепровье Украины), возраст которых оценивается от 3200 до 2800 млн. лет, отличается не только удивительным сходством, но и строгим совпадением его со средним изотопным составом земной коры соответствующих эпох [11]. Как видно из графика диаграммы, значение их изотопных составов свинца строго ложится на кривые эволюции изотопного состава свинца земной коры в целом [11].

Два миллиарда лет назад наступило серьезное изменение в характере изотопного состава свинца интрузий всех трех докембрийских щитов. К сожалению, из-за того, что в Алданском щите до сих пор не выявлены интрузии, достоверно относящиеся к роде-

Изотопный состав свинца и содержание свинца, урана и тория  
в К-полевых шпатах изверженных пород докембрийских континентов

№ образца	Место взятия пробы и характеристика породы	Содержание, 10 <sup>-4</sup> %			Pb- U+Th	Абсолютный возраст породы, млн. лет, и метод его измерения	Изотопный состав свинца				Т, млн. лет назад
		Pb	U	Th			Pb <sup>206</sup> Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>207</sup> Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>208</sup> Pb <sup>204</sup>	Σ	
У 1443/11	С. Ямбург. Среднее Приднепровье, Гранодиорит	12,2	0,25	0,95	10,1	По ортиту 3200	13,62	14,55	32,98	0	1000
У 2568/1	Карьер Сааро. Северное Криворожье. Мигматит	37,4	0,8	2,2	12,5	По циркону и ортиту 2850	13,40	14,50	32,75	—	2000
У 2544/1	Д. Спасово, бассейн р. Ингульца. Мигматит	38,3	0,88	1,6	15,5	по монашиту	13,26	14,46	32,61	—	2600
У 1063/1	г. Сабаров, Чарнокит	28,0	0,19	2,5	10,4	1200 по монашиту	13,00	14,46	32,40	—	3200
У 1052/5	г. Кировоград. Порфиридный гранит	50,2	0,95	2,9	13,00	2000 по монашиту	14,5	14,7	34,4	64,6	0
							14,5	—	—	—	1000
							—	—	—	—	2000
							13,9	14,6	34,0	—	2600
							16,39	15,23	35,03	67,65	0
							16,17	15,23	34,90	—	1000
							15,91	15,17	34,77	—	2000
							15,73	15,12	34,69	—	2600
							16,15	15,30	36,80	69,25	0
							16,08	15,30	36,59	—	1000
							16,00	15,28	36,23	—	2000
							15,97	15,27	36,05	—	2600
							16,15	15,30	35,00	67,45	0
							15,97	15,29	34,83	—	1000
							15,75	15,25	34,64	—	2000
							15,61	15,21	34,52	—	2600

## А. Украинский щит



Продолжение табл. 1

№ образца	Место взятия пробы и характеристика породы	Содержание, $10^{-4}$ %				$\frac{Pb}{U+Th}$	Абсолютный возраст породы, млн. лет и метод его измерения	Изотопный состав свинца				T, млн лет назад
		Pb	U	Th	Pb			Pb <sup>206</sup> Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>207</sup> Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>208</sup> Pb <sup>204</sup>	Σ	
У 1055/1	г. Шлола. Прудянский карьер. Гранит-рапакиви	39,0	0,83	1,25	18,75	1750 по циркону	16,40	15,35	35,50	68,25	0	
У 3208	Криворожье. Пегматит из верхней свиты криворожской серии	27,6	2,7	1,6	6,42	1700 по слюде	16,19	15,34	35,40	—	1000	
У 1385	Криворожье. Пегматит из куммингтонитовых сланцев средней свиты криворожской серии	47,3	0,45	1,6	23,07	1700 по слюде	15,95	15,30	35,30	—	2000	
У 1212/5	Криворожье. Пегматит из куммингтонитовых сланцев средней свиты криворожской серии	125,2	4,1	0,85	25,3	1600 по микроклину	15,78	15,16	35,23	76,3	2600	
							22,70	16,7	35,90	—	0	
							21,63	16,67	35,70	—	1000	
							20,37	16,42	35,49	—	2000	
							19,53	16,16	35,36	—	2000	
							17,60	15,60	34,90	69,1	2600	
							17,51	15,60	34,79	—	1000	
							17,40	15,58	34,49	—	2000	
							17,32	15,55	34,36	—	2600	
							18,52	15,78	34,91	70,21	0	
							18,19	15,78	34,89	—	1000	
							17,80	15,69	34,87	—	2000	
							17,55	15,61	34,85	—	2600	
Балт.	Р. Ворожья. Кольский п-в. Микроклиновый гранит II группы	30,00	0,08	1,15	24,2	2800 по циркону и по слюде	13,73	14,6	38,80	63,13	0	
Балт. 1358/9	с. Улялеги. Ц. Карелия. Перматиты, прорывающие кристаллические породы суперкристалльного основания Карелии	4,5	0,31	1,3	2,8	2500 по слюде пегматитов	13,70	14,60	33,69	—	1000	
							13,67	14,59	33,58	—	2000	
							13,65	14,59	33,50	—	2600	
							16,60	14,80	33,50	65,9	0	
							15,95	14,78	32,65	—	1000	
							15,18	14,63	31,74	—	2000	
							14,67	14,47	31,18	—	2600	
							—	—	—	—	3200	

Б. Балтийский щит

Балт. 1376/2	Питкяранта. Ю.-З. Карелия. Гранито-гнейсы	71,3	0,27	0,85	63,6	2600 по монашиту 1800 по слюде	14,45 14,42 14,37 14,35	15,15 15,15 15,14 15,13	33,60 33,57 33,53 33,51	63,2 — — —	0 1000 2000 2600
Балт. 1375/2	Питкяранта. Ю.З. Карелия, Пегматиты, прорывающие породы ладожской формации	88,0	0,31	1,05	64,7	1900 по монашиту 1800 по слюде	14,60 14,57 14,53 14,50	15,10 15,10 15,09 15,08	34,50 34,47 34,43 34,41	65,2 — — —	0 1000 2000 2600
Балт. 23	Беломорье. Пегматит Чулинского р-на	77,1	0,02	1,0	75,6	1900 по монашиту, ураниниту и т. д.	15,00 14,99 14,9	14,9 14,9 14,9	34,50 34,50 34,43 34,40	64,4 — — —	0 1000 2000 2600
Балт. 1370	Таш-озеро. Ю. Карелия. Гранит-рапакиви	92,5	0,26	1,5	52,5	1900 по слюде 1600 по циркону	14,77 14,74 14,71	14,85 14,85 14,85	34,00 33,95 33,90	64,62 — —	0 1000 2000 2600

В. А л д а н с к и й щ и т

Вит. 147	Становой хребет. Пегматит Центрального участка	30,4	0,07	1,43	20,26	1900 по монашиту, циркону	14,85 14,85 14,8	15,05 15,05 15,05	34,30 34,16 34,02	65,20 — —	0 1000 2000 2600
Вит. 141	Пегматит Кудуликанской свиты	34,7	0,17	1,65	19,07	1900 по слюде	14,79 14,9 14,85	15,04 14,9 14,9	33,93 34,20 34,06	65,00 — —	0 1000 2000 2600
Вит. 149	Джудгур. Полевошпатовый прожилок в анортозитах	26,0	0,27	1,2	17,6	1000 (грубо) по свинцу	14,80 14,77 16,15	14,89 14,88 15,10	33,91 33,82 35,00	67,25 — —	0 1000 2000 2600
							16,05	15,10	34,86	—	1000
							15,93	15,07	34,71	—	2000
							15,85	15,05	34,62	—	2600

зийской эпохе магматизма (2,8—3,0 млрд. лет назад), в нашей схеме кривая эволюции свинца Алданского щита начинается с 2 млрд. лет. Эта так называемая беломорская эпоха магматизма, характеризующаяся для Балтийского щита микроклинами пегматов Беломорья, Питкяранты, а для Алданского щита — интрузи-

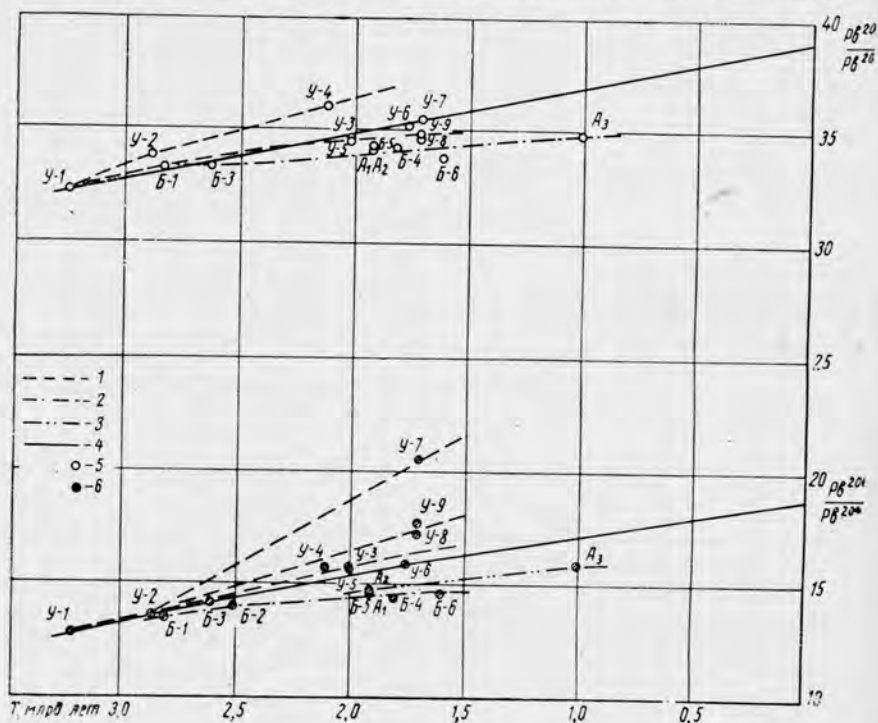


Рис. 1. Кривые эволюции изотопного состава свинца трех докембрийских щитов: (1 — Украинского, 2 — Балтийского и 3 — Алданского) и 4 — земной коры и значения  $Pb^{208}/Pb^{204}$  (5) и  $Pb^{206}/Pb^{204}$  (6) для отдельных проб. Цифры на кривых — номера проб, приведенные в табл. 1.

зиями и пегматитами Станового хребта, отличается явным снижением доли радиогенных изотопов свинца по сравнению с эволюционной кривой в целом для земной коры. Вместе с тем, именно в эту эпоху на Украине происходит становление крупных интрузий кировоград — житомирского типа, которые охватывают огромную область от Кировограда до Винницы и характеризуются весьма постоянным изотопным составом свинца, явно отличающимся более высоким содержанием радиогенных изотопов, чем свинец земной коры той же эпохи.

Исключение представляют только граниты рапаквиви платформенного типа, несколько более юные по возрасту (1750 млн. лет), характеризующиеся свинцом с более низким содержанием радио-

генных изотопов по сравнению со свинцом из кировоградских гранитов. Представляя собой один из членов сложного ряда дифференциатов от основных пород до кислых, по-видимому, достаточно глубинного происхождения, рапакива испытали заметно меньшее влияние вмещающего комплекса метаморфических пород, чем кировоградские гранитоиды, среди которых довольно часто обнаруживаются крупные ксенолиты гнейсов с одинаково ориентированной слоистостью, указывающей на возможность их метасоматического происхождения. Формирование этих интрузий, предшествующих рапакиви, происходило в глубоко погруженных геосинклинальных зонах, т. е. в обстановке, благоприятной для гранитизации осадочных толщ. Видимо, это различие в структурных ярусах заложения обоих типов интрузий и преимущественное влияние более молодых осадков геосинклинальных зон на кировоградские гранитоиды предопределило отмеченный сдвиг в изотопном составе свинца тех и других интрузий. Внезапное уменьшение доли радиогенного свинца отмечается и в свинце балтийских рапакиви, что, вероятно, указывает на аналогичные условия образования.

Свинец более юных магматических тел Алданского и Балтийского щитов также отличается дефицитом радиогенных изотопов, как бы подчеркивая этим основную причину подобного эффекта: более низкое, чем на Украине, содержание урана и тория в осадочно-метаморфических толщах этих регионов.

На Украине, в отличие от Балтийского и Алданского щитов, отмечаются в отдельных случаях явно аномальные значения отношений  $Pb^{208}/Pb^{204}$  в микроклинах монацитоносных интрузий Сабарова и  $Pb^{206}/Pb^{204}$  и  $Pb^{207}/Pb^{204}$  в полевых шпатах интрузий и пегматитов, прорывающих железо-рудно-сланцевые толщи Криворожья. На последнем эффекте мы остановимся несколько позже.

Несмотря на ограниченность материала, которым мы в данный момент располагаем, можно утверждать, что в геохимическом развитии каждого из докембрийских континентов, независимо от общности повторяющихся и идентичных по времени и интенсивности эпох магматизма, отмечаются свои специфические индивидуальные черты. Это выражается, в частности, в неравномерной распространенности радиоактивных элементов, что находит свое отражение в вариациях изотопного состава свинца пород.

Вторая часть нашей работы была посвящена более подробному выяснению механизма самой интрузивной деятельности и связанной с ней эволюции изотопного состава свинца. С этой целью нами были предприняты исследования полевых шпатов интрузивных пород в районе стыка древнего кристаллического ядра Украинского щита и кировоградской геосинклинали.

Было выполнено 18 масс-спектральных анализов свинца, выделенных из калиевых шпатов гранитоидов, мигматитов и пегматитов и кварц-полевошпатовых жил. В девяти пробах (см. табл. 1) были сделаны также определения содержаний свинца, урана

и тория. Места взятия проб нанесены на схематическую геологическую карту района (рис. 2). Все 18 проб показаны на графике (рис. 3), построенном по методу Гейсса [12].

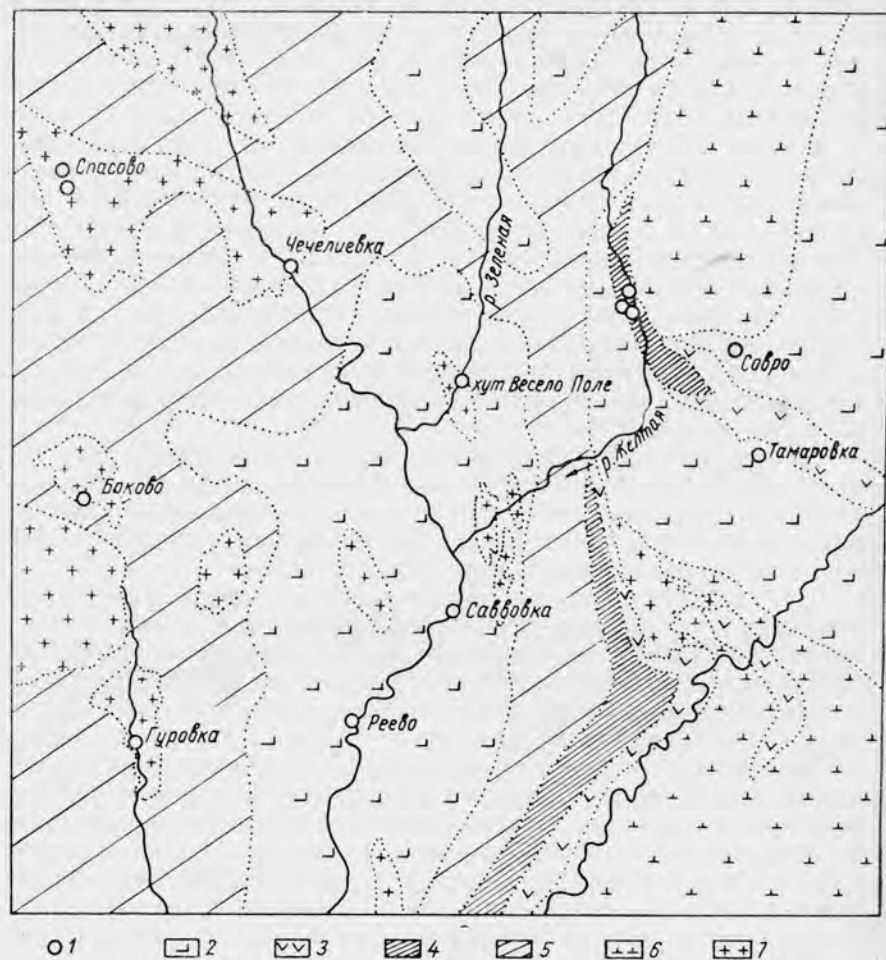


Рис. 2. Схематическая карта центральной Украины с местами взятия проб гранитондов и мигматитов:

1 — место взятия проб; 2 — докриворожские гнейсы и мигматиты; 3 — зеленокаменные породы подстилающей свиты криворожской серии  $K_0$ ; 4 — сланцы, железистые кварциты криворожской серии  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ ; 5 — гнейсы проблематичной четвертой свиты криворожской серии; 6 — плагиограниты; 7 — токовские, боковянские и другие послекриворожские граниты.

Этот график позволяет в какой-то степени устранить влияние неточности измерения  $Pb^{204}$ .

На графике (см. рис. 3) нанесены кривые эволюции изотопного состава свинца в зависимости от изотопного состава первичного



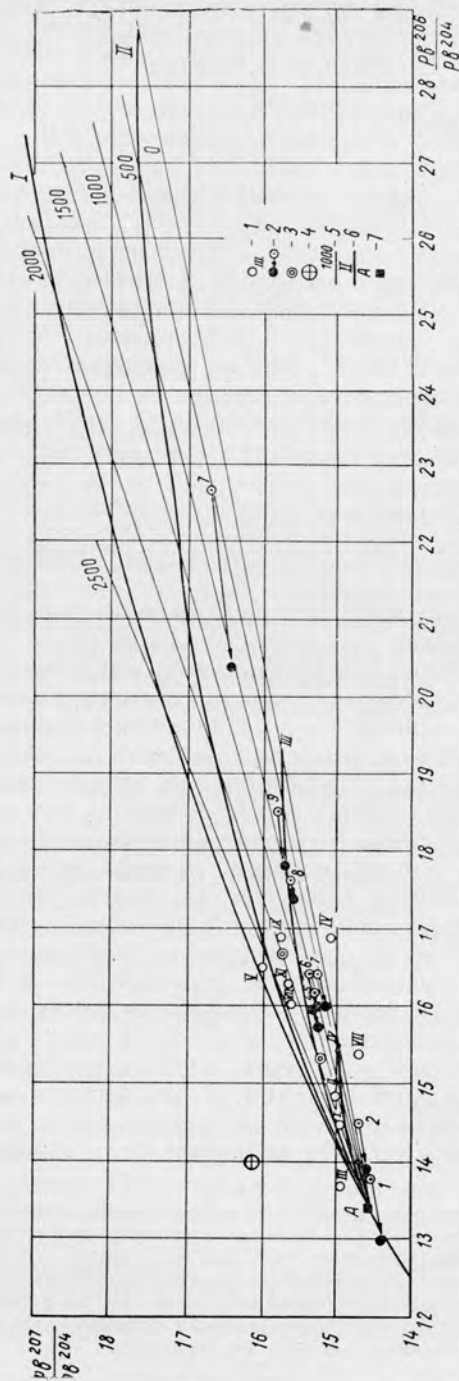


Рис. 3. Кривые эволюции изотопного состава свинца гранитоидов, мигматитов и пегматитов центральной Украины:

1 — современный изотопный состав свинца К-шпата (пробы из табл. 2); 2 — изотопный состав свинца К-шпата — современный и в момент его кристаллизации, т. е. с поправкой на радиогенный свинец, образовавшийся за счет урана и тория минерала в течение его геологической жизни (пробы из табл. 1); 3 — изотопный состав свинца галенитов; 4 — погрешности единичного измерения изотопного состава свинца пробы в масштабе чертежа; 5 — изохроны; 6 — кривые эволюции изотопного состава свинца пород с различными соотношениями урана к свинцу; I — 1,6; II) 0,8; III) 0,3; IV) 0,1; 7 — начало предполагаемой дифференциации горных пород центральной Украины (гранитизация древнего фундамента, начало седиментации криворожской серии?).

свинца дифференцированной породы и соотношения урана, тория и свинца в различных продуктах дифференциации. Расчет подобных кривых велся по следующим формулам:

$$Pb_t^{206}/Pb^{204} = Pb_0^{206}/Pb^{204} + \frac{0,86U_0^{238}}{Pb_0} \left( Pb - \frac{e^{\lambda_1 t}}{e^{\lambda_1 t_0}} \right);$$

$$Pb_t^{207}/Pb^{204} = Pb_0^{207}/Pb^{204} + \frac{0,0064U_0^{238} \Sigma}{Pb_0} \left( 1 - \frac{e^{\lambda_2 t}}{e^{\lambda_2 t_0}} \right) \frac{e^{\lambda_2 t_0}}{e^{\lambda_2 t_0}};$$

$$Pb_t^{208}/Pb^{204} = Pb_0^{208}/Pb^{204} + \frac{0,9Th_0 \Sigma}{Pb_0} \left( 1 - \frac{e^{\lambda_3 t}}{e^{\lambda_3 t_0}} \right),$$

где  $Pb_t^{206}/Pb^{204}$ ,  $Pb_t^{207}/Pb^{204}$ ,  $Pb_t^{208}/Pb^{204}$  — изотопные соотношения в свинце породы-дифференциата в момент  $t$ ;

$Pb_0^{206}/Pb^{204}$ ;  $Pb_0^{207}/Pb^{204}$ ;  $Pb_0^{208}/Pb^{204}$  — изотопные соотношения в первичном свинце породы, претерпевшей дифференциацию;

$U_0$ ,  $Th_0$ ,  $Pb_0$  — распространенность урана, тория и свинца в исходной породе претерпевшей дифференциацию;

$$\Sigma = 1 + Pb_0^{206}/Pb^{204} + Pb_0^{207}/Pb^{204} + Pb_0^{208}/Pb^{204};$$

$t$  — момент времени, млн. лет, для которого рассчитывается изотопный состав свинца;

$t_0$  — начальный момент дифференциации, млн. лет.

Свинцы различных дифференциалов в идентичные моменты времени, соответственно, отличались и различными изотопными соотношениями, занимая определенное положение на соответствующих кривых эволюции свинца. Прямые линии соединяющие точку начала дифференциации<sup>1</sup> пород с соответствующим ему первичным свинцом, и точки на кривых эволюции свинцов-дифференциатов, отвечающие одним и тем же моментам времени, носят название изохрон. Подобный график позволяет не только устанавливать синхронность образования свинцов обыкновенного и аномального изотопного составов, но и приблизительно оценивать условия их возникновения: уран-свинцовые соотношения в породах, в которых они возникли, и время образования самих этих пород (момент исходной дифференциации).

Попытаемся, применяя этот метод, оценить полученные нами результаты для центральной Украины. Будем исходить из следующих предпосылок, основанных на предшествующих возрастных исследованиях [8, 13] и выводах из первой части данной работы.

<sup>1</sup> Под дифференциацией нами понимается любое разделение вещества исходной породы как в результате ее расплавления и последующей гравитационной и кристаллизационной дифференциации, так и при более комплексных геологических процессах — денудации, эрозии и формировании различных по своему составу осадков с варьирующими соотношениями U/Th и Th/Pb. В рассматриваемом нами случае сам механизм подобной дифференциации на полученных в результате вариациях изотопных соотношений свинца не отразится.

1. Формирование древнего кристаллического фундамента Украинского щита в районе Приднепровья, хранящего следы древних интрузий и мигматитов возрастом около 3200 млн. лет (Ямбург), завершилось 2850 млн. лет назад интенсивной мигматизацией гнейсов. Подобные мигматиты обнаруживаются как по правобережью, так и левобережью Днепра и особенно подробно датированы в бассейне рек Ингульца и Саксагани [13].

2. Образование криворожской толщи (базальных конгломератов и аркозов  $K_1$ , ибо время образования основных пород  $K_0$  нам пока неизвестно) началось 2600 млн. лет назад [14]. Поскольку формирование криворожской толщи и мощных толщ осадков кировоградской геосинклинали к западу от Криворожья, протекавшее в интервале времени 2600—1900 млн. лет, сопровождалось, по-видимому, размывом древнего кристаллического фундамента, главным образом к востоку от Криворожья, то состав самих толщ и характерное для них в целом соотношение  $Pb/U$ , вероятно, определялось материалом, поступающим при разрушении фундамента.

Если так, то начальным этапом дифференциации вещества украинских древних комплексов следует считать древнюю магматизацию фундамента (2850—3200 млн. лет), приведшую к пестрому распределению свинца, урана и тория в древнем субстрате. С другой стороны, этот процесс дифференциации вещества достиг своего максимального размаха при накоплении осадков криворожской серии и ее аналогов. Он выразился в формировании отдельных свит и горизонтов с резко варьирующими отношениями  $Pb/U + Th$  и не менее варьирующими абсолютными содержаниями этих элементов.

Таким образом, в качестве начального этапа дифференциации можно принять либо эпоху 2850 млн. лет назад (образование древних мигматитов), либо 2600 млн. лет назад (начало седиментации криворожской серии). Мы выполнили расчет модели эволюции свинца, приняв за начало дифференциации 3000 млн. лет — эпоху, которой, судя по средним данным образцов 1 и 2, достаточно точно отвечал изотопный состав свинца, характерный для нормальной кривой эволюции свинца земной коры ( $Pb^{206}/Pb^{204} : Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{208}/Pb^{204} = 13,39 : 14,54 : 32,83$ ).

Исходя из содержаний свинца в полевых шпатах мигматитов Ямбура и Савро  $1 \cdot 10^{-3}$  и  $4 \cdot 10^{-3}\%$ , мы приняли для исходных пород 3 млрд. лет назад среднее содержание свинца  $1 \cdot 10^{-3}\%$ . Для расчета кривых I, II, III, IV принятое нами содержание урана варьировало от  $1,6 \cdot 10^{-3}$  до  $1 \cdot 10^{-4}\%$ , отвечающее как наиболее низким, так и повышенным содержаниям урана в криворожской толще. Иначе говоря, отношение  $U_0/Pb_0$  для четырех рассчитанных кривых эволюции соответственно составляло: I) 1,6; II) 0,8; III) 0,3 и IV) 0,1.

Распределение точек на построенной таким способом диаграмме (см. рис. 3) всех проведенных нами анализов оказалось весьма характерным.

Вокруг точки А — принятого нами момента начала дифференциации располагаются точки анализов образцов 1 и 2 табл. 1 и к ней же тяготеют точки образцов 2, 3 в табл. 2. Для трех последних образцов поправки на прирост радиогенного свинца не рассчитаны, и поэтому они, естественно, смещены несколько вправо. Все эти пять образцов представляют собой полевые шпаты мигматитов из бассейна рек Саксагани и Ингульца (за исключением Ямбурга) с заведомо древним возрастом — 2850 млн. лет.

Таблица 2

**Изотопный состав свинца полевых шпатов гранитоидов, мигматитов и пегматитов района Криворожья (центральная Украина)**

№ образца	Место взятия пробы и характеристика породы	Абсол. возраст породы, млн. лет	Изотопный состав свинца		
			$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$
1. 3508/5	д. Саввовка, правый берег р. Ингульца, мигматиты . . . . .	2850	14,5	14,95	34,5
2. 3507/3	д. Реево, правый берег р. Ингульца, мигматиты . . . . .	2850	14,85	15,1	34,1
3. 2567/3	с. Тамаровка, правый берег, р. Саксагани, мигматиты порфири-видных гранитов . . .	2850	13,65	14,85	33,1
4. 810	Чечелиевка, левый берег р. Ингульца, пегматиты . . . . .	1800	16,9	15,1	38,2
5. 2543/1	с. Спасово, правый берег р. Ингульца, полевошпато-кварцевые жилы в мигматитах . . .	1700	16,5	16,0	36,3
6. 2547/1	д. Братолюбовка, правый берег р. Ингульца, чарнокиты . . . . .	1900	16,3	15,6	35,6
7. 2549/1	д. Боково, правый берег р. Ингульца, порфири-видные граниты . . .	1900	16,05	15,6	35,5
8. 809	д. Гуровка, правый берег р. Ингульца, мелкозернистый гибридный К-полевошпатовый гранит . . . . .	1900	15,4	14,7	33,4
9. 2509/6	хут. Веселое поле, левый берег р. Ингульца, кварц-полевошпатовые жилы, секущие мигматиты . . . . .	1700?	16,9	15,75	35,3

Вторая группа точек (образцы № 3—6 в табл. 1) характеризует крупные массивы кировоградских, чудново-бердичевских и других гранитоидов с возрастом, варьирующим от 2000 до 1700 млн. лет. Эта группа точек довольно кучно легла на изохрону 1500 млн. лет. Принимая во внимание большую близость изохрон между собой и фактическую точность измерения изотопного состава свинца, следует лишь удивляться полученному близкому совпадению истинного возраста интрузий с соответствующими изохронами, а главное — сходству изотопного состава свинца интрузий, отделенных друг от друга многими сотнями километров. Последнее обстоятельство подчеркивает ранее сделанный вывод об усреднении свинца в больших однородных интрузиях одного возраста.

Третья группа образцов представляет собой К-полевошпатовые жилы и чарнокиты в древних гнейсах (1900—1700 млн. лет), но, судя по положению точек изотопного состава свинца на диаграмме (см. рис. 3), представленные унаследованным древним свинцом. К сожалению, мы не можем сделать поправки на прирост радиогенного свинца за время существования этих пород. Подобные поправки должны были бы сместить точки влево, приблизив их к первой группе образцов, и тем самым подтвердить наше предположение.

По тем же причинам пока трудно объяснить положение образцов № 4 и 8 (Гуровка и Чечелиевка). Наряду со следами явной контаминации эти интрузии отличаются высокой монацитонностью, заставляющей подозревать значительный размер поправки на радиогенный свинец за счет радиоактивных элементов, присутствующих в самих минералах.

Наиболее интересны последние три образца табл. 1, представляющие четвертую группу интрузий и пегматитов, отличающихся от всех предыдущих тем, что они прорывают криворожскую серию, залегания непосредственно в железорудно-сланцевых породах верхней и средней свит криворожской толщи.

Все три образца отличаются явно аномальным изотопным составом свинца как в настоящий момент, так и в период их кристаллизации (определенного с учетом поправки на прирост радиогенного свинца в течение жизни минерала). Несмотря на то, что изотопный состав свинца всех трех образцов весьма различен, отвечающие ему точки на графике (см. рис. 3) ложатся на одну изохрону, проходящую также через свинец кировоградских интрузий. Хотя абсолютный возраст образцов, равный по данным К/А-метода 1700 млн. лет, недостаточно точно совпадает с изохроной (1000—1500 млн. лет); совмещение всех точек на одной прямой — изохроне весьма знаменательно. Эта последняя группа образцов показывает, как и группа свинцов из кировоградских и родственных им гранитов, что принятое нами время начала дифференциации пород в 3000 млн. лет, вероятно, фактически несколько меньше, т. е. если принять второй, ранее обсуждавшийся нами вариант о начале дифференциации вещества пород при



седиментации пород криворожской серии (около 2600 млн. лет), то весь веер изохрон оказался бы повернутым вправо вниз и совпадение значений возраста гранитоидов с соответствующими изохронами оказалось бы более четким.

Возвращаясь к рассматриваемой группе образцов гранитоидов прорывающих криворожскую толщу, следует отметить, что два из них (№ 8 и 9 из мигматитов, развивающихся по железорудным породам  $K_2$ ), отличаются заметно более слабой аномалией по изотопному составу свинца, чем образец 7, из пегматитов, рвущих сланцы  $K_3$ . Наблюдается как бы явная зависимость между геохимическим обликом интрузии и ее положением в определенном структурном этаже. Из этих данных можно сделать важный вывод о том, что если крупные гранитные тела типа кировоградских, даже будучи частично метасоматического происхождения, характеризуются исключительно однородным изотопным составом свинца, указывающим на хорошую гомогенизацию вещества интрузии, то состав небольших интрузивных проявлений, в особенности пегматитов, в данном случае секущих криворожскую толщу, несмотря на синхронность с кировоградскими гранитами, зависит в первую очередь от состава вмещающих пород.

По существу, в таких удаленных интрузивных телах влияние основного магматического очага, видимо, было столь невелико, что определяющим фактором, например, в подчеркнуто аномальном составе свинца пегматитов образца № 7, выступало относительно более высокое отношение урана к свинцу в сланцах  $K_3$ , чем в железорудно-амфиболовых сланцах  $K_2$ !

И, наконец, следует отметить изотопные составы свинца галенитов двух типов, обнаруженных в пределах криворожской толщи [15]. Они лежат на одной изохроне — 2000 млн. лет, но явно не имеют ничего общего со свинцами одновозрастных интрузий, распространенных в том же районе. Эти факты говорят о том, что представления о происхождении рудной минерализации из охлаждающегося магматического очага в данном районе, по-видимому, не находят убедительных подтверждений.

### Выводы

1. Изучение изотопного состава свинца калиевых полевых шпатов хорошо датированных интрузий трех докембрийских щитов (Балтийского, Украинского и Алданского) указывает на отсутствие существенных различий в изотопном составе свинца пород древних ядер континентов (3200—2800 млн. лет назад).

2. Дальнейшая история докембрийских щитов характеризуется нарастающей дифференциацией вещества земной коры, приводящей, в частности, к неравномерному распределению урана, тория и свинца, главным образом в результате процессов выветривания и осадконакопления. Прерывающие их эпохи магматизма приводят к локальному усреднению вещества. Эти процессы хорошо

## ЭФФЕКТ РАЗДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПОВ УРАНА В ПРИРОДЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

К. Е. ИВАНОВ, Р. Г. КУДРЯШОВА

В последние годы опубликовано большое количество работ [1—7], в которых указывается на непостоянство отношения  $U^{234}/U^{238}$  в природных условиях. Установлено, например, что концентрация  $U^{234}$  в водах нередко в несколько раз превышает величину, отвечающую равновесию с растворенным  $U^{238}$ . Значительные отклонения от равновесия найдены также для некоторых минералов.

Анализ полученных данных показывает, что разделение изотопов урана обусловлено относительно большей подвижностью атомов  $U^{234}$ . По существующим представлениям [1, 8] это явление объясняется тем, что атомы  $U^{234}$  в результате радиоактивной отдачи выходят из кристаллической решетки минералов и поэтому могут мигрировать независимо от атомов  $U^{238}$ , находящихся в узлах решетки.

В первых работах основное внимание уделялось выявлению общих геохимических закономерностей поведения изотопов урана, а также экспериментальному изучению факторов, влияющих на степень их разделения. Стремление охватить как можно большее количество разнотипных природных объектов и некоторая общность изотопных исследований в отдельных случаях приводили к недооценке важности геологически осмысленного отбора анализируемых проб. Тем не менее в этих работах наметились определенные возможности использования эффекта разделения изотопов урана в практических целях.

Одна из таких возможностей обусловлена различиями в изотопном составе урана природных вод, связанных с урановыми месторождениями и породами с нормальным содержанием радиоактивных элементов. Н. Г. Сыромятников [6] выделяет две группы месторождений, характеризующихся специфическими особенностями миграции  $U^{234}$  и  $U^{238}$ . Водные ореолы рассеяния жильных месторождений отличаются пониженными (часто равновесными)

значениями отношения  $U^{234}/U^{238}$  по сравнению с водами вмещающих пород. В водах, дренирующих рудные тела метасоматического происхождения, напротив, наблюдаются более высокие значения отношения  $U^{234}/U^{238}$ , чем в водах пород. Несмотря на известную схематичность теоретического истолкования упомянутых явлений, полученные результаты позволяют надеяться на перспективность использования изотопного метода при поисках урановых руд по водным ореолам рассеяния. Другое направление, развиваемое В. В. Чердынцевым с сотрудниками [1, 9], связано с использованием эффекта разделения изотопов урана для определения возраста молодых природных образований.

Авторы настоящей статьи на основании собранных ими материалов попытались оценить возможность использования определений изотопного состава урана при изучении условий формирования инфильтрационных урановых месторождений. В статье также приводятся новые данные по изотопному составу урана вод гидротермальных месторождений.

### **Изотопный состав урана молодых инфильтрационных месторождений**

В настоящее время большинство исследователей приходит к заключению, что урановые месторождения, приуроченные к горизонтам песчаников и других водопроницаемых пород, являются эпигенетическими. В ряде случаев получены бесспорные доказательства активного участия подземных вод в рудообразовательном процессе. Однако для многих месторождений вопрос об источниках оруденения до сих пор остается предметом дискуссии.

Согласно существующим представлениям [10, 11], инфильтрационное месторождение может сформироваться как в результате мобилизации рассеянного урана тех же пород, к которым оно приурочено, так и вследствие привноса урана из других пород, иногда расположенных на значительном расстоянии от месторождения. Многие исследователи рассматривают в качестве возможных источников урана изверженные и пирокластические породы. Так, например, образование рудных залежей в третичных отложениях района Гэс-Хиле (шт. Вайоминг, США) связывается с выщелачиванием урана из докембрийских гранитов и переносом его по палеоруслу [12]. Пространственная связь месторождений инфильтрационного типа с интрузиями гранитов устанавливается и для других районов. Урановое оруденение часто локализуется в обломочных породах на коре выветривания гранитов или в пластах осадочных пород, выполняющих межгорные впадины, в отложениях древних речных террас и т. д. Существует точка зрения [13, 14], что рудные залежи Плато Колорадо и прилегающих районов, связанные с песчаниками и лигнитами, сформировались за счет урана, выщелоченного из туфогенных отложений, участвующих в составе продуктивных свит. Однако, как

указывает Д. Л. Эверхарт [15], эта и другие подобные теории нуждаются в дальнейшей проверке. По его мнению, необходимо детальное геохимическое «прослеживание» урана, включающее в себя изучение распределения и химической формы его в породах, химизма подземных вод и их растворяющей способности, а также исследование гидрогеологических условий, в которых происходила миграция урана. Несомненно, что разработка новых методов исследования, способных повысить эффективность такого «прослеживания», может иметь важное значение.

В настоящее время следует считать доказанным, что относительное обогащение природных вод в процессе их взаимодействия с горными породами изотопом  $U^{234}$  является закономерностью. По данным Н. Г. Сыромятникова [6] и других исследователей [1, 5], отношение  $U^{234}/U^{238}$  для вод изверженных пород обычно равно 2,5—4,0 (в том числе для вод гранитов 3,0—3,5), при максимальных колебаниях — от 2,0 до 5,5<sup>1</sup>. Для вод осадочных и метаморфических пород величина этого отношения колеблется от 1,5 до 2,5 и наиболее часто в интервале 1,6—2,0. Сейчас еще трудно объяснить все особенности изменения изотопного состава урана при выщелачивании из пород. Разработка теории этого явления тесно связана с изучением закономерностей распределения и форм нахождения урана в породах. Тем не менее, опираясь на эмпирические данные, которые непрерывно пополняются, и рассматривая их в связи с процессами рудообразования, можно высказать следующие предположения:

1. Рудные тела, образовавшиеся в результате концентрации урана, выщелоченного подземными водами из горных пород, должны быть относительно обогащены изотопом  $U^{234}$ . При этом рудные тела одинакового возраста, но генетически связанные с различными комплексами пород могут отличаться по изотопному составу урана.

2. Изотопный анализ урана рудных тел и вод района в сочетании с другими геолого-геохимическими исследованиями может быть использован для выявления источников урана.

Период полураспада  $U^{234}$  равен примерно 250 тыс. лет. Это означает, что в настоящее время могут быть зафиксированы изменения изотопного состава урана в рудных телах, происшедшие не более 1,5 млн. лет назад. Следовательно, метод может быть использован при изучении месторождений, сформировавшихся в течение четвертичного периода. Однако не исключена возможность, что эффект будет получен и на месторождениях, формирование которых, начавшееся в прошлые геологические эпохи, продолжалось в четвертичный период.

Для проверки высказанных выше предположений авторами были проведены исследования в районе, сравнительно простом для изучения и понимания геологических и геохимических усло-

<sup>1</sup> Равновесное отношение  $U^{234}/U^{238}$  принято считать равным единице.

вий рудообразования. В районе распространены песчано-глинистые отложения мезокайнозоя, слагающие пологопадающее крыло эродированной антиклинали, в ядре которой обнажаются кремнистые сланцы и биотитовые границы с мощной древней корой выветривания (см. рисунок). Граниты, обладающие высокой проницаемостью, являются областью накопления трещинно-грунтовых вод, служащих источником питания пластовых вод осадочных пород. С поверхности осадочных пород развита зона окисления, которая на глубине переходит в зону пластового окисления,

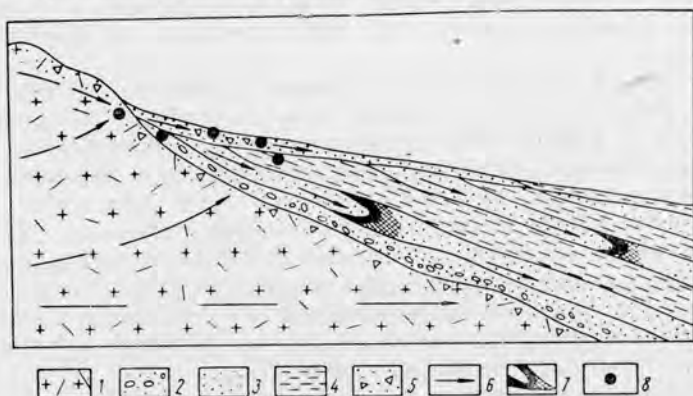


Рис. 1. Схема локализации рудных залежей в осадочных отложениях предгорной впадины и коре выветривания гранитов:

1 — граниты; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — глины; 5 — суглинки; 6 — направление движения вод; 7 — рудные залежи с черниевой минерализацией; 8 — рудные залежи с силикатами и фосфатами урана.

распространяющуюся по водопроницаемым песчаным отложениям. Участки окисленных пород имеют вид языков, вытянутых в направлении движения вод, и легко фиксируются по обильным выделениям лимонитов.

Урановое оруденение, представленное в основном чернями, локализуется в неизменных песчаниках у границы с окисленными породами, образуя залежи серпообразной формы (роллы). Установлено [16], что по мере развития процессов окисления рудные залежи перемещаются в направлении потока подземных вод со скоростью, по-видимому, близкой к 1000 м в 1 млн. лет. Рудные тела с вторичной урановой минерализацией (преимущественно силикаты и фосфаты урана) встречаются также на незначительной глубине в коре выветривания гранитов, в песчано-глинистых отложениях верхнего мела и четвертичном покрове.

По наблюдениям Л. С. Евсеевой [17], свита песчано-глинистых пород обладает значительно меньшей проницаемостью, чем кора выветривания гранитов, вследствие чего вдоль контакта образуется зона подпора грунтовых вод, прослеживаемая по родникам и самоизливающимся скважинам. Благодаря аридному



климату в этой зоне развиваются процессы засоления пород, сопровождающиеся образованием небольших урановых рудных тел вблизи поверхности. Образованию участков локальной концентрации урана, по-видимому, способствовало и то обстоятельство, что процессы выветривания гранитов протекали в условиях слабого эрозионного сноса. Обогащение вод происходит как за счет урана, рассеянного в гранитах, так и за счет урана, сконцентрированного в процессе выветривания и засоления пород. Поступая с водами из окислительных условий коры выветривания в пласты песчаников, переслаивающихся с глинами, уран осаждается в результате восстановления с образованием черни.

Авторами было проведено изучение изотопного состава урана в водах района, а также в рудных телах, связанных с осадочными породами и корой выветривания гранитов. Концентрирование урана из больших объемов воды производилось осаждением на гидроокиси железа при  $pH = 4,5 \div 5,5$ . Для отделения урана от изотопов тория и железа использовался анионит ЭДЭ-10П. Изотопы радия осаждались с сульфатом бария. Электроосаждение урана на мишени производилось из водного раствора оксалата аммония [3]. Определения отношения  $U^{234}/U^{238}$  были выполнены в основном на ионизационном альфа-спектрометре, конструкция которого описана в одной из работ [7].

В пределах гранитного массива опробовано 11 водопунктов (родники, колодцы, скважины), питаемых трещинными водами, иногда разбавленными грунтовыми водами рыхлых отложений. По химическому составу воды относятся к сульфатно-хлоридно-натриевому и сульфатно-гидрокарбонатно-натриевому типам с минерализацией 0,80 — 2,5 г/л и  $pH = 7,3 \div 8,2$ . Содержание урана в них обычно составляет  $n \cdot 10^{-5}$  г/л.

Проведенные исследования показали, что воды гранитного массива закономерно обогащены изотопом  $U^{234}$ . Отношение  $U^{234}/U^{238}$  колеблется в пределах от 2,50 до 4,80, а среднее значение его из 11 определений равно 3,32 (табл. 1).

Высокие значения отношения  $U^{234}/U^{238}$  сохраняются и в пластовых водах горизонта конгломератов, залегающих на коре выветривания гранитов, а также вышележащих горизонтов песчаников. В последнем случае они наблюдаются на расстоянии в сотни метров от выходов песчаников на поверхность, но лишь в пределах окисленных участков пластов. В водах, омывающих рудные залежи, отмечается заметное снижение величины отношения  $U^{234}/U^{238}$  (до 1,2—1,4). Возможные причины этого рассматриваются ниже.

В табл. 2 приведены некоторые данные по изотопному составу урана рудных залежей, а также результаты определения возраста оруденения по отношению  $Th^{230}/U^{238}$  и величины отношения  $U^{234}/U^{238}$  с поправкой за распад  $U^{234}$  в течение времени существования рудных залежей.

Таблица 1

## Изотопный состав урана в водах гранитов и осадочных пород

№ пробы	Водопроявление	Характеристика вод и вмещающих пород	Содержание урана, г/л	$\frac{U^{234}}{U^{238}}$
201	Колодец	Грунтово-трещинные воды гранитов	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$4,35 \pm 0,30$
203	Родник	Трещинные воды гранитов	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$3,70 \pm 0,15$
206	Колодец	То же	—	$2,50 \pm 0,14$
207	»	Грунтово-трещинные воды гранитов	—	$2,49 \pm 0,03$
208	»	То же	$6,1 \cdot 10^{-5}$	$2,68 \pm 0,12$
211	»	»	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$2,70 \pm 0,10$
219	Родник	Трещинные воды гранитов	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$3,40 \pm 0,17$
220	»	То же	$8,8 \cdot 10^{-5}$	$2,57 \pm 0,10$
226	Скважина	»	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$3,46 \pm 0,20$
226а	»	»	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$3,14 \pm 0,17$
229	Колодец	Грунтово-трещинные воды гранитов	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$4,76 \pm 0,35$
234	»	Пластовые воды горизонта конгломератов	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$4,30 \pm 0,20$
44	Скважина	То же	—	$5,50 \pm 0,45$
41	»	Пластовые воды горизонта песчаников (зоны окисления)	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$2,24 \pm 0,07$
213	»	То же	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,67 \pm 0,13$
239	»	»	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$3,10 \pm 0,14$
314	»	Пластовые воды горизонта песчаников (рудная железь)	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$1,24 \pm 0,06$
319	»	То же	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$1,43 \pm 0,07$

Таблица 2

## Изотопный состав урана рудных залежей инфильтрационного генезиса

№ пробы	Характеристика пробы	$\left(\frac{U^{234}}{U^{238}}\right)_t$	$\frac{Th^{230}}{U^{238}}$	Возраст оруденения, тыс. лет	$\left(\frac{U^{234}}{U^{238}}\right)_0$
712	Уранофан в виде корочек на плоскостях трещин в выветрелых палеозойских гранитах	$2,94 \pm 0,15$	$0,17 \pm 0,01$	~7,5	~0,3
731	Суглинки четвертичного возраста с порошковатыми налетами отенита на карбонатных желваках	$1,40 \pm 0,07$	$1,15 \pm 0,03$	~190	~1,7
732	Загипсованный суглинок четвертичного возраста с тончайшими выделениями вторичных урановых минералов	$2,15 \pm 0,10$	$2,09 \pm 0,08$	~230	~3,2
253	Уранофан в виде корочек на карбонатных желваках в суглинках четвертичного возраста	$1,70 \pm 0,10$	$1,35 \pm 0,07$	~185	~2,2

№ пробы	Характеристика пробы	$\left(\frac{U^{234}}{U^{238}}\right)_t^1$	$\frac{Th^{230}}{U^{238}}$	Возраст оруденения, тыс. лет	$\left(\frac{U^{234}}{U^{238}}\right)_0^2$
719	Уранофан и отенит в виде налетов на поверхности галек в конгломератах верхнемелового возраста	$2,45 \pm 0,24$	$0,92 \pm 0,04$	~50	~2,7
720	Уранофан и отенит в виде корочек и налетов на стенках пустот и поверхности галек в конгломератах верхнемелового возраста	$0,97 \pm 0,02$	$1,01 \pm 0,5$	$0,5 \gg 500$	—
709	Отенит, выполняющий хода червей в алевритистых глинах верхнемелового возраста	$1,17 \pm 0,07$	$1,33 \pm 0,20$	$>500$ $\ll 1500$	$>1,7$ $\ll 11,0$
710	Отенит в виде мелкокристаллических выделений на кварцевом прожилке в глинах верхнемелового возраста	$1,04 \pm 0,07$	$1,09 \pm 0,04$	$>500$ 1500	$>1,16$ 3,60
711	Отенит в виде налетов и примазок на плоскостях трещин в глинах верхнемелового возраста	$1,10 \pm 0,10$	$1,16 \pm 0,05$	$>500$ $<1500$	$>1,4$ $<7,4$
23191	Песчаник темно-серого цвета с глинисто-карбонатным цементом и небольшими пятнами лимонитизации (зона контакта окисленных и неизмененных пород)	$0,86 \pm 0,02$	$0,93 \pm 0,04$	—	—
23158	Песчаник темно-серого цвета с глинисто-карбонатным цементом и обильными выделениями урановой черни	$0,97 \pm 0,04$	$0,82 \pm 0,04$	—	—
18118	Песчаник темно-серого цвета, карбонатизированный, с обильными выделениями урановой черни	$1,03 \pm 0,11$	$0,86 \pm 0,03$	—	—
8609	Песчаник темно-серого цвета с глинистым цементом	$0,96 \pm 0,03$	$0,78 \pm 0,03$	—	—
23183	Песчаник серого цвета с глинисто-карбонатным цементом	$1,02 \pm 0,03$	$0,85 \pm 0,04$	—	—

$1 \left(\frac{U^{234}}{U^{238}}\right)_t$  — отношение, фактически наблюдаемое в настоящее время.

$2 \left(\frac{U^{234}}{U^{238}}\right)_0$  — отношение в момент образования минералов (получено расчетным путем).

Проба № 712 характеризует рудное тело, залегающее в выветрелых гранитах под маломощным покровом суглинков и конгломератов. Урановые минералы локализируются в виде корочек на плоскостях, трещин или образуют тончайшие прожилки и гнезда в массе разрушенной породы. В состав пробы вошли образцы, отобранные в интервале 1,5—4,0 м от поверхности.

Высокое отношение  $U^{234}/U^{238}$  в пробе № 712, лежащее в пределах колебаний этого отношения в водах гранитного массива, указывало на незначительный возраст оруденения. Отношение  $Th^{230}/U^{238}$ , определенное для этой пробы, оказалось равным  $0,17 \pm 0,01^1$ . Расчет, произведенный по формуле [9]

$$\frac{Th^{230}}{U^{238}} = 1 - e^{-\lambda_{Th^{230}} \cdot t} + \frac{\lambda_{Th^{230}}}{\lambda_{Th^{230}} - \lambda_{U^{234}}} \left( \frac{U^{234}}{U^{238}} - 1 \right) \times \\ \times \left[ 1 - e^{-(\lambda_{Th^{230}} - \lambda_{U^{234}})t} \right],$$

дал значение возраста оруденения, близкое к 7500 лет. Как видно из табл. 2, изменение отношения  $U^{234}/U^{238}$  за это время очень мало.

Пробы № 731, 732 и 253 характеризуют рудопроявления в пролювиально-делювиальных отложениях четвертичного возраста, перекрывающих свиту песчано-глинистых пород мезокайнозоя. Урановое оруденение локализуется в подошве слоя почвенного гипса на глубине 0,5—2,0 м от поверхности и представлено преимущественно уранофаном и отенитом. Как можно видеть из табл. 2, все пробы показывают сравнительно большой избыток  $U^{234}$  и возраст оруденения, близкий к 200 тыс. лет. Отношение  $U^{234}/U^{238}$ , приведенное к моменту образования минералов, для проб № 732 и 253 удовлетворительно совпадает с величиной его в водах гранитного массива.

Ураноносные конгломераты верхнемелового возраста представлены двумя пробами, для которых устанавливается различный изотопный состав урана. Проба № 719 отобрана на участке развития конгломератов, слабо сцементированных глинистым материалом. По результатам анализа этой пробы возраст оруденения оценивается примерно в 50 тыс. лет, а первоначальное отношение  $U^{234}/U^{238}$  равно 2,7. Проба № 720 характеризует плотные конгломераты, в цементе которых существенную роль играют карбонаты. Возраст оруденения, по-видимому, больше 1,5 млн. лет (избыточный  $U^{234}$  полностью распался), вследствие чего определить первоначальный изотопный состав урана не представляется возможным.

В пробы № 709, 710 и 711 вошли образцы, взятые с одинаковой глубины (10—15 м от поверхности) в толще алевролитистых глин, но различающиеся по условиям локализации урановых минералов.

<sup>1</sup> Отношение иония к урану определялось по методикам, описанным в других работах [18, 19].

Все пробы показывают близкие величины отношений радиоактивных изотопов, позволяющие лишь грубо ориентировочно наметить верхний и нижний пределы возраста оруденения (0,5—1,5 млн. лет). Точно также лишь ориентировочно могут быть указаны возможные предельные значения отношения  $U^{234}/U^{238}$  в момент образования минералов. Наибольший интерес представляет проба № 709, для которой определено намечается связь с водами гранитов.

Из пяти проб, характеризующих оруденение в песчаниках, в четырех пробах установлен нормальный изотопный состав урана при значительном нарушении равновесия между ураном и ионием.

Уже было показано [16], что это нарушение связано с перемещением рудных залежей, обусловленным развитием процессов окисления, в более глубокие участки пластов, а также с поступлением новых порций урана из области питания. Монотонное убывание содержания урана в залежах по падению пластов позволяет предполагать, что отложение урана происходит на значительном интервале из постепенно обедняющихся растворов. Это подтверждается и гидрохимическими наблюдениями, указывающими на постепенное падение содержания урана в растворах до  $n \cdot 10^{-6}$  г/л за пределами рудных залежей (данные К. В. Керносовой и др. по А. И. Германову [10]). Таким образом, при значительном вкладе урана, привнесенного из гранитов в течение четвертичного периода, следует ожидать закономерного изменения изотопного отношения на всех участках рудных залежей. Однако если одновременно с отложением урана протекают процессы изотопного обмена, возможность которых в природных условиях доказана экспериментально [20], то отношение  $U^{234}/U^{238}$  будет уменьшаться по мере удаления от окислительно-восстановительной границы. С учетом этих соображений пробы № 23191, 23158, 18118 и 8609 были отобраны в интервале до 35 м от окислительно-восстановительной границы, а проба № 23183 — примерно в 150 м от нее. Полученные результаты, очевидно, указывают на то, что вклад урана, поступившего из гранитов в четвертичный период, недостаточен, чтобы заметно изменить изотопный состав урана, накопленного за время течения рудообразовательного процесса.

По данным П. И. Чалова [4], среди урановых черней, подвергшихся длительному воздействию природных вод, встречаются образцы, существенно обедненные изотопом  $U^{234}$ . Результат, полученный по пробе № 23191, характеризующей окисляющийся участок рудной залежи (наличие лимонитов), указывает на возможность некоторого изменения изотопного состава урана и в данном случае. Влияние этого эффекта не должно быть велико, так как процесс заканчивается полным разрушением урановых черней и выносом урана из зоны окисления.

Учитывая сказанное выше, понижение отношения  $U^{234}/U^{238}$  в водах в пределах рудных залежей, очевидно, следует связывать с поступлением новых порций урана из разрушающихся краевых



частей залежей, а также, возможно, с процессами изотопного обмена.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что в рудных залежах инфльтрационного происхождения, образовавшихся в последние несколько сот тысяч лет, наблюдается существенное изменение изотопного состава урана. Изотопный анализ в сочетании с определением возраста оруденения по отношению  $\text{Th}^{230}/\text{U}^{238}$  в некоторых случаях дает возможность установить прямую связь оруденения с ураноносными растворами и породами — источниками урана. Вместе с тем отсутствие четких результатов по ряду проб указывает на необходимость более детального изучения факторов, которые, наряду с фактором времени, могут снижать эффективность метода. И. Е. Старик [21] считает, что при определении возраста минералов по отношению  $\text{Th}^{230}/\text{U}^{238}$  нельзя не учитывать возможности миграции урана и продуктов его распада. Нельзя упускать из виду и возможность «омоложения» рудных залежей вследствие переотложения урана. Это обстоятельство показывает, что при использовании метода в дальнейшем не следует ориентироваться на единичные анализы.

#### Изотопный состав урана вод гидротермальных месторождений

Как указывалось выше, в последнее время установлено определенное различие в изотопном составе урана вод, связанных с урановыми рудными телами и вмещающими их породами. Поскольку это различие может иметь важное поисковое значение, авторами было проведено дополнительное изучение изотопного состава урана вод на участках ранее известных жильных месторождений.

Экспериментально доказано [6, 8], что при выщелачивании урана из настурана изменение изотопного состава его практически не происходит. Причиной этого, как полагают, являются процессы изотопного обмена, в результате которого изотопный состав урана в капиллярах существенно не отличается от такого состава для минерала в целом. Доказано также [20], что при взаимодействии ураноносных растворов с породами может происходить межфазовый изотопный обмен, скорость которого пропорциональна концентрации легко растворимого урана в твердой фазе и обратно пропорциональна концентрации его в жидкой фазе.

В свете этих данных механизм формирования изотопного состава урана в водных ореолах рассеяния жильных месторождений представляется следующим образом [6]. При взаимодействии вод вмещающих пород, относительно обогащенных изотопом  $\text{U}^{234}$ , с рудными телами отношение  $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$  в водной фазе будет понижаться вследствие поступления новых порций урана и явлений межфазового изотопного обмена. Степень изменения изотопного состава будет зависеть от концентрации урана в руде, размеров

рудного тела и скорости фильтрации растворов. При выходе растворов за пределы рудного тела, вследствие их постепенного разбавления, сопровождающегося потерей некоторого количества урана (образование солевых ореолов рассеяния), а также, возможно, за счет процессов межфазового изотопного обмена отношение  $U^{234}/U^{238}$  вновь увеличивается, приобретая значение, характерное для данного типа вмещающих пород.

Поскольку для оценки результатов решающее значение имеет установление взаимоотношения исследуемых вод с рудными телами, были выбраны месторождения, достаточно хорошо изученные в отношении структурных и гидрогеологических условий, размещения и состава рудных тел и т. д. Исследования проводились в обстановке, когда естественный гидродинамический режим был уже существенно нарушен дренирующим действием горных выработок и преобладало нисходящее движение подземных вод. Отбор водных проб производился из горных выработок и скважин с таким расчетом, чтобы изучить изотопный состав урана на различных уровнях и расстояниях по отношению к известным рудным телам.

Геологические условия, в которых проводились исследования, характеризуются следующими основными чертами.

*Месторождение I* приурочено к окончанию регионального разлома, который в пределах рудного поля расщепляется на ряд ветвей. Породами, вмещающими рудные тела, являются серые биотитовые граниты поздневарийского возраста и их жильные аналоги. Урановые минералы, представленные чернью и смолкой, встречаются в ассоциации с флюоритом и сульфидами, образуя сеть разноориентированных прожилков, мощность которых обычно не превышает нескольких сантиметров. Эти прожилки в большинстве случаев локализируются в пределах зон грейзенизации, развитых в гранитах. Рудные тела имеют форму линз и падают под углом  $70-80^\circ$ . На месторождении преобладают воды гидрокарбонатно-натриево-кальциевого состава с  $pH=7,4-8,0$ . Содержание урана в изученных пробах изменялось в пределах  $2,7 \cdot 10^{-5}-3,2 \cdot 10^{-4}$  г/л, не обнаруживая очевидной зависимости от содержания урана в породах.

Полученные на этом месторождении данные (табл. 3) показывают, что по мере фильтрации вод отношение  $U^{234}/U^{238}$  в них изменяется от 3,2—3,3 (выше рудных зон) до 1,7 (в пределах рудных зон). Влияние оруденения на изотопный состав урана в водах отчетливо проявляется на расстоянии 80 м ниже рудных зон и, по-видимому, гораздо дальше. Боковое влияние оруденения менее заметно. На участке выклинивания рудного тела изотопное отношение сравнимо с величиной его в водах пород кровли, а на расстоянии 50—150 м от этого участка, в пределах той же тектонической зоны оно достигает значений 4,2—4,8. Существенное различие в изотопном составе урана в водах вмещающих пород на разных участках может быть

## Изотопный состав урана вод гидротермальных месторождений

№ пробы	Характер водопоявления	Дебит, л/мин	Содержание урана, г/л	$\frac{U^{234}}{U^{238}}$
<i>Месторождение I</i>				
1225	Скважина, пройденная в трещиноватых гранитах на 35—40 м выше рудной зоны	15,0	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$3,32 \pm 0,14$
1198	Скважина, пересекающая крупную зону дробления на 40 м выше рудной зоны	180,0	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$1,89 \pm 0,08$
1217	Скважина, пройденная в гранитах на несколько метров выше рудной зоны	0,6	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$3,18 \pm 0,14$
1195	Скважина, вскрывающая центральную часть рудной зоны	10,0	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$1,67 \pm 0,07$
1209	Водосборная канава в горной выработке, вскрывающей рудную зону	5,0	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$1,67 \pm 0,09$
1218	Скважина, вскрывающая краевую часть рудной зоны	0,75	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$3,15 \pm 0,16$
1219	Скважина, пересекающая рудную зону в месте ее выклинивания по простиранию	3,0	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$2,86 \pm 0,12$
1221	Скважина, пересекающая тектоническую зону в 50 м от участка выклинивания рудного тела	3,0	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$4,18 \pm 0,22$
1223	Скважина, пересекающая тектоническую зону в 100 м от участка выклинивания рудного тела	6,0	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$4,64 \pm 0,21$
1224	Скважина, пересекающая тектоническую зону в 150 м от участка выклинивания рудного тела	—	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$4,85 \pm 0,18$
1201	Скважина, пройденная в гранитах в нескольких десятках метров от лежащего бока рудного тела	1,0	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$2,35 \pm 0,12$
1199	Скважина, пройденная в гранитах на 25—30 м ниже рудной зоны	5,0	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$2,03 \pm 0,09$
1200	Скважина, пройденная в гранитах на 35—40 м ниже рудного тела	2,0	$9 \cdot 10^{-5}$	$1,95 \pm 0,08$
1196	Скважина, пройденная в трещиноватых гранитах на 80 м ниже рудной зоны	60,0	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,66 \pm 0,06$
<i>Месторождение II</i>				
1115	Скважина, вскрывающая рудную зону с черниевой минерализацией	12,0	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$2,23 \pm 0,09$
1112	Выход трещинных вод в забое, вскрывающем рудную зону с черниевой минерализацией	6,0	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,59 \pm 0,06$

№ пробы	Характер водопроявления	Дебит, л/мин	Содержание урана, г/л	$\frac{U^{234}}{U^{238}}$
1114	Скважина, пересекающая крупную зону дробления в кварцевых порфирах в нескольких десятках метров от рудной зоны	12,0	$7 \cdot 10^{-6}$	$3,38 \pm 0,20$
1225	Выход трещинных вод в кровле выработки, проходящей в кварцевых порфирах	—	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$3,02 \pm 0,13$
1124	Скважина, пройденная в трещиноватых кварцевых порфирах на 40 м ниже рудной зоны	18,0	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,02 \pm 0,03$
<i>Месторождение III</i>				
1143	Выход трещинных вод на стенке выработки, вскрывающей верхнюю часть рудного тела	5,0	$9,3 \cdot 10^{-5}$	$1,83 \pm 0,07$
1141	Выход трещинных вод в кровле выработки, вскрывающей рудное тело	—	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$1,93 \pm 0,08$
1144	Выход трещинных вод на стенке выработки, вскрывающей краевую часть рудного тела	6,0	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$3,02 \pm 0,14$
1147	Выход трещинных вод в кровле выработки, пересекающей тектоническую зону в кварцевых порфирах. Рудные тела вскрыты выше на 80 м	12,0	$4,6 \cdot 10^{-5}$	$7,17 \pm 0,46$
1148	Выход трещинных вод в кровле выработки, пересекающей тектоническую зону в кварцевых порфирах. Рудные тела вскрыты выше на 80 м	—	$3,1 \cdot 10^{-5}$	$8,05 \pm 0,54$
1149	Выход трещинных вод в кровле выработки, проходящей в кварцевых порфирах	3,0	—	$8,85 \pm 0,68$

связано с изменением степени дезинтеграции гранитов или обусловлено другими причинами. Установлено [22], что рудные тела месторождения сопровождаются ореолами рассеяния урана, характеризующимися повышенным (в десятки и сотни раз) содержанием урана по сравнению с нормальными породами. Преобладающая часть урана в ореолах находится в «подвижной» форме и переходит в раствор при обработке породы слабыми растворителями (например, 2%-м раствором соды). Ореолы рассеяния, как правило, вытянуты вверх над рудными телами и имеют сравнительно небольшое распространение в стороны от рудных тел. Можно ожидать, что понижение отношения  $U^{234}/U^{238}$  в водах будет происходить уже в пределах ореолов рассеяния и, следовательно, на большем расстоянии от рудных тел в кровле, чем в боковых породах.

*Месторождение II* приурочено к массиву интрузивных кварцевых порфиров, разбитых серией крупных тектонических нарушений, в пределах которых породы интенсивно раздроблены и перетерты. Урановая минерализация в рудных телах, залегающих вблизи поверхности, представлена казолитом, образующим мало мощные прожилки, и уранофаном, рассеянным в милонитовой массе. На более глубоких горизонтах основным рудным минералом является урановая чернь, выполняющая мелкие трещины различных направлений. На месторождении развиты грунтово-трещинные воды неглубокого залегания, преимущественно гидрокарбонатно-кальциевого состава, с незначительной минерализацией (0,2—0,5 г/л) и  $pH=7,2 \div 7,4$ .

Как видно из табл. 3, на этом месторождении также наблюдается отчетливое различие в изотопном составе вод, вытекающих из выработок, дренирующих рудные тела и вмещающие породы. Влияние оруденения отмечено на расстоянии 40 м и, очевидно, проявляется значительно дальше по направлению потока подземных вод.

*Месторождение III* приурочено к массиву изверженных пород, представленных эффузивными кварцевыми порфирами и их туфами, а также интрузивными кварцевыми порфирами. В пределах рудного поля развиты разрывные нарушения сбросового характера. Рудные тела приурочены к трещинным зонам и представляют собой сложные жилы, которые по падению и простиранию то разветвляются, то сливаются. На месторождении развиты трещинные воды, характеризующиеся гидрокарбонатно-кальциевым составом, низкой минерализацией и  $pH$ , близким к 7,0. Гидродинамический режим характеризуется дренирующим действием горных выработок, но по крупным тектоническим зонам наблюдается боковой сток.

В пределах рудного поля воды вмещающих пород обычно содержат уран в количестве  $n \cdot 10^{-5}$  г/л. В рудных зонах содержание урана повышается до  $n \cdot 10^{-4}$  г/л.

Для вод, связанных с одним из рудных тел этого месторождения, получено значение отношения  $U^{234}/U^{238}$ , близкое к 2,0, которое несколько повышается в краевой части рудного тела. Характерно, что пробы, отобранные из тектонической зоны на 80 м ниже известных рудных тел, показали высокое отношение  $U^{234}/U^{238}$  (7,2—8,8), что связано с боковым притоком вод по тектонической зоне и, возможно, с дренирующим действием выработок вышележащего горизонта.

Таким образом, собранный материал показывает, что для всех изученных месторождений характерно пониженное отношение  $U^{234}/U^{238}$  в водах, связанных с рудными зонами, по сравнению с величиной его в водах вмещающих пород, представленных гранитами или кварцевыми порфирами. Низкие значения отношения  $U^{234}/U^{238}$  отмечены на расстоянии до 80 м от рудных тел и, по видимому, сохраняются значительно дальше по направлению



потока подземных вод. Полученные результаты позволяют надеяться, что изотопный метод может быть успешно использован для поисковых целей и, в частности, для выявления «слепых» рудных тел в пределах полей известных месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Чердынцев В. В. Об изотопном составе радиоэлементов в природных объектах в связи с вопросами геохронологии. В кн.: Труды III сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 175.
2. Баранов В. И., Сурков Ю. А., Виленский В. Д. О существовании изотопных сдвигов в природных соединениях урана. «Геохимия», № 5 (1958).
3. Старик И. Е., Старик Ф. Е., Михайлов Б. А. К вопросу о смещении изотопных отношений в природных образованиях. Там же, № 5 (1958).
4. Чалов П. И. Изотопное отношение  $U^{234}/U^{238}$  в некоторых вторичных минералах. Там же, № 2 (1959).
5. Исабаев Е. А., Усатов Э. П., Чердынцев В. В. Изотопный состав урана природных объектов. «Радиохимия», II, вып. 1, 94 (1960).
6. Сыромятников Н. Г. Миграция изотопов урана, радия и тория и интерпретация радиоактивных аномалий. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
7. Громцев Ю. В., Соколов М. М., Соколов Г. Г., Данилов Л. Т. Изотопный состав урана некоторых природных образований. В сб.: Вопросы рудной радиометрии. М., Госатомиздат, 1962, стр. 238.
8. Старик И. Е. Основы радиохимии. М., Изд-во АН СССР, 1959, стр. 194.
9. Исабаев Е. А., Чердынцев В. В., Еникеев Р. Ш. Определение возраста молодых образований по отношению изотопов тория и урана. В кн.: Труды IX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1961, стр. 313.
10. Германов А. И. Основные черты гидрохимических условий формирования некоторых инфильтрационных месторождений урана. «Изд. АН СССР. Серия геол.», № 8 (1960).
11. Мак-Келви В. И., Эверхарт Д. Л., Гаррелс Р. М. Обзор гипотез о генезисе урановых месторождений. В сб.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, стр. 25.
12. Вудмансн У. Взаимосвязь между урановыми месторождениями песчаникового типа и подземными водами в некоторых урановых горно-промышленных районах. В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Избранные доклады иностранных ученых. Т. 8 — Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959, стр. 100.
13. Gruner J. W. The Origin of the uranium deposits of the Colorado Plateau and adjacent regions. *Mines Mag.*, 44, No. 3, 53 (1954).
14. Денсон Н. и Гилл И. Урансодержащие лигниты и их отношение с вулканическими туфами восточных районов штатов Монтана и Дакота. В кн.: Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958, стр. 538.
15. Эверхарт Д. Л. Обзор нерешенных проблем и новых направлений в геологии урана. В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Избранные доклады иностранных ученых. Т. 8 — Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959, стр. 5.
16. Евсеева Л. С., Иванов К. Е., Кочетков В. И. Некоторые закономерности формирования эпигенетических урановых руд в песчаниках по экспериментальным и радиохимическим данным. «Атомная энергия» (в печати).

17. Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Госатомиздат, 1962, стр. 188.
18. Кузьмина Л. А. Определение урана, тория и иония в морских илах. «Ж. аналит. хим.», XIII, вып. 1, 100 (1958).
19. Бочарова А. П., Малышев В. И. Определение величины отношения содержания иония к содержанию урана в рудах и минералах. В кн.: Методы определения радиоактивных элементов в минеральном сырье. М., Госгеолтехиздат, 1958, стр. 56.
20. Сыромятников Н. Г. О межфазовом изотопном обмене  $U^{234}$  и  $U^{238}$ . «Геохимия», № 3 (1960).
21. Старик И. Е. Ядерная геохронология. М., Изд-во АН СССР, 1961, стр. 523.
22. Янишевский Е. М., Григорян С. В. и др. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963, стр. 64.

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВОДНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ ПРИ ПОИСКАХ СЛЕПЫХ УРАНОВЫХ РУДНЫХ ТЕЛ

В. И. КОЧЕТКОВ

Основоположник учения о миграции урана в природных водах В. И. Вернадский в книге «Очерки геохимии» [1] писал, что легкая растворимость урановых соединений в пределах земной коры, выделение многочисленных твердых минералов урана из водных растворов, позволяют во всяком случае приписывать большую роль в истории урана тем его атомам, которые растворимы в подземных водах, в частности в минеральных источниках. Эти воды, постоянно приносят уран на земную поверхность, в биосферу.

Далее он указывал, что в верхних частях гидротермальных жильных месторождений отлагаются наиболее растворимые минералы урана. «Это факт, — писал В. И. Вернадский, — имеющий большое значение в истории урана, так как минералы образовавшиеся таким образом, не остаются на месте. Они в некоторых случаях входят в миграцию в водных растворах и распределяются водой во всей окружающей местности». Эти теоретические положения В. И. Вернадского были положены в основу разработанного советскими исследователями [2—6] гидрогеохимического (радиогеохимического) метода поисков урановых месторождений.

В настоящей статье изложены данные исследований водных ореолов рассеяния урана, радона, молибдена и свинца, предпринятых с целью выяснения возможности использования гидрогеохимического метода для поисков урановых рудных тел, не выходящих на земную поверхность.

Изученные рудопроявления и водные ореолы, развитые около них, располагаются на площадях, сложенных эффузивными и интрузивными скальными трещиноватыми породами с жильными рудопроявлениями урана гидротермального генезиса. В составе урановых руд участвуют следующие минералы: жильные — кварц, карбонаты, барит, флюорит, серицит и хлорит; рудные — урановая смолка, пирит, галенит, сфалерит; реже встречаются молибденит, арсенопирит, марказит, блеклые руды, крайне редки аргентит, кубанит, кобальтин и др.

Водные ореолы рассеяния в районе исследования формируются в окислительных условиях, но зоны окисления на отдельных рудопроявлениях развиты неглубоко вследствие энергичных процессов механического выветривания.

Описываемый район имеет горный рельеф и характеризуется разветвленной сетью постоянных и временных водотоков, которые нередко развиваются по зонам тектонических разломов.

Режим водотоков полностью зависит от количества выпадающих атмосферных осадков. В периоды снеготаяния и ливней они бурны и многоводны. В межень питание их происходит за счет грунтово-трещинных вод. Реки и ручьи в эти периоды сильно мелеют, а большинство мелких ручьев в предгорьях полностью пересыхают.

Сильно расчлененный рельеф района способствует активному водообмену. Питание подземных вод происходит, в основном, за счет инфильтрации атмосферных осадков. Небольшая часть их, возможно, получает питание в результате конденсации влаги из воздуха.

Основную роль в водоносности пород играют контракционные трещины, меньшую — крупные тектонические нарушения и связанные с ними трещины оперения. Поэтому в районе распространены, главным образом, грунтово-трещинные воды неглубокой циркуляции (до 40—80 м). Они выходят на поверхность в виде многочисленных родников, обычно приуроченных к донным частям долин, эрозионным уступам и местам перегибов склонов. Дебиты источников небольшие — до 0,2—0,5 л/сек и только родники, связанные с крупными разломами, имеют расходы до 10 л/сек.

В высокогорных районах с большой увлажненностью воды источников мало минерализованы (0,1—0,2 г/л) и имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав. В предгорьях, где климат значительно суше, минерализация вод достигает иногда 2—4 г/л и воды часто имеют сульфатно-хлоридный состав.

Водные ореолы рассеяния элементов вокруг месторождений урана изучались не только по источникам и водопроявлениям в горных выработках и скважинах, но и по пробам воды, отобранным из ручьев. Гидрогеохимическое опробование проводилось в период межени (гидрологического минимума), когда уровень грунтовых вод достигает своего минимального положения, а питание мелких поверхностных водотоков происходит исключительно за счет подземного стока. Данные химического и спектрального анализов показывают, что воды из мелких поверхностных водотоков по своей минерализации, химическому составу и содержанию элементов (урана, молибдена, свинца и др.) в период межени (июль—сентябрь) не отличаются от вод источников, встречающихся на тех же участках.

Содержание урана в воде определялось по методике Н. Х. Айдиньян, а концентрация элементов-спутников молибдена, свинца, серебра и других — спектральным анализом сухого остатка проб воды [7].

По данным опробования вод (отобрано и проанализировано около 1000 проб), обработанным одним из методов вариационной статистики, по каждому элементу в отдельности установлен натуральный, или гидрогеохимический, фон (ГФ). Для определения фона выделялись площади близкие по геологическому строению, составу пород, климатическим и гидрогеологическим особенностям.

При изучении водных ореолов рассеяния вблизи известных рудопоявлений урана установлено, что одновременно с радиоактивными элементами в подземные воды из рудоносных зон поступает целый ряд других элементов, таких, как молибден, свинец и другие, являющиеся спутниками урана в рудных телах. Эти элементы могут быть использованы в качестве индикаторных.

У р а н присутствует в водах различного химического состава. Содержание его колеблется в значительных пределах — от  $3 \cdot 10^{-7}$  г/л на безрудных участках до  $4,5 \cdot 10^{-2}$  г/л в водах из рудоносных зон (рудопоявление № 3). Гидрогеохимический фон урана равен  $5 \cdot 10^{-7}$  г/л в высокогорных районах и  $1 \cdot 10^{-6}$  г/л в предгорьях. Содержание урана в водных ореолах рассеяния на рудопоявлениях в сотни, а в отдельных случаях в тысячи раз превышает ГФ (табл. 1 и 2). Повышенные содержания урана наблюдаются в источниках, выходящих на участках аномалий № 4—20 (см. табл. 1), где интенсивность его водных ореолов достигает 3—15 ГФ. Аномальные содержания урана в водах наблюдаются

Т а б л и ц а 1

Среднее содержание химических элементов в водах гидрогеохимических аномалий

Тип рудопоявлений	№ аномалии	U, г/л	Pb, экв	Mo, г/л	Pb, г/л
Первая группа. Рудопоявления со слепыми рудными телами	1	$1,2 \cdot 10^{-4}$	97,0	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$
	3	$4,5 \cdot 10^{-4}$	56,0	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$
	2	$4,3 \cdot 10^{-5}$	68,0	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$
	4	$9 \cdot 10^{-6}$	112,0	$7,5 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$
	5	$6 \cdot 10^{-6}$	28,0	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
	6	$4 \cdot 10^{-6}$	70,0	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$
	7	$3,0 \cdot 10^{-5}$	81,0	$6 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$
	8	$6,7 \cdot 10^{-6}$	56,0	$8 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-5}$
	9	$1 \cdot 10^{-5}$	70,0	$2,4 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
	10	$1,2 \cdot 10^{-6}$	—	$5 \cdot 10^{-7}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$
Вторая группа. Эродированные рудопоявления и участки с повышенным содержанием рассеянного урана в породах	11	$2 \cdot 10^{-6}$	12	$5 \cdot 10^{-7}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$
	12	$6 \cdot 10^{-6}$	7	$5 \cdot 10^{-7}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$
	13	$2 \cdot 10^{-6}$	20	$5 \cdot 10^{-7}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$
	14	$1,2 \cdot 10^{-6}$	—	$5 \cdot 10^{-7}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$
	15	$1,4 \cdot 10^{-5}$	28	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
	16	$1,2 \cdot 10^{-6}$	416	$5 \cdot 10^{-7}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$
	17	$1,8 \cdot 10^{-5}$	25	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
	18	$2 \cdot 10^{-5}$	30	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Третья группа. Полиметаллические рудопоявления	19	$5 \cdot 10^{-7}$	3	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
	20	$8 \cdot 10^{-7}$	5	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$



на расстоянии от 700 до 1200 м и более от рудопроявлений (рис. 1). Они изменяются в зависимости от химического состава вод. Так, на рудопроявлении № 2 в водах сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевого состава с  $pH=6,7$  повышенное содержание урана обнаруживается на расстоянии более 750 м от рудоносных зон. На рудо-

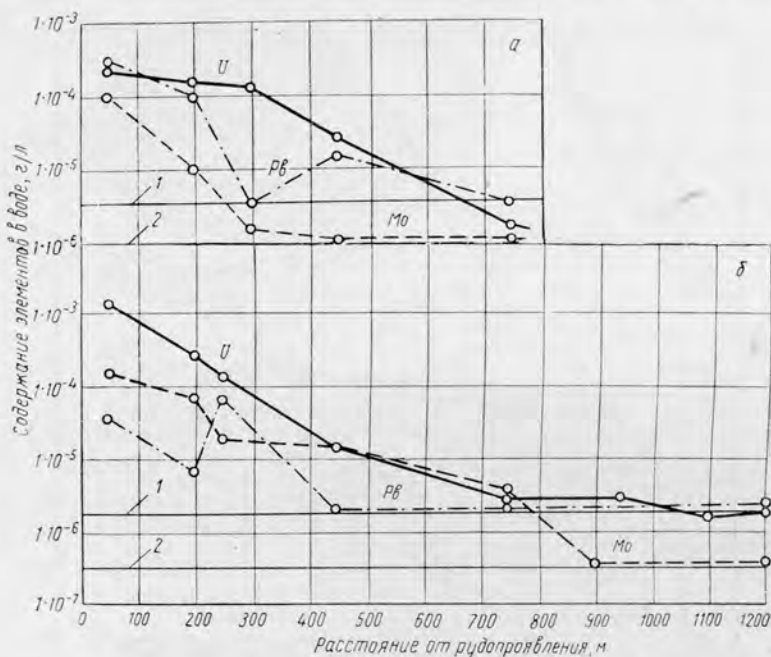


Рис. 1. Изменение содержания химических элементов в водах в зависимости от удаления рудопроявления от точек опробования:

а — рудопроявления № 2; вода сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевая,  $pH=6,7$ ;  $M_{0,53} \frac{SO_4^4 HCO_3^3}{Ca_{59} Mg_{22}}$ ; 1 — гидрогеохимический фон свинца  $5 \cdot 10^{-6}$  г/л; 2 — гидрогеохимический фон урана и молибдена  $1 \cdot 10^{-6}$  г/л.

б — рудопроявление № 3; вода гидрокарбонатно-кальциевая,  $pH=7,3$ ;  $M_{0,28} \times \frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca_{63} (Na+K)_{21}}$ ; 1 — гидрогеохимический фон свинца  $2,5 \cdot 10^{-6}$  г/л; 2 — гидрогеохимический фон урана и молибдена  $5 \cdot 10^{-7}$  г/л.

проявлении № 3, где развиты гидрокарбонатно-кальциевые воды, благоприятные для растворения урановых минералов, аномальное содержание урана в воде наблюдается на расстоянии более 1200 м от рудопроявления. Следует отметить, что высокие концентрации урана в водах уменьшаются иногда в сто раз уже на расстоянии 450 м от рудоносных зон (см. рис. 1).

Радон обнаружен в рудничных водах, источниках и в пробах воды, отобранных из скважин. Содержание его колеблется

в значительных пределах — от 0—30 эман на безрудных участках до 2830 эман вблизи рудоносных зон (см. табл. 2). Наибольшие концентрации радона (до 2830 эман) связаны с ураноносными зонами рудопроявления № 4 (рис. 2 и табл. 2). При удалении от рудных тел на 50 м и содержание радона в водах уменьшается

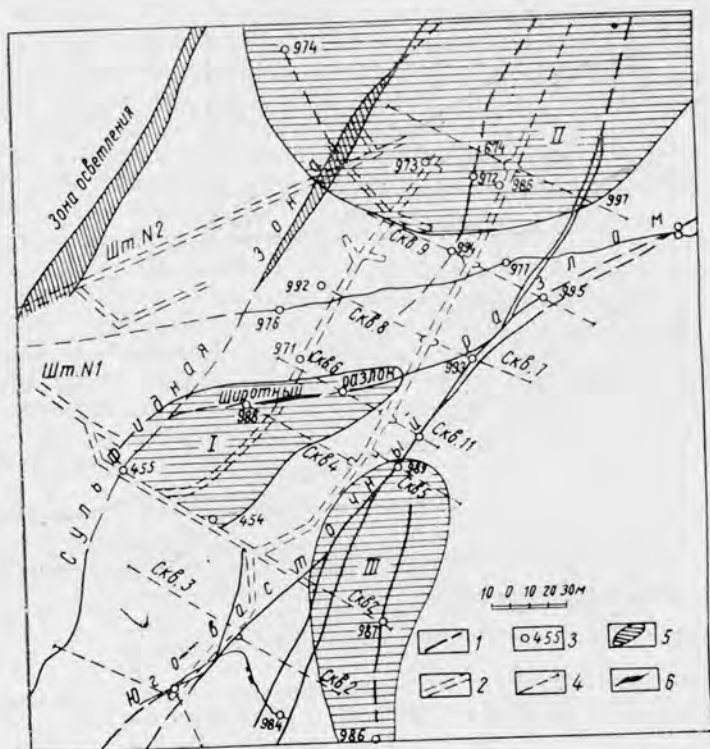


Рис. 2. Гидрогеохимические аномалии, выделенные на рудопроявлении № 4:

1 — линии тектонических нарушений; 2 — контуры горных выработок; 3 — точки опробования и их номера; 4 — подземные скважины; 5 — контуры аномалий; 6 — рудные тела.

в 5—10 раз. Радон образует ореолы меньших размеров (до 200 м), чем уран, вследствие своей летучести и короткого периода полураспада.

Молибден обнаруживается в водных ореолах рассеяния всех известных рудопроявлений урана в исследуемом районе. Содержание его в водах колеблется в широких пределах: от  $5 \cdot 10^{-7}$  г/л на безрудных участках до  $2,5 \cdot 10^{-4}$  г/л в пробах, отобранных из рудоносных зон. Гидрогеохимический фон молибдена равен  $5 \cdot 10^{-7}$  г/л в высокогорных районах (свыше 1500 м) и  $1 \cdot 10^{-6}$  г/л на предгорных площадях. Повышенные содержания

## Содержание химических элементов в воде на площадях гидрогеохимических аномалий

№ аномалии	№ пробы	Место отбора пробы	U, г/л	Rp, эман	Mo, г/л	Pb, г/л
1	455	Штольня 1. Сульфидная зона	$1,4 \cdot 10^{-5}$	312	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$
	454	Штольня 1. 120 м от устья штольни	$1,4 \cdot 10^{-5}$	—	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$
	988	Штольня 1, скважина 4,	$3,6 \cdot 10^{-4}$	1260	$1,65 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$
	990	Штольня 1, скважина 6	$1,8 \cdot 10^{-4}$	1428	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
2	974	Штольня 1. Штрек 2, скважина в сторону зоны осветления	$9 \cdot 10^{-5}$	560	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$
	973	Штольня 1, штрек 2, источник 215 м от устья штольни	$1,8 \cdot 10^{-3}$	1877	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$
	972	Штольня 1, штрек 2 из скважины в правой рассечке	$9 \cdot 10^{-4}$	2830	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$
	996	Штольня 1, штрек 1, источник 230 м от устья штольни	$6,7 \cdot 10^{-5}$	—	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$
	997	Штольня 1, штрек 1, скважина в 240 м от устья штольни	$2,7 \cdot 10^{-4}$	1106	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$
	998	Источник в правом борту штольневого ручья	$2,3 \cdot 10^{-6}$	45	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$
3	987	Штольня 1, скважина 1	$1,5 \cdot 10^{-5}$	330	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$
	989	Штольня 1, штрек 1, скважина 5	$6,7 \cdot 10^{-5}$	203	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$
	986	Источник в правом борту ручья	$2,7 \cdot 10^{-6}$	26	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$

молибдена в водах фиксируются в направлении их движения на протяжении 400—900 м от ураноносных зон. Из данных рис. 1 видно, что в сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевых водах с  $pH = 6,7$  молибден мигрирует на более короткие расстояния (до 400 м), чем в гидрокарбонатно-кальциевых с  $pH \approx 7,3$ , в которых он обнаруживается в количестве 10 ГФ на расстоянии около 750 м от рудоносных зон. Содержание молибдена в рудничных водах в десятки и сотни раз превышает гидрогеохимический фон. Ярво выраженные (более 100 ГФ) водные ореолы рассеяния молибдена наблюдаются на участке рудопроявления № 4 (см. табл. 2), где протяженность их близка к протяженности ореолов урана.

Наиболее высокие концентрации молибдена (до  $2,5 \cdot 10^{-4}$  г/л) обнаружены здесь в пробах воды, отобранных из скважин 4, 6, 8 (см. рис. 2), пересекающих рудоносную зону, а также в водопрооявлениях из забоев штреков 1 и 2 на северо-восточном окончании юго-восточного разлома.

Свинец, как и молибден, в водах исследуемого района — сопутствующий урану элемент. Гидрохимической фон свинца составляет  $2,5 \cdot 10^{-6}$  г/л в высокогорных районах и  $5 \cdot 10^{-6}$  г/л в предгорьях. Водные ореолы рассеяния свинца на изученных площадях выражены менее четко, чем ореолы урана и молибдена. Около рудоносных зон рудопроявления № 4 (см. рис. 2 и табл. 2) и рудопроявления № 2 (см. рис. 1) интенсивность водных ореолов рассеяния свинца достигает немногим более 10 ГФ. Единичные пробы воды содержат до  $1 \cdot 10^{-3}$  г/л свинца. Однако такие концентрации наблюдались в двух пробах воды, отобранных непосредственно из рудных тел. Обладая меньшей миграционной способностью, чем уран и молибден, свинец по сравнению с ними, образует менее протяженные водные ореолы рассеяния (см. рис. 1). Распространение аномальных концентраций свинца в водах поверхностных водотоков в направлении их движения достигает лишь 300—400 м от рудоносных зон и, как видно из рис. 1, мало зависит от химического состава вод.

Радиогидрогеологические аномалии в районе образуются не только на участках промышленных урановых рудопроявлений, но и вблизи эродированных рудных тел, представляющих собой остатки срезанных эрозией рудных залежей, не имеющих практического интереса, а также в породах с повышенной концентрацией рассеянного урана.

В табл. 1 приводятся сравнительные данные изучения водных ореолов рассеяния урана, радона, молибдена и свинца. В этой таблице гидрогеохимические аномалии разделены на три группы. В первую группу включены гидрогеохимические аномалии, приуроченные к рудопроявлениям как с выявленными, так и с предполагаемыми, слепыми рудными телами, а во вторую — аномалии, связанные с глубоко эродированными рудными телами и участками распространения пород с повышенной концентрацией рассеянного урана. В третью группу включены гидрогеохимические аномалии, образующиеся около полиметаллических рудопоявлений.

Из приведенных данных видно, что гидрогеохимические аномалии, приуроченные к участкам со слепыми рудными телами, эродированными рудными телами и с повышенной концентрацией рассеянного урана, мало отличаются друг от друга по содержанию урана в воде. Высокие концентрации урана встречаются как на участках радиогидрогеологических аномалий первой группы, так и на участках аномалий второй группы. Содержание радона в водах значительно колеблется, но не всегда закономерно. На участках, где известны слепые урановые рудные тела, радона

в воде содержится от 28 до 377 *эман*, а на участках с остатками эродированных рудных тел и в породах с повышенным содержанием рассеянного урана — от 7 до 416 *эман*. Для полиметаллических рудопроявлений характерно фоновое содержание урана и радона в воде (см. табл. 1). В связи с вышесказанным интерпретация гидрогеохимических аномалий первой и второй групп рудопроявлений по содержанию в воде только урана и радона весьма затруднена.

Несколько отличные закономерности наблюдаются в распределении в водах элементов-спутников урана: молибдена и свинца. Из данных, приведенных в табл. 1 видно, что высокие концентрации молибдена обнаружены только в водных ореолах на участках третьей группы рудопроявлений и там, где уже известны или предполагаются слепые урановые рудные тела. Так, на участках гидрогеохимических аномалий № 1—9, 19 и 20 молибден в водных ореолах рассеяния находится в повышенных количествах. В отдельных случаях его содержание достигает 150 ГФ. В то же время молибден не обнаруживается в водных ореолах рассеяния на участках с повышенным содержанием рассеянного в породах урана и на участках рудопроявлений № 15, 17, 18, где горно-буровыми работами установлены лишь корни глубоко эродированных урановых рудных тел. В водных ореолах рассеяния на этих участках обнаруживаются только повышенные количества урана, иногда радона.

Аномальные содержания свинца (от  $1,8 \cdot 10^{-5}$  до  $3,2 \cdot 10^{-3}$  г/л) также наблюдаются в водных ореолах рассеяния только на полиметаллических рудопроявлениях и участках, где имеются урановые рудные тела. Концентрация свинца в водах на участках с остатками эродированных рудных тел и на площадях распространения пород с повышенным содержанием рассеянного урана находится в пределах гидрогеохимического фона.

Водные ореолы рассеяния хорошо увязываются с ореолами рассеяния, развитыми в коренных породах, и потоках рассеяния [8] вокруг урановых рудных тел и полиметаллических рудопроявлений. Как отмечают А. Д. Каблуков, Г. И. Вертепов, Е. М. Янишевский, С. В. Григорян [9, 10] в первичных ореолах распределения содержаний урана, свинца и молибдена различно, и центры ореолов рассеяния отдельных элементов не совпадают в пространстве.

По данным Г. И. Вертепова [9] в первичных ореолах рассеяния концентрация урана, молибдена и свинца над рудными телами уменьшается постепенно; ниже рудных тел ореол рассеяния свинца вообще выклинивается, а среднее содержание «подвижного» урана довольно высокое (десятки ГФ) даже в 60 м ниже рудных тел. Молибден в первичных ореолах занимает промежуточное положение между ураном и свинцом. Поэтому грунтово-трещинные воды, омывающие участки со слепыми и слабо эродированными рудными телами, отличаются по содержанию свинца и молибдена



от вод, распространенных на участках с глубоко эродированными урановыми рудными телами, так как в последнем случае уровень грунтовых вод чаще всего находится ниже корней рудных тел и, следовательно, ниже первичных ореолов рассеяния свинца и молибдена.

Таким образом, по содержанию в водах элементов, сопутствующих урану, представляется возможным отличать безрудные участки с сложными аномалиями и участки с остатками глубоко эродированных рудных тел от участков, перспективных для обнаружения слепых урановых рудных тел. Совместное присутствие в водах с  $pH \approx 6,8 \div 7,5$  урана, радона, молибдена и свинца в повышенных количествах указывает на близость предполагаемых урановых рудных тел от точки отбора пробы воды.

В подтверждение сказанного можно привести следующие примеры обнаружения слепых урановых рудных тел по первичным и водным ореолам рассеяния урана, молибдена и свинца. На одном из исследуемых участков по результатам гидрогеохимического опробования были выделены три гидрогеохимические аномалии (см. рис. 2).

**А н о м а л и я № 1** ограничена с севера широтным разломом, с востока — штреком 1, а с юга — штольней 1. Из табл. 2 видно, что аномалия № 1 характеризуется весьма высокими концентрациями урана (3—70 ГФ), радона (6—30 ГФ), молибдена (15—500 ГФ) и свинца (1—100 ГФ). При проходке штрека 2 на площади аномалии № 1 между скважинами 4 и 6 было вскрыто слепое урановое рудное тело.

**А н о м а л и я № 2** расположена между зоной освещения и северным окончанием юго-восточного разлома, а с юга ограничена штольневим ручьем. Пробы воды, по которым выделена эта аномалия, характеризуются повышенным содержанием урана, радона, молибдена и свинца (см. табл. 2).

Содержание урана на этом участке составляет от 5 до 360 ГФ, радона — от 3 до 50 ГФ, молибдена — от 1,5 до 50 ГФ и свинца — от 1 до 3 ГФ. На площади аномалии № 2 при проходке штольни 2 вскрыто слепое урановое рудное тело.

**А н о м а л и я № 3** (см. табл. 2 и рис. 2) приурочена к юго-западному окончанию юго-восточного разлома и оперяющим его трещинам. Она отмечается повышенным содержанием урана, радона, молибдена и свинца, но контрастность этой аномалии по урану и радону значительно ниже, чем аномалий № 1 и 2. Разведочные работы на аномалии № 3 не проводились, однако этот участок, по-видимому, также перспективен.

Повышенные содержания урана, радона, молибдена и свинца в пробах вод, отобранных из подземных скважин, наблюдались, как видно из табл. 1, также на участке аномалии № 7. Присутствие всех элементов спутников в водах и ореолах рассеяния в коренных породах позволило сделать вывод о перспективности этого участка. Штольня, пройденная значительно ниже горизонта опробования,

вскрыла слепое урановое рудное тело. На участке аномалии № 7 подземные воды непосредственно не соприкасаются со слепым урановым рудным телом, а омывают только верхнюю часть ореолов рассеяния урана, молибдена и свинца, развитых в коренных породах около этого рудного тела. Поэтому обогащение вод названными элементами не очень высокое (по урану до 60 ГФ, по молибдену до 12 ГФ и свинцу до 4 ГФ).

### Выводы

В результате изучения водных ореолов рассеяния, образующихся вокруг урановых рудопроявлений в описываемом районе, можно сделать следующие выводы.

1. Элементами-индикаторами урановых рудных тел в водных ореолах рассеяния рассматриваемого района, кроме урана и радона, являются молибден и свинец. Присутствие этих элементов в повышенных количествах совместно с ураном и радона — важный признак, который в комплексе с другими геологическими и геохимическими признаками с успехом может быть использован для выделения перспективных участков со скрытыми урановыми рудными телами.

2. Наиболее протяженные водные ореолы рассеяния в исследуемом районе образует уран (более 1200 м). Ореолы рассеяния молибдена прослеживаются до 800 м, свинца — до 300—400 м, и радона — до 100—200 м. В связи с этим повышенное количество в опробуемых водах свинца и радона (при аномальных концентрациях урана и молибдена) указывает на близость предполагаемых урановых рудных тел.

3. Совместное присутствие в водах повышенных количеств урана, радона, молибдена и свинца говорит о том, что эти воды омывают слепые урановые рудные тела или окаймляющие их ореолы рассеяния в породах.

4. Повышенное содержание урана в водах, рН которых равно 6,8—7,5, при отсутствии молибдена и свинца или содержании их в количествах, близких к фоновым, указывает на то, что эти воды вероятнее всего соприкасаются с остатками эродированных рудных тел или омывают породы с повышенными концентрациями рассеянного урана.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В. И. Очерки геохимии. М., Гореонефтеиздат, 1934.
2. Сауков А. А. Поиски урановых месторождений радиогидрогеологическим методом. В кн.: Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955. Т. 6, М., Госгеолтехиздат, 1958, стр. 886.
3. Германов А. И., Батулин С. Г. и др. Некоторые закономерности распределения урана в подземных водах. В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Доклады советских ученых. Т. 3 — Ядерное горючее и реакторные металлы. М., Атомиздат, 1959, стр. 134.

4. Смирнов А. А., Щербаков А. В. Методические указания по интерпретации и проверке радиогидрогеологических аномалий с целью поисков урановых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1957.
  5. Токарев А. Н., Щербаков А. В. Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
  6. Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Госатомиздат, 1962.
  7. Айдиньян Н. Х., Бродский А. А. и др. Методическое руководство по определению микрокомпонентов в природных водах при поисках рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1961.
  8. Боголюбов А. Н., Сочеванов Н. Н. Мелкомасштабные металлометрические поиски полиметаллов по ореолам и потокам рассеяния. Геология и разведка недр., № 10, 9 (1959).
  9. Каблуков А. Д., Вертепов Г. И. Ореолы рассеяния элементов вокруг урановых рудных тел. «Геол. руд. месторожд.», № 2 (1960).
  10. Янишевский Е. М. и др. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963.
-

## О ВЛИЯНИИ ВОЗРАСТА РАЗЛИЧНЫХ ОРГАНОВ РАСТЕНИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИХ УРАНА

М. Н. ЯКОВЛЕВА

Флорометрический метод поисков урановых руд по химическому составу золы растений с каждым годом привлекает все большее внимание геологов. Однако применение его, так же как и интерпретация полученных результатов, в значительной степени затрудняется отсутствием единой научно-обоснованной системы отбора флорометрических проб. Последнее обстоятельство обусловлено главным образом недостатком данных о закономерностях, контролирующих распределение химических элементов в различных частях растения.

Известно, что накопление в растении химических элементов находится в зависимости от физиологических функций различных его органов. Должны быть рассмотрены две стороны этого явления: во-первых, отношение между наибольшей и наименьшей величинами содержаний, которые мы условимся называть «показателем контрастности», и, во-вторых, направленности процесса накопления, которая выражается в преимущественной концентрации элементов либо в молодых и репродуктивных частях растения, либо в старых и преимущественно вегетативных его органах. Следуя Д. А. Сабину [1], накопление первого типа мы можем назвать «базипетальным», а накопление второго типа — «акропетальным».

Установлено [2, 3], что как интенсивность накопления, так и направленность этого процесса изменяются в зависимости от вида растений и содержания интересующих нас элементов в питающем слое. Существуют, несомненно, и другие факторы. Задача настоящего исследования заключается в том, чтобы выяснить закономерности изменения содержаний элементов в растении в зависимости от возраста опробуемых его частей.

### Экспериментальные исследования

Объектом исследования служили четырехлетние отрезки ветвей взрослых лиственниц, берез, багульника и рябинолистника, произраставших в различных условиях, а именно: над первичными

ореолами рассеяния вокруг рудных тел и вторичными ореолами смешанной природы (солеными и механическими, а также на площади нормального геохимического фона.

Четырехлетний возраст отрезка ветви выбран в качестве предельного по двум причинам: во-первых, ввиду падения зольности побега с увеличением его возраста, а во-вторых в связи с трудностью установления возраста более старых ветвей из-за посте-

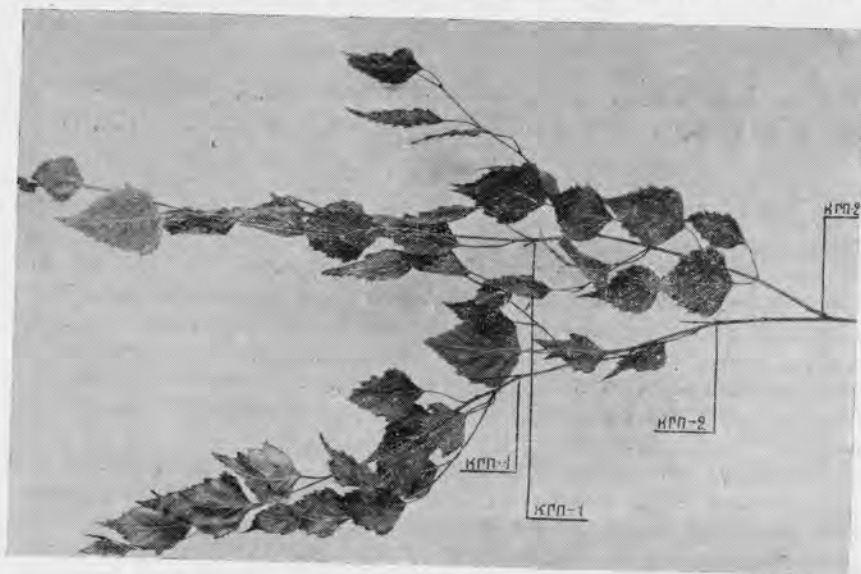


Рис. 1. Ветвь березы с побегами одно- и двухлетнего возраста.

КГП-1-2 — узлы роста и их возраст в годах; КГП-2 — точка роста двухлетнего побега, развившегося из боковой почки.

пенной утраты морфологических признаков узлами роста, по которым определяется возраст побега.

Узлы роста ветвей опробованных берез и лиственниц, являющиеся одновременно и концами годичных побегов, показаны на рис. 1 и 2 под индексами «КГП» с числовой характеристикой их возраста. Принципиальная схема возрастного деления ветвей различных древесных и кустарниковых растений в зависимости от типа их ветвления (моноподильного и симподильного) показана на рис. 3 [5] <sup>1</sup>.

В пробы отбирали осевые и боковые побеги одного возраста с таким расчетом, чтобы в сухом состоянии вес пробы был не менее 10 г. Деление ветви на побеги одно-, двух-, трех- и четырех-

<sup>1</sup> При определении возраста по этой схеме нужно учитывать, что ряд древесных растений, особенно дуб и плодовые деревья, в годы с резкими колебаниями погоды в течение лета, дают несколько побегов за один вегетационный период.



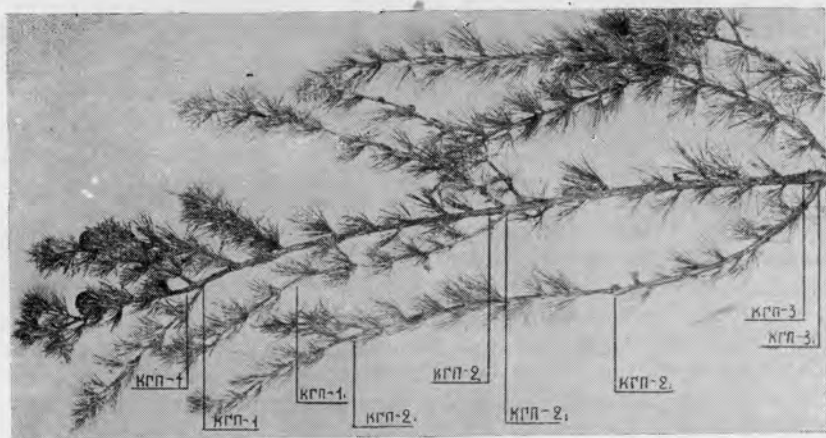


Рис. 2. Ветвь лиственницы с побегами от одно- до трехлетнего возраста.  
 КГП-1-3 — узлы роста и их возраст в годах на осевых побегах; КГП-1-3 — то же на боковых; КГП-1-3 — точки роста побегов, развивавшихся из боковых почек.

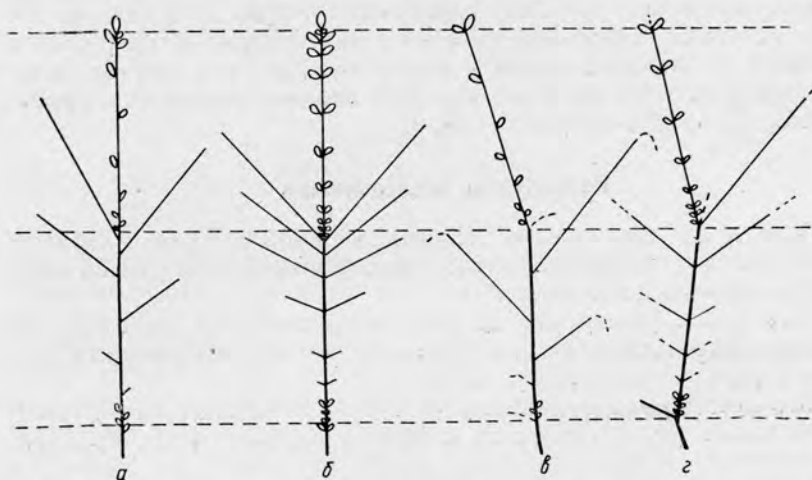


Рис. 3. Схема возрастного деления ветвей различного типа ветвления (штриховые линии — границы осевых одно- и двухлетнего побегов тоже с изгибом — усыхающие побеги):

*а, б* — моноподиальный тип (пихта, сосна, ель, лиственница, можжевельник, дуб, клен, тополь и др.); *а* — очередное расположение побегов, *б* — супротивное, *в, г* — симподиальный тип (береза, липа, вяз, орешник, черника, сирень, бузина и др.), *в* — очередное расположение побегов, *г* — супротивное.

летнего возраста, а также очистку их от листьев или хвои во избежание перераспределения элемента в растении в процессе подсыхания проб, производили на месте их отбора.

Воздушно-сухие пробы измельчались до размера отдельных частей 3—5 см и озоляли при 475° С в муфельной печи с терморегулятором до получения сырой золы, т. е. прокаленной без удаления карбонатов<sup>1</sup>.

Содержание урана в золе проб определялось перлово-люминесцентным методом по прописи П. И. Васильева.

Характер накопления и величину показателя контрастности устанавливали по процентному содержанию рудных элементов в золе.

Преимущество данного приема по сравнению с приемом Д. А. Сабинина, определявшего отношения содержаний по сухим пробам, заключается в том, что он позволяет судить о динамике изменения содержания рудного элемента непосредственно в минеральной части растения. Кроме того, исследователь освобождается от выполнения трудоемких определений влажности проб, что в варианте Д. А. Сабинина является обязательным для получения сопоставимых данных.

Следует иметь в виду, что типы накопления, определяемые разными способами, иногда не совпадают<sup>2</sup>.

Числовое значение показателя контрастности определялось в двух вариантах: а) между однолетним и трех- или четырехлетними побегами и б) между побегом с максимальным содержанием элемента и смежным с ним — более молодым или старым (в зависимости от типа накопления). Для первого показателя принят символ  $P_3-1$ , для второго —  $P_3-2$ .

### Результаты исследования

Данные анализа золы исследованных проб на уран с характеристикой типа накопления и числовых значений показателей контрастности приведены в табл. 1.

Для урана независимо от вида исследованных растений, характерен акропетальный тип градиента, т. е. их содержание в золе повышается с увеличением возраста.

Все максимальные значения (от 4 до 73,3) показателя контрастности урана ( $P_3-1$ ) относятся к ветвям деревьев и кустарников,

<sup>1</sup> Озолять можно также и свежие пробы, но с предварительным подсушиванием при температуре около 60° С. Подсушивание облегчает измельчение пробы и обеспечивает спокойное течение процесса озоления.

<sup>2</sup> Несовпадение типов накопления при определении их различными способами обусловлено особенностью распределения в растении золы. Содержание золы в молодых и генеративных частях выше, чем в старых и вегетативных. Поэтому базипетальный тип градиента, установленный для элемента по его содержанию в процентах к весу сухой породы, может быть акропетальный в золе и наоборот. Но акропетальный тип градиента, вычисленный для элемента по процентам к сухому весу сравниваемых проб, остается акропетальным в золе.

Таблица 1

Содержание урана и показателя контрастности для древесных и кустарниковых растений в зависимости от места их роста и возраста побега

Растение	№ образца	Место растения	Содержание, урана, $\mu \cdot 10^{-4} \%$				Показатель контрастности	
			Возраст побега ветви, годы				Для одно-, трех- или четырехлетних (П <sub>а-1</sub> )	Для смежных (П <sub>а-2</sub> )
			1	2	3	4		
Лиственница даурская	1	Рудная	0,5	0,2	3,3	5,2	-10,4	-16,5
	2	площадь						
		Вторичный ореол	0,2	0,5	—	2,1	-10,5	-4,2
	3	В условиях фона	н. о.	0,5	1,2	1,2	—	-2,4
	6	То же	0,30	0,20	0,26	0,25	1,0	1,0
Береза бородавчатая	5	»	н. о.	0,75	0,75	0,75	—	—
	7	Вторичный ореол	0,5	1,0	6,0	—	-12,0	-6,0
	9	В условиях фона	0,2	0,18	6,0	—	—	1,0
	13	То же	н. о.	0,25	0,25	—	—	—
Багульник даурский	11	»	н. о.	н. о.	н. о.	1,45	—	—
	12	Вторичный ореол	1,5	5,2	109,9	—	-73,3	-21,1
	14	В условиях фона	1,1	0,8	—	1,4	-1,3	-1,7
Рябинолистник	15	Вторичный ореол	15	—	60	—	-4,0	—
	16	В условиях фона	2	—	2	—	1,0	—

растущих над первичными и вторичными ореолами. У растений, расположенных на фоновых площадях, показатель контрастности не превышает 4,4.

Минимальное поступление урана в молодые побеги ветвей (одно- и двухлетние) обнаружено у лиственницы и багульника, достаточно четко на повышение содержания урана в почвогрунтах реагируют молодые побеги березы и особенно рябинолистника, растущего на вторичном ореоле рассеяния урана. Содержание урана в однолетнем побеге рябинолистника в пределах вторичного ореола оказалось в 7,5 раза выше фона.

Данные расчета интенсивности реакции побегов на повышение содержания рудного элемента в корнеобитаемом слое в зависимости от их возраста приведены в табл. 2. За единицу сравнения приняты фоновые показания.

Нужно отметить, что возрастная неравномерность распределения рудных элементов у древесных растений наблюдается не только

Интенсивность реакции различных растений на уран и радий  
в зависимости от условий роста и содержания рудного элемента  
в среде питания

(в относительных величинах по отношению к данным фона)

№ сопоставляемых проб	Растение	Условия роста	Содержание элемента	Части растения					
				побеги ветвей				наземная часть	корни
				Возраст, годы					
				1	2	3	4		
<b>У Р А Н</b>									
1; 5	Лиственница	Рудная площадь	—	1,7	1,0	12,7	20,8	—	—
2; 5	»	Вторичный ореол	—	0,7	2,5	—	8,4	—	—
7; 9 (10)	Береза	Вторичный ореол	—	2,5	5,5	24,0 *	—	—	—
8; 9	»	То же	—	0,5	6,6	—	—	—	—
12; 14	Багульник	»	—	1,3	6,5	100,0	—	—	—
15; 16	Рябинолистник	»	—	7,5	—	30,0	—	—	—
<b>Р А Д И Й</b>									
—	Горох	Вегетационный опыт	$2,42 \cdot 10^{-13}$ **	—	—	—	—	1,0	1,0
—	»	То же	$2,42 \cdot 10^{-12}$	—	—	—	—	3,9	12,9
—	»	»	$2,42 \cdot 10^{-11}$	—	—	—	—	6,7	122,0
—	»	»	$2,42 \cdot 10^{-10}$	—	—	—	—	101,4	873,9

\* Данные относятся к пробам № 84 и 175.

\*\* Литературные данные.

у побегов, но, как и у травянистых растений [4, 5], у их листьев. Не останавливаясь детально на этом вопросе, отметим, что поиски руд по показаниям листьев также, по-видимому, требуют внимательного отношения к их возрасту.

В настоящее время, вследствие ограниченности опытного материала, еще трудно судить, насколько стабильны полученные характеристики показателей контрастности. Но уже и сейчас очевидно, что отбор флорометаллометрических проб необходимо ограничивать не только определенными органами растений, как рекомендуется в руководствах по биохимическим поискам [6], но также и одновозрастными их частями.

При поисках руд по элементам с преимущественно акропетальным типом накопления отбор в пробу старого побега определенного возраста несколько осложняет работу<sup>1</sup>. В таких случаях

<sup>1</sup> Так, если в пробу отбирают трехлетний побег, то его выламывают по второму и третьему узлу роста (см. рис. 3).

целесообразно опробовать те растения, у которых небольшое повышение содержания рудного элемента в корнеобитаемом слое вызывает заметное повышение его содержания в одно- и двухлетних побегах, как это наблюдалось у исследованных берез и рябинолистника.

### Выводы

1. Определение показателя контрастности содержания урана, зависящие от возраста органов растения, создает объективную основу для выбора мест отбора флорометаллометрических проб.

2. При значении этого показателя, близком к единице, для флорометаллометрического опробования пригодна любая часть растения, в других случаях — лишь та часть, которая наиболее четко реагирует на повышение содержания рудного элемента в питающем слое.

### ЛИТЕРАТУРА

1. С а б и н и н Д. А. Физиологические основы питания растений. М., Изд-во АН СССР, 1955.
2. Д р о б к о в А. А. Микроэлементы и естественные радиоактивные элементы в жизни растений и животных. М., Изд-во АН СССР, 1958.
3. Н и к и ш к и н а П. И. Действие молибдена на развитие растений на дерново-подзолистой почве и красноземе. «Почвоведение» № 5 (1961).
4. Б а р а н о в В. И., Ж д а н о в М. Ю. и Д е й з е н р а т - М ы с о в - с к а я М. Ю. Применение метода микрорадиографии для выяснения характера распределения радиоактивных элементов в природных объектах. «Изв. АН СССР, Отд. хим. наук», № 1 (1944).
5. А й д и н я н Н. Х. Распределение редких щелочей в коллоидах почв и участие растительности в этом процессе. «Геохимия», № 4 (1959).
6. Т к а л и ч С. М. Практическое руководство по биогеохимическому методу поисков рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959.



## СО Д Е Р Ж А Н И Е

В. И. Вернадский и успехи прикладной радиогеологии. <i>Д. Я. Суражский</i>	5
<b>I. Материалы по геологии урановых месторождений</b>	
Металлогения урана. <i>В. И. Смирнов</i>	10
О гипогенной зональности гидротермальной урановой минерализации. <i>Б. В. Бродин</i>	52
О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфогенных месторождений урана. <i>Р. В. Гецева, А. А. Дерягин</i>	71
Вертикальная метасоматическая зональность околорудных изменений в гранитах, вмещающих гидротермальные ураноносные жилы. <i>Г. А. Пельмский</i>	94
<b>II. Материалы по минералогии урана</b>	
Восстановление синтетических и природных окислов урана. <i>Ю. М. Дымков</i>	113
Регенерация настурана в гидротермальных месторождениях. <i>Ю. М. Дымков</i>	128
О зональном строении сферолитов настурана. <i>Л. А. Орлова</i>	146
Радиоактивные ореолы вокруг включений уранинита. <i>В. С. Карпенко</i>	157
О фосфорном аналоге трегерита. <i>Л. Н. Белова, В. И. Литенкова, Л. Е. Новоросова</i>	174
Урановая слюдка смешанного типа с несколько необычными свойствами. <i>О. В. Федоров, В. И. Литенкова</i>	178
Изучение некоторых свойств натриевого пентакарбоната урана (IV). <i>Т. А. Смольная, П. В. Прибытков, Н. Г. Назаренко</i>	181
<b>III. Материалы по геохимии урана</b>	
О растворимости уранинита в воде и водных растворах при повышенных температурах и давлениях. <i>Р. П. Рафальский, А. Д. Власов</i>	189
Геохимия урана в магматическом и постмагматическом процессах. <i>З. М. Моторина, В. И. Волков</i>	194
Некоторые данные о поведении урана при метаморфизме. <i>Р. В. Гецева</i>	208
Эволюция изотопного состава свинца гранитондов в докембрии. <i>А. И. Тугаринов, Л. К. Гаврилова, В. П. Бедринов</i>	228
Эффект разделения изотопов урана в природе и перспективы его использования в геохимических исследованиях. <i>К. Е. Иванов, Р. Г. Кудряшова</i>	244
Использование водных ореолов рассеяния при поисках слепых урановых рудных тел. <i>В. И. Кочетков</i>	260
О влиянии возраста различных органов растений на распределение в них урана. <i>М. Н. Яковлева</i>	271

**ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ РАДИОГЕОЛОГИИ**

Редактор А. Ф. Алябьев  
Переплет художника А. И. Шавард  
Техн. редактор Е. И. Мазель  
Корректор Т. А. Галахова

---

Сдано в набор 4/VI 1963 г.

Подписано в печать 27/VIII 1963 г.

Бумага 60×90/16. Физич. печ. л. 17,5

Уч.-изд. л. 19,21. Заказ изд. 1103

Тираж 1450 экз. Т-10855. Цена 1 р. 16 к.

Заказ тип. 1476

Госатомиздат, Москва, Центр, ул. Кирова, 18

---

Типография № 6 УЦБ и ПП Ленсовнархоза,  
Ленинград, ул. Моисеенко, 10