

Р. П. ПЕТРОВ, В. С. КАРПЕНКО, Ю. А. МЕЩЕРСКИЙ

**О месторождениях
урана
в железорудных
формациях
докембрия**

А Т О М И З Д А Т · 1 9 6 9

Р. П. ПЕТРОВ, В. С. КАРПЕНКО, Ю. А. МЕЩЕРСКИЙ

О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
УРАНА
В ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ
ФОРМАЦИЯХ
ДОКЕМБРИЯ

Под редакцией Д. Я. Суражского

*Многоглавному
Данилу Яковлевичу,
редактору - от друга -
тестяка от Бориса.*



АТОМИЗДАТ
Москва 1969

*Меню
В. С. Карпенко*

О месторождениях урана в железорудных формациях докембрия. Р. П. Петров, В. С. Карпенко. Ю. А. Мещерский, Под ред. Д. Я. Суражского. Атомиздат, 1969, 72 стр.

В книге рассматривается позиция урановых месторождений в докембрийских железорудных формациях. Приводится обзор докембрийских формаций, урановых метасоматических месторождений, дается анализ основных тектонических элементов, контролирующих урановые рудные поля, месторождения, зоны рудной минерализации и рудные тела, приводится описание метасоматических образований и урановых минеральных ассоциаций. Авторы приходят к выводу об отсутствии прямой генетической связи железного и уранового оруденения, отмечая одновременно благоприятность проявления процессов щелочного и карбонатного метасоматоза и связанной с ними урановой минерализации в богатых железом толщах докембрия. Выявленные урановые месторождения в железорудных формациях рассматриваются как представители метасоматических рудных формаций урана, известных и в других геологических формациях докембрия.

Таблиц 4; рисунков 18; библиография — 62 названия.

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы среди железорудных формаций докембрия обнаружены многочисленные проявления урановой минерализации, а в некоторых районах крупные промышленные месторождения. Нахождение урановых руд среди различных метаморфических пород железорудных формаций, в том числе и в магнетит-гематитовых рудных телах, послужило основанием к выделению особого типа своеобразной железо-урановой формации, представление о которой впервые сформулировано в работах советских ученых [1—4]. В этих работах, обобщающих итоги изучения урановых месторождений данного типа, отмечается в качестве характерной особенности последнего теснейшая взаимосвязь первичных урановых минералов с магнетитом и гематитом. Этот факт получает, однако, в последнее время несколько иную трактовку. Анализ новейших материалов по месторождениям рассматриваемого типа показывает, что ассоциация минералов урана и железа еще не определяет генетических взаимоотношений урановых и железных руд, а поэтому не может без более обстоятельного анализа геологической позиции месторождений явиться основанием для выделения особой железо-урановой формации.

В общем понимании термин «формация» означает естественное сообщество горных пород или полезных ископаемых, обладающих рядом типоморфных петрографических и минералогических признаков, находящихся в единых или сходных структурных зонах и являющихся более или менее близкими по времени и условиям образования. Естественные сообщества горных пород и полезных ископаемых, отличающихся друг от друга как своими типоморфными признаками, так и условиями образования, должны рассматриваться как ассоциации нескольких формаций.

Вопрос о принадлежности месторождений железных и урановых руд к одной формации или к сообществу более крупному (ассоциации формаций) ни в коей мере не является вопросом чисто терминологическим. Существо его состоит в определении роли естественных сообществ железных и урановых минералов как признаков, определяющих направления поисковых работ. Если признать существование особой железо-урановой формации, поиски месторождений как железа, так и урана должны быть сосредоточены в областях распространения пород железорудной формации; если же признать, что урановая минерализация накладывается на железорудную и может, как это показывает практика, проявляться и в других формациях докембрия, то месторождения урана следует искать в различных по составу кристаллических породах и за пределами распространения пород железорудных формаций.

Настоящая работа представляет собой попытку выяснить этот вопрос на примере наиболее типичных месторождений в породах железорудной формации докембрия.

При написании данной работы авторами использованы как личные наблюдения, полученные в процессе продолжительного изучения железных и железо-урановых месторождений, так и обширные литературные данные, содержащиеся в работах советских и иностранных авторов.

ХАРАКТЕРНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ АССОЦИАЦИИ

К наиболее крупным проявлениям железорудной формации докембрия приурочены месторождения Лабрадора и Мезаби в Северной Америке, Бразилии и Венесуэлы в Южной Америке, Табазимби, Претории, Постмасбурга, Виндхука, Касаи — Ломами, Кило — Мото и Босоло — Зонго в Африке, Кривого Рога и Сер-Варангера в Европе, Бабабудана, Мадраса, Сингхбу-ма, Малого Хингана, Мусана и Ляоян — Инкоу в Азии.

В исключительном многообразии условий залегания докембрийских геологических формаций совершенно очевидна постоянная пространственная и структурная взаимосвязь железорудных, гипербазитовых и метабазитовых формаций. Эта ассоциация докембрийских формаций по своей геологической позиции может быть противопоставлена другой ассоциации широко распространенных докембрийских формаций — гнейсов, гранитоидов и мигматитов. Особый интерес в областях распространения железорудных формаций представляют также минеральные образования зон брекчирования, метасоматоза и развития даек.

С эпигенетическими по отношению к железорудной формации процессами связано формирование различных по условиям образования богатых железных и урановых руд. Эта третья ассоциация по своим масштабам несоизмерима с двумя первыми. Она является ассоциацией минеральных и рудных формаций, в то время как две первые являются ассоциациями петрографических формаций.

Формация гнейсов

Формация гнейсов — это естественное сообщество гнейсов различного состава и текстуры и подчиненных им кварцитов и кристаллических сланцев, сообщество

широко распространенных метаморфических пород, слагающих большие пространства докембрийских щитов и фундамента платформ. К гнейсам относятся все метаморфические породы с определенной линейной и плоскостной ориентировкой минералов и их агрегатов, имеющие крупнокристаллическую или среднекристаллическую структуру и содержащие в своем составе полевые шпаты, кварц и темноцветные минералы. Гнейсы различаются по крупности кристаллов, по составу полевых шпатов, темноцветных и второстепенных минералов. Количественные соотношения компонентов в гнейсах весьма непостоянны. Они не используются для расчленения гнейсов на разновидности. Исключение составляет деление пород по количеству фемических минералов на темные, серые и светлые гнейсы.

Все породы формации обладают грубой полосчатостью. Отдельные полосы отличаются друг от друга по составу и структуре, между ними существуют постепенные переходы. В чередовании однотипных пород отдельные полосы гнейсов прослеживаются лишь на небольшие расстояния. Они представляют собой серию линз, кулисообразно сменяющих друг друга. Полосчатость гнейсов имеет преимущественно пологое залегание; ориентировка линейности в гнейсах совпадает с положением плоскостей полосчатости. С изменением углов падения плоскостей полосчатости гнейсов меняются и углы склонения линейности.

В соответствии с общепринятыми представлениями основанием для отнесения метаморфических пород гнейсовой формации к числу пород первично осадочных служат полосчатость, а также в некоторых случаях — хорошо сохранившиеся бластопоцефитовые текстуры гнейсов и переслаивающихся с ними пород. Прямых данных для суждения о составе материала и об условиях седиментации в таких интенсивно метаморфизованных породах, как гнейсы, нет. Они могли резко отличаться от условий осадконакопления в послекембрийское время. К тому же необходимо учитывать, что происхождение гнейсовых текстур может быть связано с условиями деформации пород. Свидетельством этому служит следующая установленная зависимость между положением линейности и ориентировкой изгибов плоскостей полосчатости гнейсов. Около отдельных разрывных нарушений плоскости полосчатости гнейсов резко изгибаются.

Их пологое залегание сменяется крутым, а мощность отдельных полос уменьшается. Вместе с разрывным нарушением участки изгиба полосчатости образуют своеобразные флексуры с круто падающим смыкающим крылом, совпадающим по своей ориентировке с плоскостями сместителей. Линии гнейсовидности в смыкающихся крыльях флексур и в примыкающих к ним участках пологого залегания гнейсовой полосчатости занимают положение, более или менее нормальное к шарнирам изгибов. Такая ориентировка линий гнейсовидности может служить свидетельством близости условий их формирования к условиям образования борозд скольжения.

В соответствии с изложенным крутые углы падения плоскостей гнейсовидности могут рассматриваться как свидетельство существования разрывных нарушений в гнейсах. К локальным участкам развития крутого падения гнейсовидности приурочены разрывные нарушения ограниченной протяженности, к мощным выдержанным зонам крутого падения гнейсовидности — разрывные зоны, прослеживаемые на многие десятки километров. Именно к подобным грандиозным зонам приурочены полосы развития пород железорудных, метабазитовых и гипербазитовых формаций.

Формация метабазитов и гипербазитов

Известная под различными названиями формация метабазитов и гипербазитов представляет собой естественное сообщество зеленокаменных пород, приуроченных к линейно вытянутым тектоническим зонам. Типоморфными породами формации являются амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотит-пироксеновые лептиты, а также преобразованные в хлорит-актинолитовые и тальковые сланцы пироксениты и перидотиты. Сопутствующими породами являются амфиболо-биотитовые сланцы, биотитовые крсациты, плагиопорфиры, кварциты и такониты. Площади развития пород формации, уступающие по своим размерам площадям развития гнейсов, отличаются вытянутыми очертаниями и обычно имеют много общего по своей ориентировке. В докембрийских кристаллических щитах обособленных площадей развития пород метабазитовой и гипербазитовой формаций не установлено. Они образуют группы, в ко-

торых отдельные линейно вытянутые площади более или менее параллельны друг другу. Расположенные кулисообразно или вытянутые в цепочку площади развития зеленокаменных и железорудных пород образуют своеобразные пояса, прослеживаемые на тысячи километров среди кристаллических пород докембрийских щитов.

Амфиболиты — среднезернистые кристаллические метаморфические породы массивной и гнейсовидной текстуры, состоящие из обыкновенных роговых обманок и плагиоклаза, соответствующего андезину или битовниту и обычно замещенного альбитом. Среди амфиболитов встречаются разновидности, лишенные плагиоклаза. Эти меланократовые породы близки по своему составу и по характерным новообразованным минералам к гипербазитам. Лептиты — мелкокристаллические (от 0,03 до 1,0 мм) метаморфические породы, состоящие из темноцветных минералов, полевых шпатов и кварца. Для описываемой формации характерны биотит-амфиболовые андезиновые разновидности с гетеробластовыми структурами и со слоистыми очковыми текстурами. Лептиты переслаиваются с плагиоклазовыми и бесполовошпатовыми биотит-амфиболовыми сланцами. Зеленокаменные лептиты отличаются от гнейсов повышенными количествами темноцветных компонентов, незначительным содержанием кварца и малыми размерами кристаллов. Между зеленокаменными лептитам, пироксеновыми и пироксен-амфиболовыми гнейсами устанавливаются постепенные переходы, сопровождаемые увеличением крупности кристаллов в гнейсах.

По условиям залегания пород формации и по их взаимоотношению друг с другом происхождение амфиболитов и лептитов не может быть признано единообразным. Зеленокаменные лептиты, обладающие полосчатостью и четко проявленной гнейсовидностью, могут быть отнесены, по аналогии с гнейсами, к числу докембрийских осадочных образований. Их преимущественное нахождение в зонах с крутым падением плоскостей гнейсовидности может быть связано либо с спецификой фациальных условий седиментации, либо с характером эпигенетических преобразований гнейсов в этих тектонических зонах. Амфиболиты в ряде случаев занимают секущее положение по отношению к лептитам. В контакте с лептитам они имеют меланократовую бесполово-

шпатовую кайму, аналогичную приконтактным каймам гипабиссальных тел. Эти обстоятельства позволяют отнести амфиболиты к метаморфизованным магматическим образованиям. К породам первично магматическим относятся и метаморфизованные ультраосновные породы, залегающие в единых зонах с амфиболитами, но занимающие в некоторых случаях секуще положение по отношению и к лептитам, и к амфиболитам.

Приуроченность пород формации к разломным тектоническим зонам в гнейсах позволяет отождествлять все громадные тела амфиболитов и гипербазитов с дайками того же состава, приуроченными к нарушениям меньшего размера. Представление о приповерхностном интрузивном образовании пород основного и ультраосновного ряда не исключает возможности существования в составе формации пород излившихся. Основанием для признания этой возможности служат известные примеры амфиболитов с миндалекаменной структурой и описанные случаи переслаивания амфиболитов с таконитами.

Докембрийские железорудные формации

Докембрийские железорудные формации — это сообщества таконитов, лептитов, кварцитов, доломитовых мраморов и микросланцев, приуроченных к докембрийским мобильным зонам в кристаллических щитах.

К таконитам относятся текстурно неоднородные полосчатые метаморфические породы, представляющие собой своеобразную пачку часто чередующихся разных по мощности полос, сложенных по крайней мере тремя резко отличными друг от друга агрегатами — агрегатом железорудных минералов, агрегатом разновеликих зерен кварца и агрегатом минералов из группы силикатов — амфиболов, пироксенов и слюд [5]. Кроме трех названных в составе таконитов широко развиты полосы смешанного состава: магнетитокварцевые, магнетито-амфиболовые и др. Разновидности таконитов, лишенные прослоев, образованных силикатами, в соответствии с номенклатурой, разработанной одним из авторов статьи [6], именуются итабиритами (при значительном размере кварцевых зерен) или джеспилитами (при мелкой зернистости и яшмовидном облике кварца).

Лептиты железорудных формаций отличаются преимущественно кислым составом полевого шпата и присутствием биотита в качестве главного темноцветного компонента. Лептиты в железорудной формации, как правило, перемежаются с доломитовыми мраморами и кварцитами, содержащими новообразования диопсида и флогопита.

Время образования железорудных формаций обычно связывается либо с поздним археозоем, либо с ранним протерозоем. Судя по многочисленным определениям, их абсолютный возраст неодинаков в различных частях одного и того же щита. Возраст горных пород железорудных формаций [7—12] составляет 1700—3500 млн. лет, и они оказываются в некоторых случаях [9] более древними, чем нижний протерозой, в границах, принятых Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций [13]. Если приведенные выше числа соответствуют времени образования горных пород, то приуроченные к докембрию железорудные формации могут быть признаны разновременными образованиями. Если эти числа соответствуют времени преобразования горных пород под влиянием метаморфизма, то все железорудные формации могут быть признаны более или менее одновозрастными и отнесены к числу наиболее ранних образований земной коры.

Происхождение пород железорудной формации связывается с докембрийским осадкообразованием. Основанием для параллелизации этой метаморфической формации с осадочными породами служат присущая таконитам полосчатость и четкая бластосефитовая текстура кварцитов. По ряду наблюдений в условиях относительно пологого залегания пород в железорудных сериях обычно выделяют три свиты: нижняя сланцево-кварцитовая, средняя таконитовая и верхняя доломит-лептитовая.

Среди полос, сложенных породами железорудных формаций, преобладают полосы с крутыми углами падения с нормальным и опрокинутым залеганием пород. Каждая из полос трактуется как более или менее сложная синклиналиальная складка. Ее краевые части образованы амфиболитами, промежуточные — кварцитами и таконитами, внутренние — лептитами. Крылья таких складок параллельны друг другу. Они сохраняют

параллельность и при изгибе полос как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскости. Эти выдержанные закономерности служат обычно доводом в пользу исключительно интенсивного докембрийского складкообразования.

Отдавая должное специфике докембрийских процессов, нельзя не заметить, что в морфологии складок и в закономерностях фациального выклинивания отдельных слоев железорудные формации настолько отличаются от более молодых осадочных формаций, что сама параллелизация с ними является условной. Все наиболее крупные складки, сложенные породами формации, имеют крутое склонение шарниров. Важно не только то, что здесь развиты складки с вертикальными и запрокинутыми шарнирами, но и то, что при относительно пологом склонении шарниров по условиям залегания крыльев нельзя предполагать выколаживания шарнира и его нового выхода на поверхность. Каждый отдельно рассматриваемый горизонт железорудной формации имеет максимальную мощность в замковой части складки. Изменения мощности от нескольких до сотен метров в их замковых частях происходят на протяжении нескольких километров.

Подобное изменение мощностей отдельных горизонтов и выдержанное крутое склонение складок может быть связано с широким развитием компенсируемого осадконакоплением прогибания бассейнов в период седиментации и с еще более интенсивным их прогибанием в последующий период складкообразования. Такое прогибание бассейнов могло иметь место в условиях исключительной мобильности их ложа. Для объяснения столь высокой податливости последнего необходимо обратить внимание на то, что проявления основного вулканизма характерны не только для начальных, но и для конечных стадий формирования пород железорудных формаций. Среди пород железорудных формаций известны серии секущих и послонных ультрабазитовых и metabазитовых тел. С основным вулканизмом в зонах развития железорудных формаций связывается поступление в область осадконакопления [12, 14—27] эксталяционного материала и в первую очередь железа, кремнезема, углекислоты и др. С этим же вулканизмом следует, по-видимому, связывать и мобильность зоны.

Бассейны накопления пород докембрийских железорудных формаций — это не обширные геосинклинальные пространства [12, 22], а относительно узкие приповерхностные кальдерные части грандиозных докембрийских вулканических аппаратов с ограниченными по площади водоемами. Эти вулканические аппараты, приуроченные к крупным разломам в остовах формирующейся континентальной земной коры, уходят своими корнями до глубин верхней мантии.

Прямым подтверждением столь глубокого залегания корневых частей аппаратов основной вулканической деятельности являются результаты глубокого сейсмического зондирования [11], свидетельствующие о наименьшей глубине залегания границы преломления сейсмических волн с $V_r = 6,7 \rightarrow 7,0$ км/сек, отождествляемой с поверхностью базальтового слоя в районах развития пород железорудных формаций. Сопоставляя эти геофизические данные с условиями залегания пород, можно видеть, что зоны развития пород метабазитовых, гипербазитовых и железорудных формаций, заложенные как докембрийские разрывные нарушения в породах гнейсовой формации, проходят через всю земную кору, обладают весьма специфическими особенностями строения и состава и оказываются своеобразной преградой между различными участками разбитой на блоки толщи пород гнейсовой формации.

Эта точка зрения существенно отличается от общепринятых представлений о геосинклинальном характере отложений железорудной формации. Она изложена здесь весьма схематично, но и в общем виде, как нам кажется, лучше объясняет выявленные особенности строения зон развития железорудных, метабазитовых и гипербазитовых формаций, разобщающих блоки более древних, археозойских пород.

Из пликативных нарушений, развитых в железорудных формациях, наиболее характерны изоклинали с крыльями, более или менее параллельными вертикальной осевой плоскости, совпадающей по своей ориентировке с общим простиранием пород, и с выдержанными преимущественно круто склоняющимися шарнирами. Широко развиты, но менее заметны относительно небольшие плавные изгибы с осевыми плоскостями, занимающими положе-

ние, перпендикулярное к общему простиранию полосчатости, и имеющими либо пологое, либо крутое, близкое к вертикальному падение, и со склонением шарниров соответственно пологим или крутым. Для всех пликвативных форм в породах формации характерна четко проявленная дисгармоничность.

Среди древнейших разрывных нарушений в железорудных формациях наиболее развитыми и выдержанными по простиранию являются крутые продольные и послойные сдвиги и сдвиго-сбросы и не менее многочисленные, но ограниченные по протяженности пологие сбросы. Молодые разрывные нарушения обычно приурочены к ранее сформированным зонам. Длительным развитием отличаются узлы сочленения нарушений различных направлений. К наиболее древним нарушениям приурочены дайки гипербазитов и метабазитов. С последующим развитием разрывных нарушений связаны многоэтапные интрузии гранитоидов, процессы формирования пегматоидов и метасоматитов.

Формация докембрийских гранитоидов

К этой формации относят естественное сообщество разновозрастных кварцевых диоритов, кварцевых монзонитов, адамеллитов и гранитов, находящихся в разломных зонах среди докембрийских гнейсов и образующих совместно с последними ряд текстурно неоднородных пород, известных под названием мигматитов.

Для кварцевых диоритов докембрия характерно исключительно высокое содержание кремнезема. Для них используются специальные названия: трондьемит, тоналит и плагиогранит. Высокое содержание свободного кремнезема и наличие массивных и гнейсовидных текстур является характерной чертой пород формации. Структуры гранитоидов докембрия по размерам кристаллов, по степени деформированности их контуров и по закономерностям взаимного расположения минеральных зерен весьма многообразны. Они значительно сложнее структур молодых гранитоидов и ни в коей мере не могут быть охарактеризованы с помощью существующей ограниченной петрографической терминологии. Названия «порфиroidный» или «равномернозернистый» гранит характеризуют лишь общий внеш-

ний облик структуры докембрийских пород. Фактически все докембрийские гранитоиды неравномернозернисты. Во всех породах формации как порфиоровидные вкрапленники, так и основная масса являются сложными агрегатами разновеликих зерен, образованных одновременно и при различных условиях кристаллизации. Образование наиболее молодых кристаллов происходит обычно по катаклазированным ранее существовавшим кристаллам того же состава.

Гранитоиды докембрия распределены среди гнейсов весьма неравномерно. Крупные тела и выдержанные жилы приурочены исключительно к крупным зонам докембрийских тектонических нарушений и к узлам их сочленения, мелкие — к мелким тектоническим разломам. Формы и размеры гранитоидных тел могут быть поставлены в прямую зависимость от морфологии и условий образования нарушений, вмещающих эти породы.

Для характеристики условий залегания гранитоидов надо отметить, что среди круто падающих разломных зон в гнейсах встречаются зоны, выполненные исключительно гранитоидами, зоны, выполненные дайками основных пород и более молодых гранитоидов, и наиболее крупные зоны, выполненные породами железорудных, метабазитовых, гипербазитовых и гранитоидных формаций. Именно к последним зонам приурочены крупные, линейно вытянутые тела гранитоидов. Эти тела образуют внешнее обрамление железорудных и метабазитовых полос и лишь в единичных случаях развиваются по продольным и секущим нарушениям среди пород железорудной формации.

Контактные взаимоотношения гранитоидов с гнейсами и породами железорудной, метабазитовой и гипербазитовой формаций весьма различны. Развиваясь по серии мелких послонных трещин, гранитоидный материал совместно с гнейсовым образует мигматиты. В этих породах минеральные компоненты гранитов и минеральные компоненты гнейсов практически неразделимы.

Контакты гранитоидов с зеленокаменными породами и таконитами исключительно резкие. В экзоконтактной зоне развивается ограниченное число пегматитовых и аплитовых жил и относительно маломощные зоны мигматизации.

По времени образования наиболее древними породами формации являются кварцевые диориты и гранодиориты. Отдельные разновидности этих пород встречены и описаны в виде обломков среди конгломератов железорудных формаций. Возраст мигматитов и кварцевых диоритов определяется равным соответственно 2850 и 2100 млн. лет. Дайки амаеллитов и гранитов прорывают зеленокаменные и железорудные породы. Возраст амаеллитов и гранитов определяется [7, 10] соответственно в 1900 и 1700 млн. лет.

Пространственная связь гранитоидных тел с крупными разломами и строгая подчиненность их морфологии форме разрывных нарушений может рассматриваться [28] как свидетельство существования гранитной магмы в докембрии. Наличие постепенных переходов между гнейсами и гранитами в мигматитах и описанные особенности структуры гранитоидов могут быть признаны показателями существования явлений метасоматического преобразования и перекристаллизации гнейсов и ранее образованных гранитоидов. Не решая вопроса об удельном значении магматических и гранитизационных процессов в формировании гранитоидов докембрия, мы считаем необходимым подчеркнуть, что процессы гранитизации, точно так же как и процессы магматические, связаны с привнесением громадной массы вещества [29, 30]. Формирование гранитов, обязанное магматизму или гранитизации, неизменно влечет за собой концентрацию одних элементов и вынос других. Уран, как элемент литофильный, привносится с магмой или с гранитизирующими растворами в области формирования гранитоидных тел и мигматитов. Для истолкования процессов рудогенеза существенна не проблема образования гранита, а содержание урана в гидротермальных растворах, независимо от того, будут ли эти растворы признаны постмагматическими или постгранитизационными.

Процессы гидротермального метасоматоза, широко проявленные в породах всех докембрийских формаций, весьма многообразны. К числу наиболее распространенных следует отнести процессы силификации, ощелачивания и карбонатизации. Именно с этими процессами связано формирование метасоматических руд, содержащих вкрапленность урановых минералов в докембрийских породах разных формаций.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА

С процессами метасоматического преобразования докембрийских пород связано формирование урановых месторождений в пегматитах, мигматитах, амфиболитах, метапироксенитах, мраморах, железных рудах и таконитах.

Среди пегматитовых урановых месторождений докембрийского возраста выделяют две группы: относительно мелкие месторождения в зональных пегматитах с алланитом, циртолитом и иногда с тухолитом и важные в практическом отношении месторождения в незональных пегматитах с уранинитом и ураноторитом. Образование месторождений урана в пегматитах связывается [34—37] с процессами метасоматического преобразования гранитоидных тел в завершающие стадии пегматитообразования [31—33].

К числу зональных пегматитов относится месторождение Лек-Ля-Ронж в Саскачеване [34], к числу недифференцированных — месторождения участка Кардифф округа Халибёртон (Онтарио). В зональных пегматитах урановая минерализация локализуется во внешних или в промежуточных зонах. В незональных пегматитах рудные тела неправильной линзообразной формы приурочиваются к контакту пегматитов и мигматизированных боковых пород, к шлировым и ксенобластовым выделениям в пегматитах. В пегматитах на юге Онтарио, залегающих в метаосадочных породах серии Гренвилл, среди выделений, определяющих положение урановых рудных тел, отмечаются участки, насыщенные либо магнетитом, либо амфиболами, пироксенами и биотитом. Эти выделения в некоторых случаях обуславливают появление слоеобразного ленточного строения пегматитовых жил. Группы рудных тел в незональных пегматитах образуют пояса шириной в сотни метров и протяженностью в несколько километров.

Урановые месторождения в мигматитах по условиям залегания и пространственному положению весьма близки к месторождениям пегматитовым. Наиболее интересные месторождения мигматитового типа описаны в провинции Манитоба, в районе озера Херб [34, 36]. Здесь рудоносная зона мощностью в 3—4 м и длиной более 250 м, приуроченная к чередованию полос

пегматита, биотитового сланца и биотитового гнейса, содержит 0,1—0,15% урана. Мигматитовые месторождения известны также в районах Большого Невольничьего озера и озера Биверлодж в Канаде, в Южном Траванкоре в Индии, в пограничном районе Южной Родезии и ЮАР, в Сьерра-Леоне в Западной Африке и во многих местах распространения кристаллических пород. Общей чертой месторождений этого типа является наличие в мигматитах пегматоидных полос и неизменное проявление процессов метасоматического преобразования сланцевых и гнейсовых полос. В связи с этим решающее значение в формировании рудных концентраций в мигматитах, точно так же как и в пегматитах, отводится процессам метасоматическим.

Проявление процессов докембрийского метасоматического преобразования пород особенно отчетливо в урановых месторождениях, находящихся среди пород, резко отличающихся по своему составу от гранитоидов и гнейсов. К числу подобных метасоматических месторождений относятся хорошо известные метасоматические месторождения Рам-Джангл, Мэри-Кетлин и Манта-Валлару в Австралии. Во всех этих месторождениях метасоматические залежи контролируются зонами тектонических нарушений среди сильно дислоцированных докембрийских пород, прорванных гранитоидными и пегматитовыми телами. Уранинитовая вкрапленность на месторождении Рам-Джангл приурочена к кварцево-гематитовой и кварцитовой [34, 36] брекчии, находящейся среди графитовых метаморфических сланцев и силицифицированных доломитов. На месторождении Мэри-Кетлин урановая минерализация находится среди карбонатно-силикатных, гранат-диопсид-апатитовых пород докембрийской свиты Коррелла. Она представлена обильной вкрапленностью настурана в алланите, замещающем гранат, диопсид и апатит и развитом совместно с сульфидами и редкоземельными минералами в западном крыле опрокинутой на восток меридионально вытянутой синклинали. На месторождении Манта-Валлару настурансодержащий тухолит совместно с халькопиритом, борнитом и пирротином находится в очень крупных кварц-карбонатно-апатитовых метасоматических залежах среди сланцев и филлитов, пересеченных основными и кислыми дайками. К месторождениям того же типа могут быть

отнесены ураноторитовые месторождения в Мальгашской Республике, находящиеся среди пироксенитов, переслаивающихся с докембрийскими сланцами и содержащих ксенолиты силицифицированных мраморов, ряд месторождений провинций Онтарио и Квебек в Канаде и в других областях распространения кристаллических пород докембрия.

Метасоматические урановые месторождения, связанные с концентрациями магнетита и гематита, распространены довольно широко. В шт. Нью-Йорк существование урановой минерализации установлено в магнетитовых залежах на рудниках Олд-Бед и Смит (урансодержащий апатит), в низкосортной магнетитовой руде на руднике Майлс-Стандиш близ Уорвика (уранинитовая вкрапленность в лежащем контакте гранатсодержащих магнетитовых линз), а также в ассоциации с магнетитом среди пирротиновых руд месторождения Филлипс округа Патнам [34, 38, 39]. В шт. Нью-Джерси комплекс урансодержащих редкоземельных минералов совместно с цирконом и сфеном обнаружен в магнетитовых рудах месторождения Скраб-Окс (округ Моррис). В некоторых пунктах между западным Адирондаком и Северной Каролиной рудные зоны, содержащие уранинит и ураноторит, установлены в основании магнетитовых рудных тел [34, 35]. В одной из этих зон богатые уранинитом рудные столбы строго приурочены к хлорито-магнетитовым прослоям в гнейсах, собранным в мелкие складки. Эти своеобразные «карандашные» рудные столбы имеют размеры до 2 м в поперечнике и строго ориентированы по шарнирам складок. В провинции Онтарио (Канада) высокосортные уранинитовые руды в гранитных пегматитах участка Фадей приурочены к магнетитовым и магнетит-пироксеновым линзам, находящимся в этих пегматитах.

Своеобразие месторождений урана, находящихся в железорудных формациях докембрия, не ограничивается пространственной связью урановой и железорудной минерализации с едиными структурами. Метасоматическая минерализация и состав урановых минералов в рудах месторождений этого типа весьма многообразны. Именно поэтому многие месторождения, относящиеся к различным рудным формациям, могут рассматриваться как аналоги месторождений,

находящихся среди пород железорудных формаций. В частности, месторождения группы Джадугуда в медном поясе Синхбум, ранее относившиеся к пятиметальной формации, по некоторым признакам [40, 41] отнесены [36, 42] к месторождениям железо-урановой формации. С равным основанием к месторождениям урана в железорудных формациях могут быть, по-видимому, отнесены радиоактивные магнетитовые кварциты Квинсленда (Австралия) [36], а также урановые проявления, отмеченные в месторождениях Мичиган-Айрон (США) [38] и в железорудном месторождении Эстерунд (Центральная Швеция) [36].

Особым типом урановых месторождений и рудопроявлений в докембрийских породах являются ураноносные конгломераты, залегающие обычно в протерозойских отложениях (Витватерсранд, Блайнд-Ривер и др.) [43—46]. Они характерны также для многих железорудных формаций мира и имеют общие черты: нахождение урана в цементе метаконгломератов, особенно в участках, обогащенных сульфидами и органическим веществом; принадлежность минеральных форм урана к группе окислов; наличие повышенных против кларка содержаний таких элементов, как ванадий, золото и редкие земли. Ураноносные конгломераты не содержат, как правило, заметных количеств магнетита и гематита и не относятся в строгом смысле к месторождениям урана в железорудных формациях, но их приуроченность к площадям развития железорудных пород отмечается многими авторами [46 и др.].

Нельзя не заметить, что сведения о геологическом строении месторождений в железорудных формациях весьма скудны. Приводя обобщенное описание, авторы надеются в какой-то мере восполнить этот пробел.

ОБЩИЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА В ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Во многих случаях гидротермальные урановые месторождения приурочены к участкам сочленения и изгиба полос, образованных железорудными и метабазитовыми формациями.

Состав метасоматических образований, в том числе и самих урановых руд этой группы месторождений,

определяется составом вмещающих пород, а структурная позиция урановых рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел — морфологией и характером сочленения складчатых и разрывных нарушений.

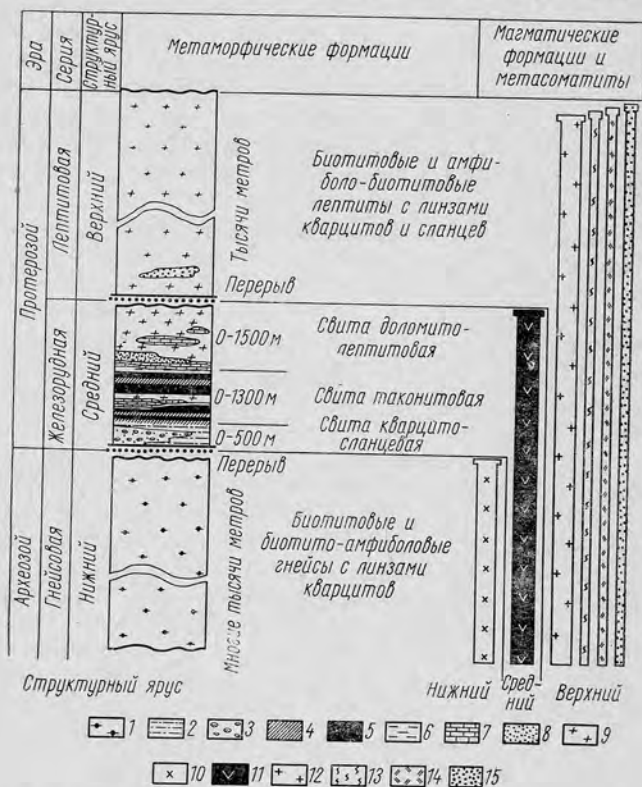


Рис. 1. Схема возрастных взаимоотношений метаморфических интрузивных пород области распространения железорудных формаций:

1 — гнейсы и мигматиты; 2 — филлиты; 3 — кварциты, мета-конгломераты; 4 — сланцы амфиболовые; 5 — итабириты, такониты; 6 — сланцы биотитовые; 7 — доломитовый мрамор; 8 — кварциты; 9 — лептиты; 10 — кварцевые дюрниты; 11 — метабазиты и гипербазиты; 12 — адамеллиты и граниты; 13 — калиево-натриевые щелочные метасоматиты; 14 — карбонатные метасоматиты; 15 — вторичные кварциты, окварцевание.

В областях развития железорудных формаций докембрия обычно различают три структурных яруса (рис. 1).

К нижнему ярусу относятся породы гнейсовой формации и интрузирующие их кварцевые диориты и гранодиориты. Гнейсы преимущественно биотитовые, реже амфиболо-биотитовые.

В местах, примыкающих к полосам распространения железорудных и метабазитовых формаций, преобладают среднезернистые биотитамфиболовые разновидности гнейсов, постепенно переходящие в лептиты того же состава.

К среднему структурному ярусу относятся породы железорудных, метабазитовых и гипербазитовых формаций. Сериям железорудных пород обычно присваивают определенные территориальные наименования. В составе железорудных серий можно выделить три свиты.

1. Нижняя, сланцево-кварцитовая свита представлена слюдяными кварцитами, метааркозами и метаконгломератами, слюдяными, биотит-полевошпатовыми сланцами и амфиболо-биотитовыми лептитами. Именно с этой свитой связаны урановые рудопроявления, отождествляемые с ураноносными конгломератами. Свита отличается исключительным непостоянством состава и резкими изменениями состава и мощности отдельных горизонтов.

2. Средняя, таконитовая свита образована выдержанными по простиранию горизонтами кристаллических куммингтонитовых, куммингтонит-биотитовых и биотитовых сланцев, магнетитовых, магнетит-гематитовых и гематитовых джеспилитов, итабиритов и таконитов. Реже в составе свиты встречаются микросланцы, лептиты и переслаивающиеся с ними доломитовые мраморы и диопсидовые кварциты.

В стратиграфическом разрезе обычно наблюдается четко выраженная ритмичность. Она проявлена в частом чередовании слоев, измеряемых сантиметрами и миллиметрами, в определенной группировке слоев различного состава в более крупные ритмично повторяющиеся слои и горизонты. По составу преобладающих пород в средней свите выделяют сланцевые и железорудные — таконитовые, итабиритовые, джеспилитовые подсвиты и горизонты. Нижняя граница свиты маркируется куммингтонит-биотитовыми сланцами с силлиманитом и гранатом (альмандином), верхняя — биотитовыми микросланцами.

Богатые гематит-магнетитовые железные руды приурочены к средней свите. Они находятся в железорудных и куммингтонитовых сланцевых горизонтах на различных стратиграфических уровнях. Комплексные железо-урановые руды залегают среди богатых гематито-магнетитовых железных руд. Собственно урановые руды находятся в биотитовых микросланцах в верхних частях свиты и в куммингтонитовых сланцах на различных стратиграфических уровнях. Местом локализации отдельных урановых рудных тел служат границы пород различного состава, в таких случаях состав руд в различных частях тела оказывается различным.

3. Верхняя, доломит-лептитовая свита сложена лептитами, микросланцами, графитовыми сланцами, содержащими большее или меньшее число горизонтов и линз, образованных доломитовыми мраморами, доломитсодержащими и диопсидовыми кварцитами. Максимальное число доломитовых и кварцитовых горизонтов и линз находится в низах свиты. Урановые руды в верхней свите приурочены к лептитам и доломитам.

К верхнему структурному ярусу относятся лептиты и среднезернистые гнейсы с мощными линзами кварцитов и интрузии существенно микроклиновых гранитов. Мигматиты, развитые в лептитовой серии, имеют текстуры типа птигматитов. Границей между породами лептитовой и таконитовых серий служат горизонты графитовых и силлиманитовых сланцев. В некоторых случаях породы верхнего структурного яруса непосредственно налегают на породы нижнего яруса. Главная масса метасоматических образований по своему возрасту относится к нижнепротерозойскому верхнему ярусу.

ТИПЫ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ

В областях с пологим залеганием пород месторождений и крупных рудопроявлений урана в железорудных формациях не обнаружено. Все урановые рудные поля (площади со сближенными месторождениями и рудопроявлениями урана в железорудных формациях) отличаются крутыми углами падения пород и близкими к вертикальному склонениями шарниров складок.

При выдержанном близвертикальном положении пород формации стратификация ее свит и более дробных элементов в пределах рудных полей приобретает определенную условность. Все разновозрастные слои и пласты формации рассекают под углами, близкими к прямому, любые горизонтальные плоскости; их последовательная смена и истинные мощности наблюдаются в горизонтальных сечениях; висячие и лежащие бока пластов представляют собою вертикальные поверхности и иногда из-за некоторого запрокидывания пластов не могут отождествляться с их верхними и нижними стратиграфическими границами; принципиальные отличия синклинальных изгибов от антиклинальных

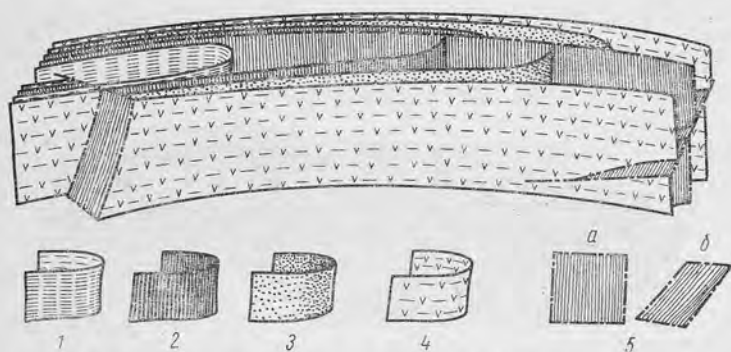


Рис. 2. Строение рудного поля первого структурного типа:

1 — нижняя граница доломит-лептитовой свиты; 2 — нижняя граница таконитовой свиты; 3 — нижняя граница сланцево-кварцитовая свиты; 4 — плоскости, ограничивающие распространение метабазитов; 5 — плоскости тектонических зон (а — круто падающих, б — полого падающих).

определяются только лишь по взаимному расположению разновозрастных пластов; все складки с близвертикальным склонением представляют собой своеобразные не выполаживающиеся с глубиной желоба, уходящие в недра земной коры.

По форме складок и условиям локализации связанных месторождений и рудопроявлений урана среди урановых рудных полей в железорудных формациях можно выделить три структурных типа:

1) рудные поля, приуроченные к крупным сжатым синклинальным складкам изоклинального характера, осложненным продольными, послойными и поперечными разрывными нарушениями;

2) рудные поля, приуроченные к открытым флексу-рообразным складкам, осложненным разрывными нарушениями и мощными зонами брекчирования пород;

3) рудные поля, приуроченные к продольным и по-слойным зонам разломов, осложняющих моноклиналь-но залегающие полосы железорудных пород.

В рудных полях первого типа крылья синклиналь-ных складок (рис. 2) на значительном протяжении параллельны друг другу. Они имеют единое прости-рание, однотипны по составу пород и по их дислоци-рованности. В связи с этим месторождения и рудопроявления урана в рудных полях этого типа сосре-доточены в обоих крыльях складок и в их шарнирных частях.

В рудных полях второго типа простираение пород в смыкающем крыле складки (рис. 3) резко отличается

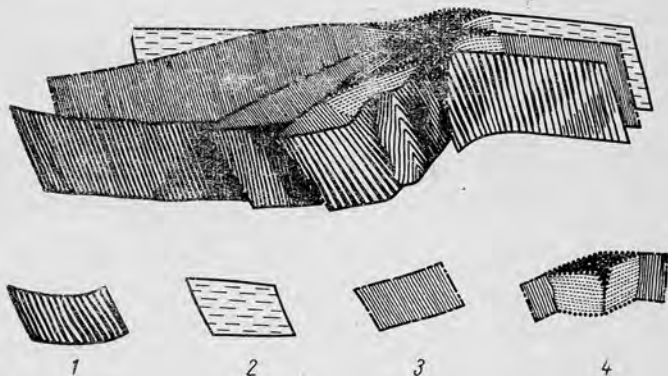


Рис. 3. Строение рудного поля второго структурного типа; 1 — нижняя граница пород доломит-дептитовой свиты; 2 — нижняя граница пород таконитовой свиты; 3 — плоскости тектонических нарушений; 4 — тектонические брекчии.

от простираения пород в краевых крыльях флексуры. Именно к смыкающим крыльям приурочены наиболее интенсивные складчатые деформации, многочисленные разрывные нарушения и мощные полосы брекчированных пород. Благодаря этому месторождения и рудопроявления урана в рудных полях второго типа сосре-доточены главным образом в смыкающих крыльях и в шарнирах флексур.

Рудные поля третьего типа имеют подчиненное развитие. Крутое более или менее выдержанное залегание пород железорудной формации в пределах рудных полей этого типа осложняется лишь незначительными изменениями в простираии пород и в углах падения. Выдержанные продольные и поспойные разрывные нарушения сопровождаются зонами брекчирования.

Урановые месторождения в данном типе рудных полей приурочены к узлам сочленения продольных и поперечных разрывов.

СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По положению урановых месторождений и их рудных тел в осложненных разрывными нарушениями складках в железорудных формациях выделяют следующие основные структурные типы урановых месторождений:

1) месторождения в замковых частях и крыльях изоклиальных складок;

2) месторождения в крыльях открытых складок;

3) месторождения в пределах поспойных и продольных нарушений в местах резкого изменения элементов залегания разрывных нарушений или сочленения разрывных нарушений различного направления.

Главной особенностью урановых месторождений в железорудных формациях, относящихся к первому структурному типу, является их приуроченность к замковым частям сложно построенных изоклиальных синклиналей. При общей идентичности структур месторождений этого типа они подразделяются на два подтипа. Первый характеризуется развитием урановой минерализации в породах нескольких стратиграфических горизонтов, второй — развитием минерализации в пределах одного стратиграфического горизонта. Обычно выделенные подтипы месторождений находятся в пределах одного уранового рудного поля, но в некоторых рудных полях встречается только один структурный подтип месторождений (рис. 4).

Основными структурами месторождений первого типа служат складки, определяющие пространственное размещение урановых месторождений, зон рудной минерализации, рудных тел и разрывных тектонических

нарушений. Подавляющее большинство складчатых структур этого типа месторождений относится к синклиналиям и лишь немногие из них имеют антиклинальное строение. При общей выдержанности большинства изоклинальных складок в характере их замыкания от-

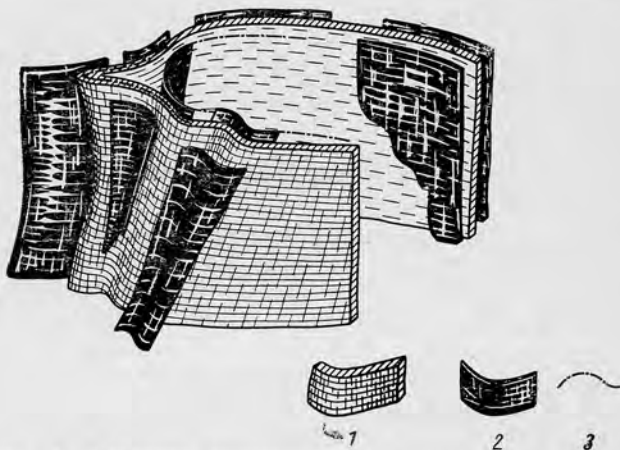


Рис. 4. Строение месторождений первого структурного типа:

1 — горизонт таконитовой свиты; 2 — зоны рудной минерализации; 3 — тектонические зоны.

мечаются различия, обусловленные различной реакцией пород железорудных формаций при тектонических деформациях и выраженные в дисгармоничном смятии пород. Породы карбонатного состава и кварцитосланцы образуют плавные округлые изгибы. Пачки, сложенные итабиритами и таконитами, сминаются в остроугольные складки, резко отличающиеся от складок карбонатных пород и кварцитосланцев.

Для всех складчатых структур характерно крутое положение крыльев, осевых поверхностей и шарниров. При довольно выдержанном простирании и падении пород крыльев складок отмечаются резкие изменения элементов залегания, приводящие к возникновению дополнительных короблений крыльев и довольно сложному положению осевых поверхностей. В интервалах, измеряемых сотнями метров, крылья складок нередко имеют обратное крутое падение с появлением крупных осложняющих складок с субгоризонтально распо-

женными шарнирами. Одновременно происходит ундуляция основных элементов складок, и они приобретают также обратное склонение.

Морфология рудных тел зависит от складчатых деформаций второго и высшего порядков. Склонение рудных тел в подавляющем большинстве случаев совпадает со склонением шарниров рудоконтролирующих складок. Особенно четко это наблюдается для рудных столбов, следующих вдоль шарниров круто и полого склоняющихся складок. Среди складок второго порядка выделяются изоклиналильные согласопадающие с углом изгиба менее 15° , открытые синклиналильные согласо- и обратнопадающие с углом изгиба $90-150^\circ$ и флексурные согласо- и обратнопадающие с углом изгиба $90-150^\circ$. Различие в морфологии этих складок, особенно микроскладок, связано с повсеместно проявленной дисгармоничностью смятия и с пластическим течением материала пород. Строение дисгармоничных складок отражает неравномерность движения материала пород в пластическом состоянии. Остроугольные замыкания свидетельствуют о высокой степени пластичности пород, плавные округлые очертания — о жесткости пород. Характерно, что интенсивность процессов метасоматоза также возрастает в остроугольных складках. Это явление связано, по-видимому, с неравномерностью распределения действующих сил и различной реакцией пород при деформации. В результате возникают участки преимущественного нагнетания и участки преимущественного раздавливания и выжимания материала пород. Зоны преимущественного нагнетания материала приурочены к замковым частям мелких складок, где обычно концентрируются основные рудные тела.

Разрывные нарушения по отношению к элементам залегания полосчатости подразделяются на послейные и близкие к ним продольные нарушения и разрывы диагонального характера.

Послейные и продольные тектонические нарушения обычно представлены довольно прямолинейными и протяженными полосами рассланцованных, местами интенсивно дробленных и перетертых, иногда графитизированных пород мощностью до $10-12$ м и длиной по простиранию во многие сотни метров. В наиболее крупных тектонических нарушениях фиксируются дай-

ки измененных гипербазитов и метасоматически измененные породы.

Диагональные разрывы имеют относительно пологое падение — от 20 до 60°. По внутреннему строению и минеральному выполнению среди них выделяются три группы. Нарушения первой группы представлены серией тектонических швов с углами падения 30—40°. Заключенные между швами вмещающие породы карбонатизированы и ощелочены. В некоторых случаях к ним приурочены рудные тела с уранинитом. Они отличаются сбросо-сдвиговым характером подвижек с амплитудами перемещений в пределах 10—20 м. Нарушения второй группы не несут урановой минерализации и выполнены дроблеными, хлоритизированными, пиритизированными и карбонатизированными породами мощностью до 10—15 м. Они падают на северо-запад под углами 50—60° и смещают породы с горизонтальной амплитудой до первых сотен метров. К нарушениям третьей группы относятся многочисленные полого падающие тектонические зоны, выполненные дроблеными несцементированными породами без минерализации. Они смещают железорудные и урановые рудные тела с амплитудами до 10—12 м.

Продольные и послойные, а также секущие диагональные нарушения первой группы по всем признакам могут быть отнесены к дорудным и внутрирудным. Время заложения второй группы секущих нарушений не уточнено. Отсутствие в них железной и урановой минерализации может служить доказательством их заложения в пострудное время. Нарушения третьей группы пострудные.

Большинство известных урановых месторождений и рудопоявлений в железорудных формациях докембрия относится ко второму структурному типу, отличительной чертой которого является приуроченность железно-урановых месторождений к деформированным крыльям открытых складок (рис. 5). Вторая существенная особенность этого типа месторождений — большая интенсивность деформаций, приводящих к возникновению многочисленных зон тектонических нарушений со своеобразными зонами плотных брекчий. В то же время месторождения второго структурного типа имеют много общего с месторождениями первого типа. В некоторых случаях месторождения, контролируемые

деформированными крыльями, могут рассматриваться как продолжение — месторождений, контролируемых замковыми частями складчатых структур.

Урановые месторождения второго типа контролируются круто склоняющимися флексурами с углами изгиба, близкими к прямому. В вертикальном разрезе крылья испытывают резкие перегибы с опрокидыва-

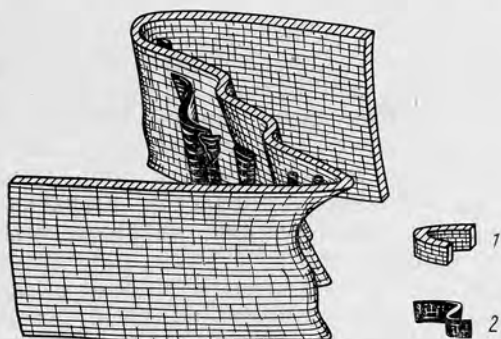


Рис. 5. Строение месторождения второго структурного типа:

1 — горизонт тактонитовой свиты; 2 — зоны рудной минерализации.

нием пород, изменяющие положение шарнира. Эта ундуляция весьма своеобразна, так как происходит при исключительно крутом склонении складок. Непостоянство элементов залегания пород железорудной формации обусловлено существованием многочисленных мелких складок, синклинальных и антиклинальных, с круто погружающимися шарнирами, более или менее параллельными шарнирам основных складок. Как в основных, так и в наиболее крупных осложняющих складках различия мощностей пород в крыльях и замковых частях менее заметны, чем в изоклинальных складках.

В то же время для микроскладок весьма характерно многообразие морфологических видов, начиная от открытых форм до образования изоклинальных остроугольных складок. Различие мощностей отдельных прослоев в замковых частях и крыльях микроскладок,

а также развитие структур тектонического разлинзования проявлено четко, но значительно слабее, чем при формировании складок в месторождениях первого типа. Это обстоятельство может быть объяснено более ограниченной ролью пластичного течения в складках открытого типа. Обычно наиболее крупные осложняющие складки формируются в одном из крыльев основной складки. Соответственно к более деформированным крыльям приурочиваются протягивающиеся на значительные расстояния зоны железной и урановой минерализации. Здесь возникает несколько ярусов продольных и послойных зон рудной минерализации, нередко сочетающихся с секущими зонами. В отличие от месторождений первого структурного типа число ярусов минерализации в месторождениях второго типа невелико, но интенсивность процессов, создающих в этих зонах урановые концентрации, не ниже, чем в месторождениях первого типа.

Складки осложнены многочисленными разрывными нарушениями, разбивающими их на блоки различных размеров. Максимальная интенсивность трещинной тектоники наблюдается в крыльях основных складок, осложненных изгибами, которые контролируют положение зон рудной минерализации. Пространственное положение разрывов в складчатых структурах этих месторождений менее закономерно, чем в месторождениях первого структурного типа. Подавляющее большинство нарушений имеет крутые углы падения. По отношению к элементам залегания пород выделяют продольные, послойные и поперечные нарушения, по времени заложения — дорудные, внутрирудные и пострудные нарушения. Дорудные тектонические зоны выражены печетками зонами расслоения, смятия и трещиноватости. Большинство дорудных нарушений относится к продольным, часть — к диагональным. Внутрирудные нарушения представлены отчетливыми зонами смятия и брекчий с обломками железных руд, цементированных продуктами щелочного и карбонатного метасоматоза, в том числе и минералами урана. Мощность зон брекчий, приуроченных к наиболее крупным нарушениям, достигает нескольких десятков метров. При сочленении нескольких тектонических зон возникают узлы брекчий мощностью в сотни метров. Послерудные нарушения выражены зонами брекчирования с гизин-

геритовым цементом и обломками урановых руд, а также маломощными рыхлыми брекчиями. Вдоль последних происходит смещение железных и урановых рудных тел.

По характеру движений все разрывные нарушения независимо от времени заложения относятся к взбросо-сдвигам и сдвиго-взбросам. Амплитуды суммарных перемещений по дорудным и внутрирудным нарушениям были значительными и достигали сотен метров, а по послерудным не превышали первых метров.

Таким образом, формирование структуры месторождений двух первых типов представляет собой длительный процесс. Складкообразование, начавшееся

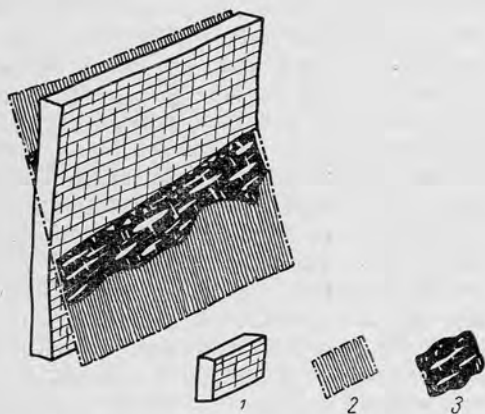


Рис. 6. Схема строения месторождения третьего структурного типа:

1 — горизонт такоцитов; 2 — плоскость тектонического нарушения; 3 — зона рудной минерализации.

под влиянием глубинных разломов еще в период осадконакопления, явилось причиной возникновения многочисленных разрывных нарушений, в связи с которыми развиваются процессы метасоматоза и связанного с ним железного и уранового оруденения.

Месторождения третьего структурного типа имеют подчиненное значение. Обычно они приурочены к изолированным полосам железорудных пород незначительной протяженности, залегающим среди гнейсов и мигматитов. Тектонические нарушения, представлен-

ные выдержанными полосами милонитов и катаклазитов мощностью до 25—30 м, имеют большие углы падения, близкие к углам падения вмещающих магнетитовых или гематито-магнетитовых таконитов (рис. 6). Максимальное развитие метасоматической минерализации, в том числе и урановой, приурочено к изгибам тектонических нарушений в плане и разрезе и к участкам сочленения разломов различного направления.

МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Весьма характерной особенностью урановых месторождений в железорудных формациях служит многочисленность и многообразие морфологических типов рудных тел, концентрирующихся в пределах зон рудной минерализации. Под зоной рудной минерализации понимается совокупность определенного типа рудных тел и рудопроявлений, контролируемых едиными структурными элементами. Работы Б. Г. Баташова, М. Е. Оноприенко, Н. Х. Кольба, В. М. Никульшина и Г. Т. Кривошея* показали, что индивидуальные особенности каждой зоны определяются рудоконтролирующими структурами, составом вмещающих пород и характером рудной минерализации.

По структурной позиции выделяются послонные и близкие к ним секущие продольные линейные, послонные седловидные и секущие диагональные зоны рудной минерализации. Для линейных зон характерны железные и урановые рудные тела, а для седловидных — только урановые. Пространственное положение и морфология зон рудной минерализации определяются морфологическими особенностями рудоконтролирующих складок и сопряженных с ними дорудных разрывных нарушений. Складки второго и третьего порядков, осложняющие крылья и ядерные части основных рудоконтролирующих структур, в комбинации с дорудными и внутрирудными разрывными нарушениями определяют локализацию большинства зон. Иногда зоны рудной минерализации контролируются разрывными нарушениями, не связанными со складчатыми деформациями.

* Устные сообщения.

Наибольшее многообразие зон рудной минерализации характерно для месторождений первого структурного типа. В замковых частях основных изоклинальных складок формируются седловидные зоны урановой минерализации, повторяющие складчатые изгибы пород. В субпараллельных деформированных крыльях изоклинальных складок образуются линейные зоны железной и урановой минерализации значительной протяженности. Для близяздерных частей складок характерно возникновение линейных зон железной и урановой минерализации незначительной протяженности, контролируемых складчатыми структурами в сочетании с дорудными продольными и послойными разрывами, и секущих линейных зон урановой минерализации, контролируемых полого падающими дорудными разрывными нарушениями. За исключением последних, все зоны рудной минерализации имеют крутые падения, соответствующие углам падения пород различных частей основных складок.

Для месторождений второго и третьего структурных типов характерны линейные зоны, располагающиеся либо в деформированных крыльях основных складок, либо вдоль тектонических разломов, осложняющих моноклинально залегающие полосы пород железорудных формаций. Для всех зон присущи крутые углы падения. В месторождениях второго и третьего структурных типов урановые и железные рудные тела в ряде случаев находятся в одних и тех же зонах.

Линейные зоны железорудной минерализации залегают согласно с вмещающими породами и обладают значительными размерами по падению и простиранию, измеряемыми сотнями метров. В этих зонах встречаются крупные плитообразные, линзообразные и столбообразные рудные тела, разобщенные незначительными безрудными интервалами. Они сложены амфиболо-магнетитовыми рудами, замещающими такониты.

Линейные зоны урановой минерализации весьма многочисленны. Для них характерно согласное залегание с вмещающими породами, повторение складчатых изгибов пород и значительные размеры по простиранию и падению. Обычно они располагаются в нескольких десятках метров друг от друга в различных частях разреза вмещающих пород и в сочетании с седловидными зонами создают многоярусность уранового оруденения.

В месторождениях первого типа отмечается 4—7 ярусов оруденения. Отличительной чертой линейных зон является ограниченное число рудных тел и их крупные размеры.

Седловидные зоны урановой минерализации в морфологическом отношении представляют собой в плане протяженные дугообразные полосы. Они также образуют несколько ярусов оруденения. Для зон характерны разобщенные значительными интервалами относительно небольшие, но богатые рудные тела сложной формы.

Секущие зоны урановой минерализации контролируются полого падающими тектоническими зонами в близзамковых частях складок. Морфологически они могут быть отнесены к линейным зонам, но по сравнению с последними обладают значительно меньшей протяженностью по простиранию и падению. При наложении секущих тектонических зон на продольные и поперечные зоны образуются довольно сложные узлы с неправильными контурами зон урановой минерализации и рудных тел. Рудные тела секущих зон имеют различные размеры и отличаются высоким содержанием урана.

Морфология рудных тел железо-урановых месторождений обусловлена структурными факторами. Урановые рудные тела в линейных зонах минерализации обладают наиболее простыми формами. Большинство их относится к пластообразным и лишь в редких случаях к линзообразным и столбообразным. Особое многообразие присуще рудным телам седловидных зон рудной минерализации. Вблизи замковых частей контролирующих складок седловидные зоны рудной минерализации характеризуются развитием жилообразных, столбообразных и линзообразных тел. В прямолинейных участках седловидных зон образуются преимущественно линзообразные рудные тела. Около сопряжений линейных и седловидных рудоконтролирующих структур развиты штокообразные и столбообразные рудные тела. Для секущих зон рудной минерализации характерны линзообразные и гнездообразные рудные тела.

Пластообразные рудные тела более или менее прямолинейны. Отношение их длины к мощности варьирует от 700 : 1 до 20 : 1. В последнем случае форма

рудных тел приближается к линзообразной. Внутреннее строение рудных тел весьма сложное. Оно характеризуется наличием резких раздувов и пережимов. Нередко внутри залежей наблюдаются прослой слабо оруденелых и пустых пород различной мощности. Урановые минералы, представленные мелкой вкрапленностью уранинита, ненадkevита и браннерита, сосредоточены в рудных столбах субвертикального и субгоризонтального направления, отвечающего положению шарниров контролирующих складок. Столбообразные

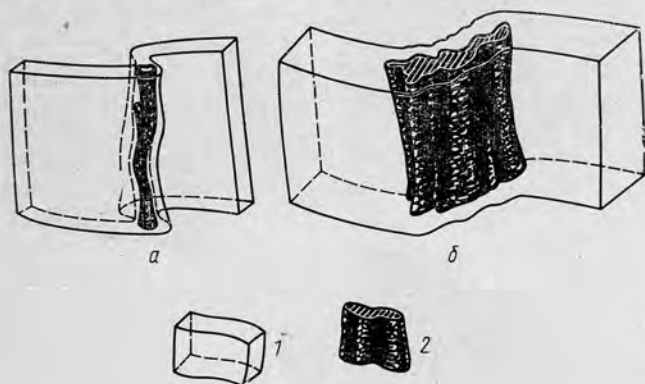


Рис. 7. Контроль смыкающимися крыльями флексур столбообразных (а) и линзообразных (б) рудных тел:
1 — альбититы по биотитовым сланцам таконитовой свиты; 2 — рудные тела.

и «карандашные» рудные тела круто склоняются под углами $75-85^\circ$ согласно со склонением шарниров складок. Весьма редкие на месторождениях штокообразные рудные тела обычно представляют собой ряд сгруппированных мелких гнезд сложной морфологии, разобренных участками слабо оруденелых пород. Довольно часты комбинации линзообразных, жиллообразных и столбообразных рудных тел, встречающихся в основном в седловидных зонах рудной минерализации, контролируемых внутрирудными тектоническими зонами. В этих случаях главным урановым минералом является настуран, развитый преимущественно в виде гнезд, прожилков и сопровождающей последние мелкой вкрапленности.

Пространственное размещение рудных тел в зонах рудной минерализации определяется стратиграфическими, литологическими и структурными условиями. Наиболее благоприятны для оруденения метасоматически преобразованные такониты, железные руды и кристаллические сланцы различного состава. Для железо-

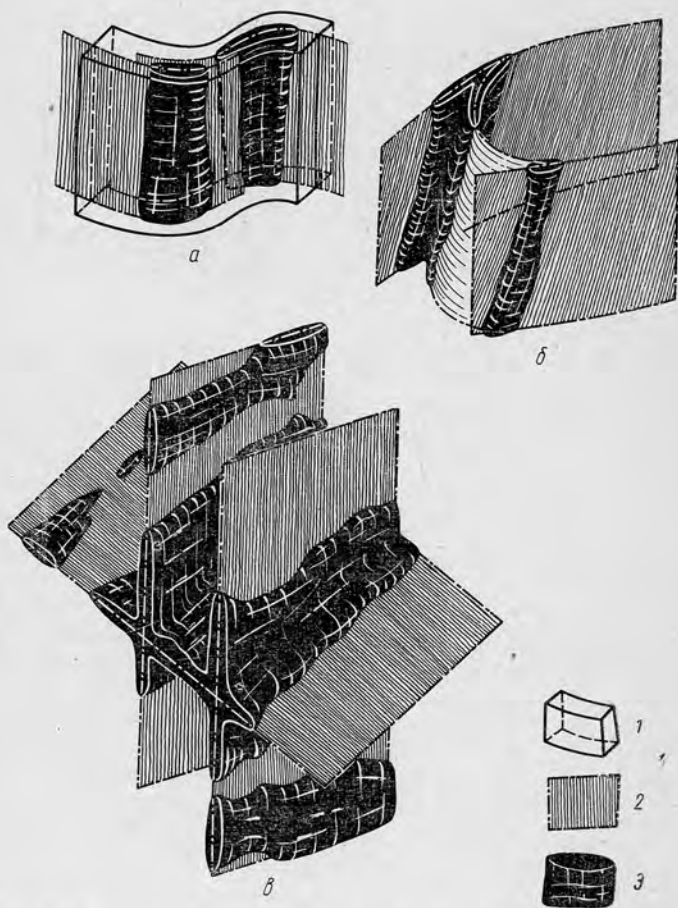


Рис. 8. Контроль рудных тел изгибами (а), сочленениями (б) тектонических зон и сопряжениями круто и полого падающих тектонических зон (в):

1 — горизонт таконитовой свиты; 2 — плоскости тектонических зон; 3 — рудные тела.

рудных и вкрапленных урановых рудных тел рудовмещающими структурами служат зоны расслоения и брекчирования в остроугольных складках изоклиналивого характера, в открытых синклинальных и антиклиналиных складках, в смыкающих крыльях флексур, осложняющих ядерные части и крылья более крупных складок (рис. 7).

Настурановые рудные тела приурочены преимущественно к трещинам, возникшим после формирования железных руд. Морфология и местоположение рудных тел в пределах тектонических зон определяются изгибами сколовых трещин по простиранию и падению (рис. 8,а), участками сочленения основных зон с сопряженными трещинами скалывания (см. рис. 8,б), развитием серии сближенных параллельных трещин различного масштаба и местами сопряжения полого падающих и круто падающих тектонических зон (см. рис. 8,в).

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ПОРОДАХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИИ

Поразительное сходство геологического строения докембрийских железорудных провинций распространяется также и на особенности проявления относительно поздних процессов, протекавших в пределах железорудных толщ. Здесь имеются в виду главным образом процессы метасоматических преобразований, масштабы и интенсивность которых могут быть различными для разных регионов, но направленность процесса и возникающие минеральные ассоциации обнаруживают общие черты. Среди метаморфических комплексов, к которым относятся породы докембрийской формации, не всегда удается провести отчетливую грань между собственно метаморфическими и метасоматическими процессами. С этим связаны некоторые противоречия в определении начальной стадии метасоматических превращений. Одни исследователи относят ее к щелочному метасоматозу [47], другие [48—50] — выделяют более ранний этап железо-магnezияльного метасоматоза. Метасоматические преобразования многими рассматриваются как регрессивная стадия метаморфизма [27, 51]. Понимая под метасома-

тозом метаморфизм, совершающийся с привнесом или выносом вещества и сопровождающийся изменением химического состава исходных пород, выделяют [49] следующие основные типы метасоматоза, наблюдаемые в породах железорудной формации: 1) железорудный; 2) щелочносиликатный; 3) карбонатный; 4) кварцевый.

В названии типа метасоматоза отражен преобладающий минеральный состав возникающих продуктов — железорудных минералов в первом случае, щелочных силикатов — во втором и т. д. Перечисленные виды метасоматоза рассматриваются как стадии единого метасоматического процесса, сменяющие друг друга во времени. В соответствии с типами метасоматоза выделяются железорудный, щелочносиликатный, карбонатный и кварцевый типы метасоматитов.

На примерах урановых месторождений в железорудной формации отчетливо видна связь концентраций урана со щелочносиликатными метасоматитами. Вместе с тем проявления урановой минерализации, иногда весьма продуктивной, фиксируются и в метасоматитах других типов, в связи с чем будет уместна раздельная характеристика каждого типа.

Железорудные метасоматиты

К ним относятся богатые железорудные тела, залегающие в амфиболо-магнетитовых и амфиболо-гематит-магнетитовых таконитах и сланцах железорудной формации и приуроченные, как правило, к тектонически ослабленным зонам среди последних — изгибам складок, шарнирам и т. д. При преобладающем согласном залегании богатых железных руд с вмещающими породами отмечаются и секущие контакты, указывающие на контролирующее влияние разрывных нарушений. Железорудные метасоматиты обычно наследуют полосчатость вмещающих пород, но иногда имеют массивную текстуру. Минеральный состав метасоматитов и вмещающих их пород очень близок. Они состоят из магнетита, гематита, куммингтонита и грюнерита, кварца и незначительных количеств биотита. В железных рудах роль первых двух минералов резко возрастает, и их суммарное количество достигает 70—85%. По преобладанию одного из них выделяют магнетит-гемати-

товые и гематит-магнетитовые разновидности. Отчетливо наблюдаемые явления замещения железорудными минералами минералов метаморфических пород — амфиболов и кварца, приводящие к высоким концентрациям железа в рудах, наряду с условиями залегания последних указывают на значительные перемещения железа, заимствованного из вмещающих толщ. Масштабы этих перемещений, приводящих к существенному изменению химического состава пород позволяют связывать образование богатых железорудных тел с метасоматическим процессом, близким по времени к процессу регионального метаморфизма, создавшего куммингтонит-магнетитовые породы.

Образование железорудных метасоматитов связано со стадией, предшествующей щелочному и другим видам метасоматоза. Это подтверждается такими фактами, как присутствие тел богатых железных руд среди куммингтонитовых и гранат-куммингтонитовых сланцев, не несущих следов щелочного метасоматоза, а также наблюдавшимися взаимоотношениями железных руд с телами более поздних ураноносных карбонатных метасоматитов. Вокруг таких тел в железорудных метасоматитах располагается зона ощелачивания, в которой куммингтонит железных руд замещается рибекитом и родуситом, не обнаруживая признаков ощелачивания за пределами зоны (рис. 9).

Образование железорудных метасоматитов не сопровождалось какими-либо проявлениями урановой минерализации и лишь на более поздних этапах метасоматоза, продуктивных в отношении урана, в телах куммингтонит-магнетитовых сланцев и богатых желез-

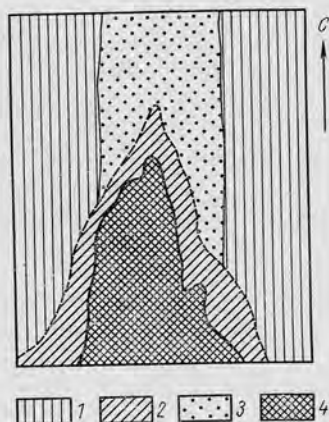


Рис. 9. Взаимоотношения железорудных и карбонатных метасоматитов (план-схема):

1 — кварц-магнетит-куммингтонитовые сланцы; 2 — зона развития щелочного амфибола (по куммингтониту); 3 — железорудные метасоматиты; 4 — карбонатные метасоматиты с уранинитом.

ных руд могла возникнуть вкрапленность урановых минералов. В связи с этим железорудные метасоматиты приобретают в некоторых районах большое значение как тела комплексных железо-урановых руд.

Щелочносиликатные метасоматиты

К этой группе относятся альбититы, эгириниты, щелочноамфиболовые, слюдястые и гидрослюдястые породы. Две последние малораспространенные разновидности отличаются преобладанием кали над натром, тогда как все остальные относятся к натровым метасоматитам. Кроме почти мономинеральных существуют разновидности, переходные к вмещающим породам. В этом случае говорят об альбитизированных, эгиринизированных и других породах.

Альбититы и альбитизированные породы — наиболее распространенные разновидности щелочных метасоматитов в железорудных толщах. Они развиваются в первую очередь за счет кварц-биотитовых сланцев, реликты структур которых часто вполне отчетливы. Альбитом замещаются также и другие породы железорудной толщи, но в этом случае замещение редко бывает полным. Мощные согласные тела альбититов, залегающие в центральных частях метасоматических зон, обладают нередко большой протяженностью по простиранию и падению. Альбититы представляют собой розовые, белые, зеленовато-серые и темно-серые мелко- и среднезернистые породы, окраска которых обусловлена присутствием тех или иных темноцветных минералов. Текстура массивная, нередко полосчатая. Во многих случаях альбититы имеют бластомилонитовую структуру, указывающую на наличие тектонических подвижек, которые предшествовали альбитизации. Наряду с этим широко распространены явления позднего брекчирования альбититов с развитием в цементе карбонатов, хлорита, гидрослюд и других минералов. Альбититы состоят главным образом из альбита, переменных количеств кварца, щелочных амфиболов, эгирина, слюдястых минералов, гематита и магнетита. Обычные акцессорные минералы — малакон, апатит, сфен, пирит. Отдельные разновидности альбититов могут неоднократно чередоваться, создавая весьма пеструю картину.

Альбититы часто включают промышленное урановое оруденение, связанное с вкрапленностью ураносодержащих апатита и малакона, а также силикатов и окислов урана. Распределение урановых минералов в пределах альбититовых тел неравномерное. Отмечается преимущественная их концентрация вблизи скопленных темноцветных компонентов. Ураноносные альбититы по минеральному составу часто не отличаются заметно от безрудных, хотя во многих случаях в оруденелых породах появляется характерная красноватая окраска, обусловленная развитием вокруг скопленных урановых минералов тонкодисперсного гематита. Рудные и нерудные альбититы нередко сильно брекчированы, и их крупные глыбы и обломки сцементированы мелкозернистым доломитом.

Альбититы образуются до появления карбонатных метасоматитов, но в некоторых случаях отмечается проявление альбитизации более поздней, чем ураноносные железо-карбонатные руды, и относящейся к поздней стадии щелочного метасоматоза. Крупные тела альбититов с этой стадией не связаны.

Эгириновые и эгиринизированные породы также широко распространены. Они развиваются по различным породам железорудной толщи — преимущественно по таконитам и амфиболо-магнетитовым сланцам и рудам. В последнем случае вполне очевидно развитие эгирина по более ранним железорудным метасоматитам. Они представляют собой темно-зеленые очень плотные породы, часто имеющие реликтовую полосчатую текстуру. Содержат в основном (до 90%) лучистый или криптокристаллический эгирин, обычными спутниками которого являются щелочной амфибол, магнетит, гематит, кварц, иногда альбит, карбонаты, апатит и циркон. Железорудные минералы и кварц имеют, как правило, реликтовый характер. В таконитах эгирин замещает в первую очередь кварц, силикаты, карбонаты и в последнюю — гематит и магнетит. При резком преобладании в исходных породах кварца сначала замещаются эгирином железорудные минералы.

Характер выделений эгирина в метасоматитах весьма разнообразен — от криптокристаллического бурозеленого агрегата и тонкоигольчатых войлокоподобных масс, развивающихся обычно по железорудным минералам, до хорошо образованных призматических свет-

до-зеленых кристаллов, замещающих кварц и карбонат. В эгириновых породах из рудных зон наблюдается вкрапленность радиоактивных малакона и апатита, а также уранинита и ненадкевита. Вкрапленность радиоактивных минералов в эгиринитах характерна для контактов этих пород с альбититами, но нередки случаи, когда минералы урана концентрируются в зонах эгиринизации, не включающих альбититовые тела. В пределах зон карбонатного метасоматоза эгириниты и эгиринсодержащие породы отличаются присутствием наряду с зеленым эгирином его бурой разновидности — акмита, характерного для доломитов ураноносных зон.

Поздний характер акмита по отношению к карбонатам вполне отчетлив. Таким образом, устанавливаются две стадии формирования эгириновых пород: ранняя, связанная с альбититами, и поздняя — послекарбонатная, непосредственно следующая за образованием железокarbonатных урановых руд.

Щелочноамфиболовые породы развиты обычно по периферии метасоматических зон и образуются главным образом за счет куммингтонитовых сланцев и таконитов. Процесс ощелачивания куммингтонита — замещение его щелочными амфиболами типа рибекита, родусита и кроссита весьма отчетливо прослеживается в горных породах и воспроизведен экспериментально [27]. Он сопровождается освобождением окислов железа, которые могут создавать дополнительные концентрации железа, как это показано Ю. И. Половинкиной [52]. Родуситизированные и рибекитизированные сланцы приобретают характерные голубоватые или синеватые оттенки. В их составе кроме щелочных амфиболов обычно присутствуют магнетит, кварц, реликты зерен незамещенного куммингтонита, кварц, апатит, пирит.

В периферических частях зон карбонатного метасоматоза при ощелачивании куммингтонита развиваются не щелочные амфиболы, а зеленый или буровато-зеленый биотит и гидробиотит. Это указывает на местное обогащение растворов калием. Присутствие урановых минералов в породах со щелочным амфиболом нехарактерно, однако вблизи ураноносных железокarbonатных зон в скоплениях волокнистого щелочного амфибола (крокидолита), заместивших карбонат, иногда встречаются кристаллики уранинита, имеющие, по-видимому, реликтовый характер.

Карбонатные метасоматиты

Карбонатизированные породы приурочены главным образом к согласным тектоническим зонам, но нередко развиваются и вдоль секущих нарушений. При этом никакого различия в минеральном и химическом составе метасоматитов из согласных и секущих зон не улавливается. При общем сходстве структурной позиции протяженных согласных тектонических зон карбонатного и щелочного метасоматоза пространственное совмещение тех и других наблюдается крайне редко.

Карбонатный метасоматоз проявлен главным образом в амфиболо-магнетитовых сланцах и таконитах, а также в железорудных телах, сформированных в предшествующие стадии метасоматоза.

При замещении богатых железом пород широко развивается сидерит. По куммингтониту и другим амфиболам обычно развиваются карбонаты железо-магнезиального ряда. С этими карбонатами урановая минерализация обычно не связана.

При карбонатизации железорудных метасоматитов возникают своеобразные железо-карбонатные и карбонато-железные руды обычно с четко выраженной полосчатой текстурой, мелко- и среднезернистые, плотные или сланцеватые. Часто наблюдаются брекчиевидные текстуры: остроугольные обломки амфиболо-магнетитовых руд цементируются карбонатами. Основными минералами карбонатных метасоматитов являются магнетит, мартит и карбонаты, близкие по составу мезититу, пистомезиту и сидероплезиту. В железо-карбонатных урановых рудах главным карбонатом является доломит. Он развивается позднее других карбонатов, метасоматически их замещая. Количественные соотношения между карбонатами и железорудными минералами могут резко меняться, но в сумме они составляют не менее 70% объема пород. Обычно присутствуют тальк, а также поздние, замещающие карбонат минералы щелочного комплекса — эгириин (акмит), крокидолит и гидрослюда. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, пирит. Железо-карбонатные метасоматиты часто содержат обильную вкрапленность уранинита, сосредоточенную главным образом в доломите и определяющую в некоторых случаях большую промышленную ценность метасоматиче-

ских тел подобного типа. Апатит и малакон из тех же метасоматитов, как правило, урана почти не содержат.

Относя железо-карбонатные урановые руды к группе карбонатных метасоматитов, нужно иметь в виду некоторую условность этого определения, так как подобного рода породы созданы при карбонатном метасоматозе более ранних, железорудных метасоматитов и представляют, таким образом, образования, которые следовало бы выделить как полиметасоматиты.

Кварцевые метасоматиты

Вторичные кварциты распространены на участках развития зон щелочносиликатного и карбонатного метасоматоза, но иногда фиксируются и на значительном удалении от последних. Наблюдаются все стадии окварцевания различных пород железорудной толщи с образованием почти мономинеральных плотных кварцитов, в которых лишь изредка сохраняются реликты структуры исходных пород. Урановая минерализация в окварцованных породах не отмечалась.

Последовательность образования метасоматитов

Судя по взаимоотношениям отдельных типов метасоматитов, к наиболее ранней стадии преобразования вмещающих пород относится проявление железорудного метасоматоза. В следующую, щелочносиликатную стадию возникают разнообразные метасоматиты, многие из которых содержат значительные концентрации урановых минералов. Различают две стадии образования щелочносиликатных минеральных комплексов: раннюю и позднюю, разделенные стадией карбонатного метасоматоза. Последний широко распространен в породах железорудной формации. С ним связаны проявления интенсивной урановой минерализации. Метасоматический процесс заканчивается образованием широко распространенных кварцевых метасоматитов. Внутри каждой стадии можно выделить ряд подстадий минерализации, последовательно сменяющих друг друга.

Метасоматические процессы для разных районов распространения докембрийских железорудных формаций неодинаковы по масштабам и по разнообразию возникающих метасоматитов. Отдельные стадии

метасоматоза вообще могут выпадать, так же как не всегда их сопровождает урановая минерализация, но общая тенденция развития метасоматических процессов отвечает схеме, приведенной в табл. 1, построенной

Таблица 1

Стадии образования и типы метасоматитов

Стадии (от ранних к поздним)*	Типы метасоматитов	Условия залегания и исходные породы	Проявления урановой минерализации
Железородная	Куммингтонит-гематит-магнетитовые руды	Согласные, реже секущие тела среди магнетит-куммингтонитовых сланцев	Не известны
Щелочно-силикатная (ранняя)	Альбититы	Согласные тела, развивающиеся главным образом по глиноземсодержащим породам, кварц-биотитовым сланцам	Крупные концентрации урансодержащих и урановых минералов
	Эгириниты	Согласные тела, часто сопровождающие альбититы и развивающиеся главным образом по таконитам и железным рудам	Значительные концентрации урановых и урансодержащих минералов
	Рибекитовые и родуситовые породы	Внешние зоны щелочносиликатных метасоматитов; рибекит и родусит замещают куммингтонит в сланцах, таконитах и железных рудах	Не характерны

Стадии (от ранних к поздним)	Типы метасоматитов	Условия залегания и исходные породы	Проявления урановой минерализации
Карбонатная	Карбонатизированные породы (такониты и сланцы); карбонаты железомagneзиальные	Секущие и согласные зоны в таконитах и сланцах	Не характерны
	Железо-карбонатные и карбонато-железные руды; кроме более ранних железомagneзиальных карбонатов широко развит доломит	Согласные и секущие зоны в куммингтонит-магнетитовых и других сланцах и железорудных метасоматитах	Крупные концентрации уранинита
Поздняя щелочносиликатная	Альбитизированные, эгиринизированные и родуситизированные породы	Периферические части зон карбонатных метасоматитов; щелочные силикаты замещают карбонаты и другие минералы	Редкая вкрапленность уранинита реликтового характера
Кварцевая	Вторичные кварциты и окварцованные породы		Не известны

на примерах регионов с максимальным проявлением метасоматических преобразований. Не останавливаясь на многочисленных дискуссионных вопросах о последовательности отдельных стадий метасоматоза, считаем нужным подчеркнуть, что основными исходными положениями, использованными при построении табл. 1, являются:

1) наложенный характер метасоматических преобразований в породах железорудной формации;

2) развитие зон метасоматоза в благоприятных структурных условиях, главным образом в согласных, реже в секущих тектонических зонах;

3) многостадийность метасоматического процесса;

4) связь состава метасоматитов с составом исходных пород, совмещение разноэтапных метасоматических продуктов с возникающими полиметасоматитами;

5) связь наиболее крупных урановых концентраций со стадиями щелочносиликатного и карбонатного метасоматоза.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗОН

В распределении метасоматитов внутри метасоматических зон намечается определенная закономерность, выражающаяся, с одной стороны, в существовании переходов между вмещающими породами и метасоматитами и, с другой, — зональном строении большинства метасоматических зон. Зональность обусловлена чередованием полос метасоматитов разного состава, вытянутых согласно с ориентировкой самой зоны. Зональное строение особенно характерно для зон щелочносиликатного и карбонатного метасоматоза. Усложнение строения метасоматических зон наблюдается при наложении преобразований поздней стадии на более ранние. Наиболее распространенным примером такого «метасоматоза метасоматитов» являются урановые железо-карбонатные руды, возникающие при наложении процессов карбонатного метасоматоза на тела железорудных метасоматитов. Проявление зональности в метасоматических породах одни исследователи [53, 54] объясняют законами дифференциальной подвижности компонентов, тогда как другие [47, 48] — первичной неоднородностью слоистых осадочных толщ. Мы считаем необходимым отметить, что в ходе сложного процесса формирования месторождений с промышленным урановым оруденением имело место сочетание разнообразных факторов, обуславливающих проявление той или иной закономерности и определяющих в конечном счете состав и строение метасоматических зон.

По условиям залегания можно выделить следующие типы метасоматических зон:

1) согласные метасоматические зоны, развитые

- а) в однородных породах и
- б) по контакту пород разного состава;
- 2) секущие метасоматические зоны:
 - а) круто падающие и
 - б) полого падающие.

Для каждой из выделенных зон характерно зональное строение, асимметричное в случае приуроченности к контакту разнородных пород и симметричное во всех остальных.

Асимметричные метасоматические зоны приурочены к контакту пород разного состава. Среди метасоматитов железорудной формации они пользуются наибольшим распространением, и в них локализованы главным образом продукты щелочносиликатного метасоматоза.

Весьма показательным примером асимметричной зоны может служить преобразование под влиянием щелочного метасоматоза пачки кварц-биотитовых сланцев.

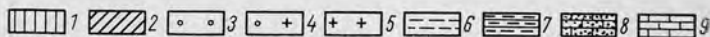
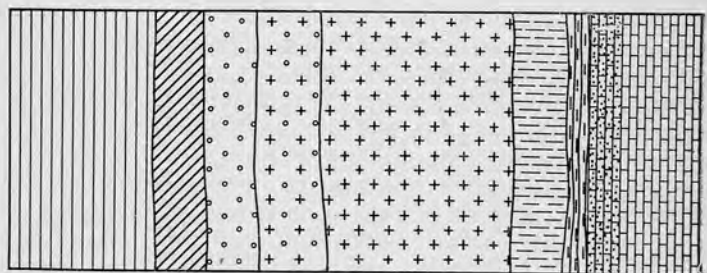


Рис. 10. Строение асимметричной метасоматической зоны (разрез):

1 — куммингтонит-биотит-кварцевые сланцы; 2 — такие же сланцы, но ошелоченные; 3 — эгириниты; 4 — альбитит с крокидолитом и магнетитом; 5 — массивный альбитит с меньшим количеством темноцветных; 6 — хлоритовая порода; 7 — паргаситовая порода; 8 — тальк-карбонатная порода; 9 — доломитовый мрамор.

цев, находящихся в контакте с магнетит-куммингтонитовыми сланцами и доломитовыми мраморами (рис. 10).

Кварц-биотитовые сланцы, богатые глиноземом, превращены в мелкозернистые альбититы, сохраняющие

иногда реликты сланцевой текстуры. У контакта с магнетит-куммингтонитовыми сланцами наблюдается обогащение эгиринсом, количество которого постепенно растет, и породы переходят в эгириниты, обычно содержащие магнетит и гематит. За эгиринитами следуют ошелоченные (содержащие щелочной амфибол) кварц-куммингтонитовые и кварц-магнетит-куммингтонитовые сланцы, далее эти же сланцы, но без признаков ошелачивания и, наконец, гранат-амфиболовые сланцы с варьирующим количеством кварца. Отдельные группы пород в некоторых участках могут выпадать, но общая последовательность в зональной смене различных минеральных комплексов сохраняется.

Замечено, что в отсутствие кварцсодержащих пород эгирин в контактных зонах альбититов не образуется и его место занимают щелочные амфиболы и зеленая гидрослюда, часто находящиеся в тесной ассоциации с крупнопластинчатым гематитом. Для контакта с карбонатными породами характерно развитие маломощной переходной зоны, сложенной преимущественно силикатами типа паргасита, пеннина и иногда серпентина.

В непосредственном контакте с альбититами паргасит замещается голубым щелочным амфиболом. Доломитовые мраморы близ контакта обычно сильно рассланцованы и превращены в тальк-кальцититовые породы, содержащие хлорит и серпентин. Таким образом, строение и минеральный состав метасоматитов асимметричных зон в значительной мере определяются составом первичных пород. Результаты химических анализов наиболее типичных пород из таких зон, а также неизменных пород (табл. 2) свидетельствуют о резком увеличении содержания натра в альбититах (анализы № 5 и 6) по сравнению с биотит-кварцевыми сланцами (анализ № 4), за счет которых они образовались. Также обогащены натром и другие щелочные метасоматиты (анализы № 2 и 3). В непосредственном контакте с доломитовыми мраморами образуются минеральные ассоциации, богатые магниезией (анализы № 8 и 9), тогда как щелочи в них не фиксируются. Процесс идет с очевидным привнесением натра, выносом кремнезема и менее значительными перемещениями других компонентов. Состав возникающих метасоматических продуктов явно определяется составом подвергшихся метасоматозу пород.

Результаты химических анализов пород из асимметричной
зоны в контакте сланцев и доломитов

Компо- нент	Номер анализа									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	59,74	47,95	28,29	57,35	51,70	60,68	36,35	50,32	44,05	6,95
TiO ₂	0,22	0,30	0,18	0,20	0,42	0,27	0,13		0,05	Не опр.
Al ₂ O ₃	5,84	4,47	0,43	14,89	16,20	16,35	12,80	4,15	4,18	1,25
Fe ₂ O ₃	5,54	11,56	47,84	2,73	9,92	3,50	2,58	1,14	2,47	0,37
FeO	15,60	12,91	13,33	5,80	5,86	3,55	6,10	5,27	2,02	1,22
MnO	0,09	0,25	0,02	3,55	0,03	0,05	0,11	0,16		
MgO	3,20	8,05	1,96	0,51	3,11	2,80	26,50	23,88	38,12	18,37
CaO	0,28	4,48	1,60	1,25	1,03	0,91	2,85	9,58	0,88	31,48
Na ₂ O	1,21	5,10	5,90	2,36	8,20	9,70	0,57	0,70	0,23	0,04
K ₂ O	3,14	0,36	0,05		0,54	0,75	0,62		0,23	0,15
P ₂ O ₅		0,66	0,53		0,34	0,20	0,20			
V ₂ O ₅		0,03			0,05	0,03	0,05			
S _{общ}		0,03	Следы		0,12	0,01	0,06			
п.п.п.	3,85	3,30	0,46	9,98	2,09	0,93	11,57	4,75	6,50	40,43
Сумма	98,71	99,45	100,59	98,62	99,61	99,73	100,49	99,95	98,73	100,26

Примечание. Анализ № 1 — куммингтонит-биотит-кварцевый сланец, № 2 — такой же сланец, ощелоченный, № 3 — эгириинит, № 4 — хлоритизированный биотит-кварцевый сланец, № 5 — альбитит с крокидолитом и магнетитом, № 6 — то же, но с меньшим количеством темноцветных, № 7 — хлоритовая порода, № 8 — паргаситовая порода, № 9 — тальк-карбонатная порода, № 10 — доломитовый мрамор.

Анализы выполнены Л. В. Бочаровой.

Распределение урановых минералов в пределах зон подобного типа также подчиняется некоторой закономерности. Собственно урановые минералы — браннерит, ненадкевит и уранинит — сосредоточены главным образом в эгиринитах и альбититах. В оталькованных доломитовых мраморах накапливаются значительные концентрации урансодержащих апатита и малакона, метасоматически замещающих зерна карбоната. С апатитом и малаконом часто ассоциирует сфен. Эти же минералы постоянно присутствуют в альбититах и эгиринитах, но в меньших количествах. Во всех перечисленных урановых и урансодержащих минералах отмечаются повышенные концентрации тория и редкоземельных элементов иттриевой группы. При прослеживании характера распределения урановых минералов в пределах зоны замечается их тяготение к контакту альбититов и эгиринитов, а также к реликтам кварцбиотитовых сланцев в самих альбититах. Железо-магнезиальные и железорудные минералы этих пород могли играть роль осадителей урана. Именно этим, по-видимому, следует объяснить приуроченность выделений урановых минералов лишь к контакту альбититов с породами, отличающимися повышенными содержаниями железа и магния.

Симметричные метасоматические зоны имеют значительное развитие и особенно характерны для согласных зон карбонатного метасоматоза, вмещающих урановые рудные тела. В качестве примера симметричных зон избраны секущие зоны. Именно в них зональность метасоматических образований вполне достоверно может быть связана только с метасоматозом, а не с изначально существовавшими различиями в составе слоев вмещающей толщи.

Первый пример относится к симметричной метасоматической зоне интенсивно преобразованных сланцев вдоль секущей под прямым углом круто падающей трещины (рис. 11). Измененные породы в пределах зоны сохраняют полосчатую текстуру с той же ориентировкой полос, как и в исходных сланцах. Отчетливо устанавливается замещение куммингтонита и других минералов железо-магнезиальными карбонатами и доломитом.

Доломит слагает центральную часть зоны. С ним связана обильная вкрапленность уранинита, определяю-

щая промышленное значение железо-карбонатных урановых руд. Ближе к периферии следует сначала зона гематит-эгирино-карбонатных, затем существенно родуцитовых пород, переходящих в неощелоченные куммингтонитовые сланцы.

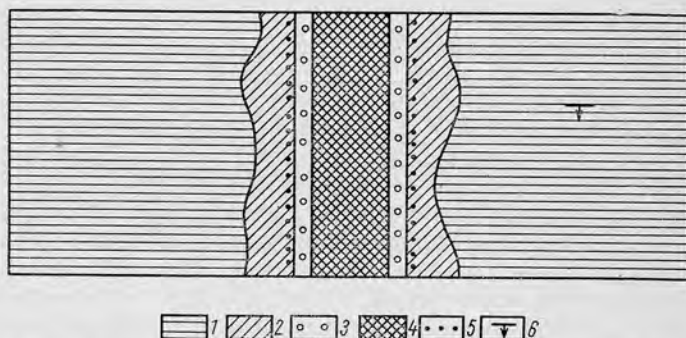


Рис. 11. Строение симметричной секущей круто падающей метасоматической зоны (план):

1 — кварц-куммингтонитовые сланцы с магнетитом; 2 — те же сланцы сильно рибекитизированные; 3 — мартит-эгириновая порода с карбонатом типа листомезита и сидероплезита; 4 — гематит-доломитовая порода с эгирином и уранинитом; 5 — вкрапленность пирита; 6 — элементы залегания.

Минералогическими наблюдениями устанавливается поздний характер щелочных минералов таких зон по отношению к карбонатам и, следовательно, их принадлежность к поздней стадии щелочносиликатного метасоматоза. Изменения химического состава возникающих метасоматических продуктов (табл. 3) сопровождаются привнесением извести, углекислоты и натрия и выносом кремнезема. Общее количество железа сохраняется, но отношение окисного к закисному резко меняется, что указывает на смену окислительно-восстановительных условий.

Второй пример симметричной метасоматической зоны относится к круто падающим биотит-магнетит-кварц-куммингтонитовым сланцам (рис. 12), измененным в полого падающей секущей зоне. Сланцы в пределах зоны сильно брекчированы, и их минералы замещены карбонатом типа листомезита. В центральной части зоны развиты среднезернистые железо-карбонатные руды, карбонат которых относится к доломиту.

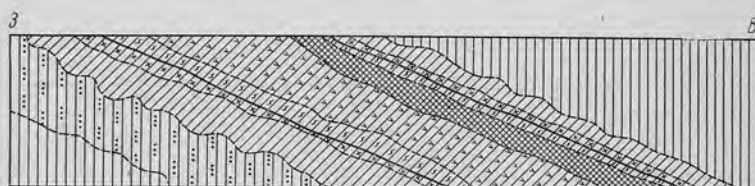
Результаты химических анализов пород из круто падающей
секущей симметричной зоны карбонатного метасоматоза

Компонент	Номер анализа			
	1	2	3	4
SiO ₂	46,44	50,10	43,58	18,99
TiO ₂	0,13	0,08	0,13	0,12
Al ₂ O ₃	0,18	0,16	0,16	0,30
Fe ₂ O ₃	2,21	22,29	27,39	37,57
FeO	37,53	19,77	15,50	21,06
MnO	0,17	0,02	0,02	0,06
MgO	8,55	2,93	4,32	5,0
CaO	1,68	1,68	1,38	2,33
Na ₂ O	0,52	1,03	5,90	5,40
K ₂ O	0,39	0,26	0,20	0,06
P ₂ O ₅	0,07	0,04	0,09	0,04
S _{общ}	0,49	0,59	0,30	0,29
CO ₂	0,88	0,78	0,28	8,57
H ₂ O _{гигр}	0,20	0,08	0,08	0,13
Сумма	99,44	99,81	99,33	99,92
Fe _{общ}	30,82	31,18	31,26	42,73

Примечание: Анализ № 1 — куммингтонитовый сланец, № 2 — кварц-кумингтонитовый сланец с магнетитом, № 3 — сильно ошелоченный сланец с рибекитом, эгирином, магнетитом, № 4 — гематит-эгириновая порода с карбонатом.

Анализы выполнены Л. В. Бочаровой.

По обилию в этой зоне тонколучистого и криптокристаллического акмита, развивающегося по доломиту, и скоплениям в карбонате и эгирине мелких кристаллов уранинита руды пологих зон вполне подобны рудам,



□□□ 1 ▨▨▨ 2 ▧▧▧ 3 ▩▩▩ 4 ▪▪▪ 5 ▫▫▫ 6 ▬▬▬ 7

Рис. 12. Строение симметрично секущей пологой метасоматической зоны (разрез):

1 — кварц-куммингтонитовые сланцы с магнетитом; 2 — они же с зеленым гидробiotитом; 3 — щелочно-амфиболовые сланцы (куммингтонит замещен щелочным амфиболом); 4 — те же сланцы с вкрапленностью альбита; 5 — брекчированные и карбонатизированные сланцы с карбонатом типа сидероплезита; 6 — то же с доломитом и вкрапленностью уранинита; 7 — акмит-гематит-доломитовая порода с уранинитом.

развивающимся в круто падающих секущих зонах. Со стороны всячего и лежачего боков уран-железо-карбонатных рудных тел обычно наблюдается закономерная смена рибекитизированных сланцев, содержащих сначала небольшое количество альбита, такими же сланцами, но без альбита, затем ошелоченными кварц-куммингтонитовыми сланцами с зеленой гидрослюдой и, наконец, неизменными биотит-магнетит-кварц-куммингтонитовыми сланцами. Появление альбита и гидрослюды связано с наличием в растворах глинозема и калия, которые могли быть заимствованы при разложении биотита пород. При этом калий благодаря своей высокой подвижности выносился к периферии метасоматических зон.

В итоге таких превращений среди сланцев и таконитов железорудных толщ возникают значительные по размерам тела комплексных железо-карбонатных урановых руд бесспорно метасоматического генезиса. Освобождающиеся при этом процессе значительные количества кремнезема фиксируются в зонах окварцевания. В однородных по составу породах возникающие минеральные парагенезисы и закономерности их размещения определяются в первую очередь подвижностью компонентов раствора. Развиваются симметрично по-

строенные метасоматические зоны, в центральных частях которых сосредоточены урановые рудные минералы. В условиях разнородных пород асимметричные метасоматические зоны имеют особенно сложное строение. Здесь возникают минеральные ассоциации, явившиеся результатом не только прямого метасоматоза, но и обмена компонентами между различными по составу контактирующими породами. Дальнейшее усложнение состава и строения метасоматических зон связано с наложением минеральных ассоциаций, относящихся к разным стадиям процесса, и растворением и переотложением ранее выделившихся минералов.

Вертикальная зональность метасоматических зон выражена, как правило, менее отчетливо, чем изменения, наблюдаемые в горизонтальном сечении. В отдельных случаях альбитовые метасоматиты, прослеженные по падению на глубины более 1000 м от поверхности, не несут явных признаков изменения состава. Отмечаются лишь некоторые изменения их мощности и лучшая сохранность реликтов структур первичных пород — кварц-биотитовых сланцев. Однако для большинства альбититовых тел намечается тенденция к развитию на глубине более низкотемпературных минералов. Слюды и щелочные силикаты сменяются хлоритом и эпидотом. Таким образом, устанавливается, что альбититы верхних горизонтов, обогащенные железорудными минералами и щелочными темноцветными, могут на больших глубинах перейти в хлорит-эпидотовые альбититы, весьма похожие на аналогичные породы, известные в зонах мигматизации гнейсов и лептитов и тяготеющие к области контакта с гранитоидами.

В распределении урановых минералов в вертикальном разрезе зон щелочных метасоматитов также выявлены некоторые закономерности. Так, количественные соотношения между ненадкевитом и уранинитом с глубиной изменяются в пользу ненадкевита. Последний ассоциируется здесь с эпидотом и хлоритом, для верхних горизонтов нехарактерными. Сложный окисел урана и титана — браннерит — на глубоких горизонтах не встречен, а в по-прежнему обильных апатите и малаконе намечается тенденция к изменению состава элементов-примесей: сокращается роль редких земель, тория и урана и появляются заметные количества стронция (в апатите до 1%) и бария (0,01—0,1%).

Все эти изменения, возможно, связаны с затуханием щелочного метасоматоза с глубиной и переходом к собственно гидротермальным условиям, характерным для более поздних стадий минерализации.

В зонах карбонатного метасоматоза при прослеживании их на глубину устанавливается однообразный минеральный состав метасоматитов. Вместе с тем, как показали исследования К. Н. Чернецовой, намечается определенная закономерность в изменении состава минералов, относящихся к одной и той же группе. Так, доломит по мере увеличения глубины уступает место железистым карбонатам — мезититу и пистомезиту, а последние сменяются кальцитом. В щелочных амфиболах с глубиной возрастает роль закисного железа. В соответствии с этим по мере перехода к глубоким горизонтам кроссит сменяется родуситом, а родусит — рибекитом. Появление на глубине зон метасоматоза с высоким окислительным потенциалом (например, эгириновых) определяется развитием структур, благоприятных для циркуляции растворов, богатых кислородом.

Особая сложность вопроса о характере вертикальной зональности в железо-урановых месторождениях состоит в том, что при нерезко выраженных изменениях состава отдельных рудных зон с глубиной в целом весьма отчетливо устанавливается развитие железо-карбонатных урановых руд на больших глубинах, чем руд альбититовых. Однако здесь нет прямой смены щелочного метасоматоза карбонатизацией в единых зонах. Зоны карбонатизации и зоны щелочного метасоматоза развиваются в параллельных, часто пространственно близких структурах. При этом не достигающие поверхности зоны щелочного метасоматоза с глубиной кулисообразно сменяются еще более далеко от поверхности зонами карбонатизации. Очевидно, такую закономерность следует связывать с проявлением разных стадий единого гидротермального метасоматического процесса.

В породах железорудных формаций за последнее время выявлено большое число рудопроявлений, пространственно тяготеющих к крупным метасоматическим зонам, но часто выходящих за пределы полей развития метасоматитов. К ним относятся прожилковые формы выделения настурана, нерудными спутниками которого являются кварц, кальцит и иногда хлорит. Характерно

присутствие в таких прожилках силиката урана типа коффинита, обычно более раннего, чем настуран. Существенным отличием урановых концентраций этого типа является обилие наряду с урановыми минералами сульфидов (главным образом пирита, пирротина, халькопирита). В некоторых случаях к ним присоединяются арсениды и диарсениды никеля и кобальта.

Развитие настуран-коффинитовых прожилков особенно характерно для областей мигматизации пород железорудных формаций. Причем богатые сульфидами и арсенидами рудопроявления приурочены к телам итабиритов и амфиболитов среди мигматитов. Таким образом, эти относительно низкотемпературные минеральные парагенезисы оказываются приуроченными к области наиболее глубокого преобразования железорудных толщ, отвечающих наиболее глубинным условиям. Это подтверждается также развитием прожилков подобного типа в периферических частях самых глубоких подсечений железо-карбонатных ураноносных метасоматических зон. Во всем этом можно видеть дальнейшее проявление отмеченной тенденции к смене по мере перехода к более глубоким горизонтам высокотемпературных ассоциаций более низкотемпературными, в том числе и относящимися к гидротермальным образованиям прожилкового типа.

Подобного рода закономерности, возможно, следует связывать не с вертикальной зональностью в обычном понимании, а с явлениями наложения разностадийной минерализации.

Предлагаемое объяснение характера связи между разнообразными урановыми рудопроявлениями в пределах отдельных урановых провинций докембрия, представляет, как нам кажется, интерес, но нуждается в подтверждении дополнительными фактами и наблюдениями.

ТИПЫ УРАНОВЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Под термином «минеральные ассоциации» обычно понимают сообщества минералов, охватывающие один или несколько парагенезисов [55].

По минеральному составу и условиям локализации в докембрийских железорудных формациях может быть выделено (табл. 4) по крайней мере четыре типа урановых минеральных ассоциаций.

Таблица 4

Типы метасоматических урановых минеральных ассоциаций в докембрийских железорудных формациях

Типы урановых минеральных ассоциаций	Условия локализации	Минеральный состав	
		Урановые и уран-содержащие минералы	Главнейшие сопутствующие минералы
Апатит-малаконовый	Вкрапленность в щелочных метасоматитах (альбититах и эгиринитах)	Апатит, малакон, сфен; иногда немного окислов и силикатов урана	Альбит, эгирин, щелочные амфиболы, слюды, гематит, магнетит
	Прожилкообразные и гнездообразные скопления в доломитовых мраморах	То же	Кальцит, доломит, тальк, серпентин и хлорит
Уранинит-ненадквитовый	Вкрапленность в альбититах и других щелочных метасоматитах	Браннерит, уранинит, ненадквит, сфен, апатит, малакон	Альбит, эгирин, щелочные амфиболы, слюды и гидрослюды, эпидот, хлорит, гематит, магнетит
Уранинитовый	Вкрапленность среди железо-карбонатных и карбонатно-железных руд и вмещающих их пород	Уранинит	Карбонаты железо-магнезиального ряда, доломит, кальцит, андрадит, тальк, гематит, магнетит, акмит, крокидолит, гидрослюды, кварц, апатит, сфен

Типы урановых минеральных ассоциаций	Условия локализации	Минеральный состав	
		Урановые и уран-содержащие минералы	Главнейшие сопутствующие минералы
Собственно настурановый (малосульфидный)	Прожилки в породах и метасоматитах	Настуран коф-финит, антраксолит	Карбонаты, кварц, хлорит, хлорит, эпидот
Сульфиднонастурановый		Настуран, коф-финит	Карбонаты, кварц, хлорит, сульфиды и арсениды, барит

Апатит-малаконовый тип минеральных ассоциаций весьма распространен среди щелочных метасоматитов и тяготеющих к контакту с последними карбонатных пород. Апатит и малакон часто встречаются вместе, но известны и только апатитовые или только малаконовые скопления. Совместно с ними часто отмечается сфен, ненадквит, реже браннерит и еще реже монацит. В альбититах апатит и малакон ассоциируют с щелочными темноцветными минералами, а также магнетитом и гематитом. Они развиваются по неправильным трещинам, образуя гнездообразные и пятнистые скопления. В карбонатных породах они встречаются вместе с кальцитом, доломитом, тальком, иногда с тремолитом и диопсидом. Скопления апатита и малакона имеют буровато-красную окраску, обусловленную развитием тонкораспыленных гидроокислов железа. При совместном присутствии в породах апатита и малакона последний оказывается более поздним. Цепочки его мелких зерен окаймляют зерна карбоната и апатита и проникают в них по трещинам. Апатит образует мелкие (менее 0,1 мм в альбититах и до 0,2 мм в доломитовых мраморах) призмочки; часто содержащие газОВО-водные включения. Малакон встречается в виде мелких коротких призм часто с бипирамидальными окончаниями.

ми (рис. 13), бесцветен, почти изотропен — метамиктен. Содержание урана в малаконе весьма непостоянно — от 0,1 до 4,1%; в апатите оно не превышает 0,1%, а в поздних генерациях железо-карбонатных руд урана менее 0,001%.

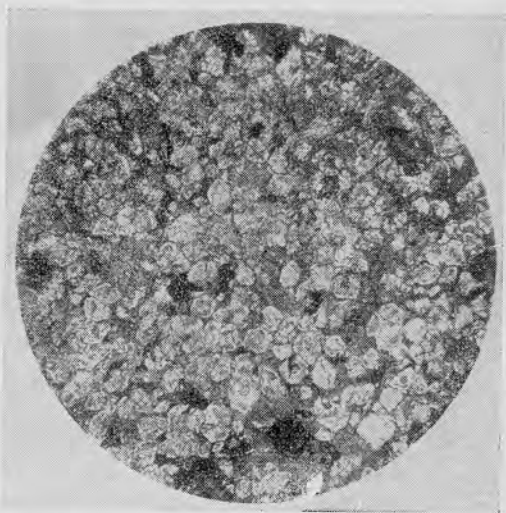


Рис. 13. Форма кристаллов малакона (микрофотография прозрачного шлифа, без анализатора, $\times 40$).

Уранинит-ненадкевитовый тип минерализации распространен в зонах щелочного метасоматоза среди альбититов, реже эгиринитов и ощелоченных сланцев. Нерудными спутниками являются альбит, эгирит, щелочные амфиболы и гидрослюды. В переменных количествах, но не превышающих обычно 10—15%, присутствуют магнетит и гематит. Роль сульфидов ничтожна. Часто присутствуют апатит, сфен. Урановые минералы представлены ненадкевитом и уранинитом. Иногда встречается браннерит, и в некоторых случаях известны находки настурана. Отмечается приуроченность урановых минералов к участкам альбититов, обогащенных темноцветными минералами, а также скоплениями графитоподобного вещества.

Наиболее распространен силикат урана ненадкевит, впервые описанный В. А. Поликарповой [56, 57]. Он образует мелкие (0,001—0,1 мм) кристаллы призматической формы, группирующиеся в жилковидные и гнездообразные скопления (рис. 14); окрашен в темно-бурый, желтый или буровато-зеленый цвета; по большей части изотропен, так как находится в метамиктном состоянии. Относится к гипогенным образованиям, хотя, возможно, и более поздним, чем уранинит.

Уранинит представлен идиоморфными кристалликами, нередко зональными. В уранините из альбититов отмечено присутствие редких земель иттриевой группы, а также тория. Абсолютный возраст уранинита из руд нескольких урановых месторождений в железорудных формациях, определенный свинцовым методом, составляет около 1700 млн. лет. Браннерит образует неправильные зерна и призматические кристаллы с прямоугольными сечениями. Находится в тесной ассоциации со сфеном и ненадкевитом. Сфен развит в виде идиоморфных конвертообразных кристаллов размером 0,05—1,0 мм и скоплений мелких неправильных зерен. В последнем случае он часто развивается по биотиту. Темно-бурый хорошо окристаллизованный сфен содержит иттрий и другие элементы иттриевой группы, а также уран и торий.

Уранинитовый тип минерализации характерен для зон карбонатного метасоматоза, расположенных среди богатых железом толщ железорудной формации. Уранинит является единственным урановым минералом железо-карбонатных руд и встречается либо в цементе брекчированных мартитизированных железных руд, подвергшихся карбонатному метасоматозу (рис. 15), либо сосредоточен в доломитовых или эгириновых прослоях полосчатых железо-карбонатных руд (рис. 16). Обычно уранинит развит в виде мелких 0,001—0,05 мм, но хорошо образованных кристаллов, нередко зональных (рис. 17). По формам развития и оптическим свойствам он близок к ураниниту из альбититов, но отличается от него отсутствием примесей редких земель и тория. Последняя особенность, как уже отмечалось, свойственна и другим минералам из зоны карбонатного метасоматоза — апатиту, малакону и сфену. Из нерудных минералов с уранинитом встречаются доломит, эгирин, щелочные амфиболы, тальк и андрадит.

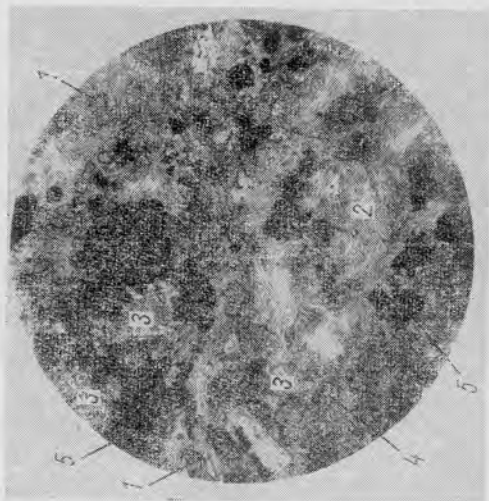


Рис. 14. Выделения ненадквита в хлорит-эпидотовых «гнездах» в альбите (микрофотография прозрачного шлифа, без анализатора, $\times 20$):
 1 — ненадквит; 2 — хлорит; 3 — эпидот; 4 — циркон;
 5 — магнетит.

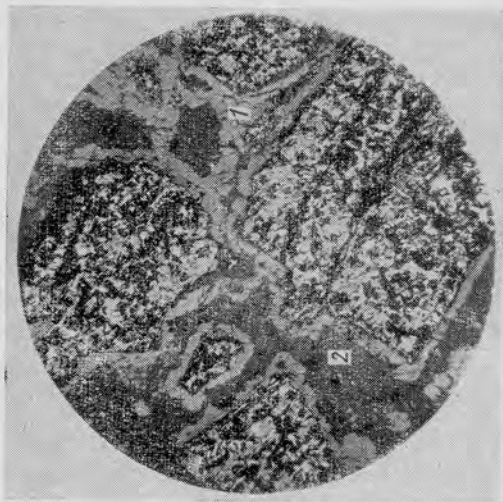


Рис. 15. Выделения уранинита (1) в цементе брекчии и вокруг обломков мартитизированной железной руды [серое — доломит (2)].
 Микрофотография аншлифа, $\times 70$.

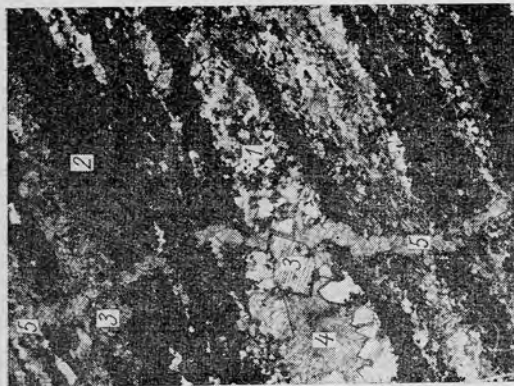


Рис. 16. Полосчатая железо-карбонатная урановая руда (микрофотография прозрачного шлифа, без анализатора, $\times 40$):
1 — уранинит; 2 — магнетит; 3 — доломит;
4 — эгирин; 5 — щелочной амфибол.

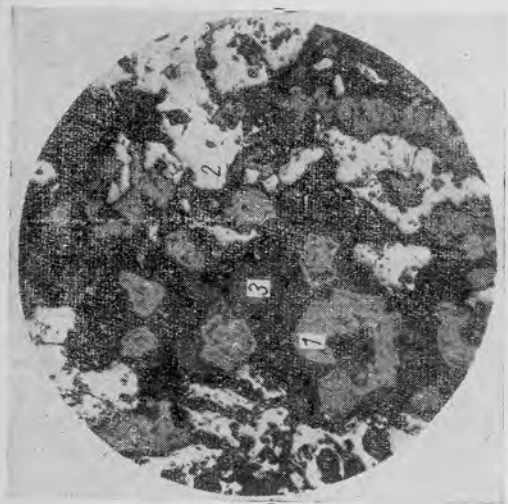


Рис. 17. Зональные кристаллы уранинита в железо-карбонатной руде (микрофотография аншлифа, $\times 100$):
1 — уранинит; 2 — мартит; 3 — нерудные минералы.

Характерна тесная ассоциация с доломитом. По отношению к андрадиту уранинит явно более поздний (рис. 18), тогда как щелочные темноцветные кристаллизуются после уранинита, слагая тонкие жилки, секущие полосы со скоплениями уранинита (см. рис. 16). Эгирин в полосах с уранинитом развивается по карбонату.

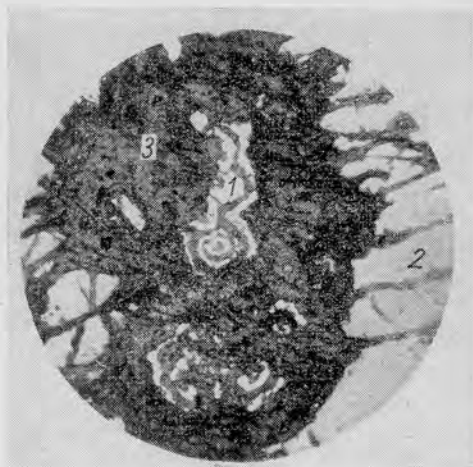


Рис. 18. Зональные кристаллы уранинита (1) в андрадите (2), темно-серое (3) — хлоритоподобный агрегат (микрофотография прозрачного шлифа, без анализатора, $\times 70$).

Настурановый тип минеральных ассоциаций широко распространен в породах железорудной формации, но его проявления часто не имеют практического значения. Как правило, несущие настуран прожилки тяготеют к зонам гидротермальной метасоматической урановой минерализации, но могут встречаться и в удалении от последних и не сопровождаться сколько-нибудь ясно выраженными во вмещающих породах признаками щелочного или карбонатного метасоматоза. Прожилковая настурановая минерализация встречается в различных породах: таконитах и железных рудах, гранат-амфиболовых сланцах, альбититах, карбо-

натных, тальк-карбонатных и других породах. Спутниками настурана являются хлорит, гидрослюда, кварц и кальцит. В малосульфидном подтипе настурановой минерализации из сульфидов в значительных количествах может быть встречен пирит; в сульфидно-настурановом подтипе кроме перечисленных минералов нередко развивается специфический комплекс сульфидов меди и свинца и диарсенидов кобальта, никеля и висмута.

Настуран в прожилках образует сферолитовые и коркоподобные выделения. Сферолиты размером 0,01—0,1 мм встречаются в виде рассеянной вкрапленности или, группируясь, образуют плотные массы, сферолитовое строение которых не столь очевидно. Почти всегда сферолиты имеют зональное строение, обусловленное тонкой перемежаемостью зон с переменными количествами нерудных минералов, главным образом кварца и карбоната. Редкоземельные элементы и торий в настуране из железорудных формаций, как правило, отсутствуют.

В тесной ассоциации с настураном часто встречается силикат урана, отличающийся по своим свойствам от ненадкевита и диагностированный В. И. Жуковой [58] как коффинит. Он отличается от настурана меньшей отражательной способностью и наличием густо-коричневых рефлексов. Наблюдалось призматические кристаллы коффинита, заключенные внутри сферолитов настурана, а также зональные сростания этих двух минералов. Особенно распространены выделения силиката неправильной формы, имеющие в шлифе характерную губчатую поверхность, обусловленную обилием точечных включений галенита, пирита, окислов железа в нерудных минералах. Силикат этого типа, по-видимому, замещает настуран и сам в свою очередь при распаде замещается окислами урана. Четко устанавливается более поздний характер губчатого силиката по отношению к ураниниту, так как его прожилки секут брекчированные железно-карбонатные руды с уранинитом. Взаимоотношения различных силикатов друг с другом не уточнены. Судя по минеральным ассоциациям, ненадкевит является более ранним минералом, чем силикат типа коффинита.

Анализ показывает, что первые проявления урановой минерализации в метасоматических зонах относятся к стадии щелочного метасоматоза. При этом в

начале процесса, когда образуются основные массы альбититов и эгиринитов, уран из растворов не выпадает. Возможной причиной этого могла быть высокая щелочность растворов и их восстановительный характер, препятствовавший разрушению комплексных соединений урана, в форме которых, как полагают многие исследователи [37, 59, 60], уран мог перемещаться в растворах. С понижением щелочности растворов, обусловленным связыванием натрия в щелочных силикатах, начинается разрушение комплексных соединений урана тория, редких земель, циркония и фосфора. Образуются значительные скопления апатита и малакона, содержащие уран, торий и редкие земли в виде изоморфных примесей.

Можно полагать, что уран на этой ранней стадии переносился в четырехвалентной форме, так как его изоморфное вхождение в решетки названных минералов иначе объяснить трудно.

Наиболее ранним из собственно урановых минералов, по времени образования близким малакону, является браннерит, также содержащий редкие земли и торий. Однако преобладающая часть урана в щелочных метасоматитах связана с широким развитием ненадквита и уранинита. Эти минералы образуются несколько позднее апатита, сфена и малакона, но, так же как и последние, содержат в своем составе примеси тория и редких земель.

В ходе эволюции растворов после образования щелочных силикатов главенствующее значение приобретает углекислота. Взаимодействие обогащенных углекислотой растворов с породами, содержащими силикаты железа и магния, приводит к образованию карбонатов железо-магнезиального ряда. Развитие таких карбонатов и их обычный парагенезис с пиритом и пирротином указывают на восстановительный характер среды минералообразования. Уран в этих условиях в растворах отсутствовал. Одновременно с выпадением из растворов таких компонентов, как FeO и MgO , идет накопление в них CaO и щелочей, что приводит к смене железо-магнезиальных карбонатов доломитом. Доломитообразование идет в резко окислительных условиях и сопровождается широкой мартитизацией магнетита и развитием пластинчатого гематита. Окислительный характер растворов благоприятствовал пере-

носу урана, который, по-видимому, совершался в виде щелочнокарбонатных и карбонатных комплексных соединений шестивалентного урана. Взаимодействие таких растворов с вмещающими породами, богатыми восстановителями (сидерит, магнетит), способствовало восстановлению шестивалентного урана до четырехвалентного. С этим связано образование значительных скоплений уранинита в железо-карбонатных метасоматитах в тесном парагенезисе с доломитом, гематитом, эгирином.

К концу карбонатной стадии растворы вновь обогащаются щелочами, возможно, частично за счет высвобождения их при карбонатизации силикатов, что обуславливает появление минералов позднего щелочного комплекса, а также апатита и малакона. В отличие от ранних выделений тех же минералов апатит и малакон из карбонатных метасоматитов бедны ураном, а уранинит из железо-карбонатных руд не содержит примесей редких земель и тория. С кристаллизацией минералов позднего щелочного комплекса — эгирина, щелочных амфиболов, альбита и гидрослюд — связано частичное растворение и переотложение окислов и силикатов урана.

Таким образом, наиболее продуктивными в отношении накопления урана оказались щелочносиликатная и карбонатная стадии метасоматоза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Железорудные и тесно связанные с ними метабазитовые и гипербазитовые формации, отличающиеся исключительным разнообразием состава пород и находящиеся среди гнейсов, древнейших и относительно молодых докембрийских мигматизирующих все другие породы гранитоидов, приурочены к зонам проявления докембрийского вулканизма и интенсивных тектонических движений, сопровождавшихся грандиозными процессами метаморфизма и метасоматоза.

2. Совместное нахождение железорудных и урановых месторождений в пределах железорудных формаций определяется в основном структурными условиями.

3. Формирование железорудных и урановых минералов относится к разным стадиям метасоматического

процесса. Образование железорудных метасоматитов связано с наиболее ранней стадией метасоматических превращений. Урановая минерализация, связанная с процессами щелочносиликатного и карбонатного метасоматоза, развивается по различным породам и железорудным метасоматитам. Принадлежность уранового оруденения в породах железорудных формаций к гидротермально-метасоматическому типу, эпигенетический характер урановых рудных тел, возникших путем замещения пород и ранее сформированных железных руд и приуроченных не только к послойным, но и к секущим, в том числе и к поперечным нарушениям, — таковы основные черты урановой рудной минерализации. Она проявляется среди таконитов и среди остальных пород не только железорудных, но и других формаций докембрия в единых парагенетических минеральных ассоциациях.

4. В железорудных формациях состав и условия залегания метасоматитов, явившихся вмещающей средой для уранового минералообразования, весьма неоднородны. Это определяет и многообразие урановых концентраций. Месторождения урана, приуроченные к железорудным формациям докембрия, по своим минеральным естественным сообществам могут быть параллелизованы со многими докембрийскими метасоматическими месторождениями урана, находящимися за пределами железорудных пород и относящимися к различным урановым рудным формациям.

5. Железо-урановые месторождения могут рассматриваться как одно из проявлений собственно урановой метасоматической докембрийской формации, имеющей распространение в самых различных областях проявления докембрийского постгранитоидного гидротермального минералообразования.

6. Определяя роль пород собственно железорудной формации в образовании щелочных и карбонатных метасоматитов, а следовательно, и крупных концентраций урана, следует признать, что в фиксации щелочей в виде щелочных темноцветных минералов большую роль играют богатые железом породы типа железистых кварцитов и железных руд [61, 62]. При наличии прослоев пород, богатых глиноземом, и притоке к ним по тектоническим зонам щелочных растворов образуются альбититы.

7. Каков бы ни был источник щелочей, урана и других компонентов, сама по себе возможность метасоматических эпигенетических по отношению к толще процессов несомненно связана с особенностями геологической позиции железорудных формаций, развитием в них благоприятных согласных, реже секущих структур и составом пород, богатых такими осадителями, как двухвалентное железо, магний, иногда органическое вещество и т. п. По мере развития процесса метасоматического минералообразования, в том числе и уранового, значение отдельных факторов менялось.

8. Все сказанное не исключает возможности развития метасоматических процессов в породах других формаций. Подтверждением этому служат известные ураноносные зоны альбитизации среди гранитоидных и гнейсовых формаций. Естественно, что среди метасоматитов в таких породах богатые железом и магнием эгириниты и щелочноамфиболовые породы будут отсутствовать, а карбонаты будут представлены доломитом и кальцитом. В этой связи зоны карбонатного и щелочного метасоматоза должны рассматриваться как весьма благоприятный признак для поисков месторождений урана как в участках развития пород железорудной формации, так и на более широких площадях, включая области мигматизации, тяготеющие к контактам с гранитоидными породами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Суражский Д. Я. «Атомная энергия», № 2, 75 (1956).
2. Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960.
3. Лукин Л. И., Солюшкин Е. П. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 3, 15 (1958).
4. Котляр В. Н. Геология месторождений урана. М., Госгеолтехиздат 1961.
5. Gundersen G. N. Econ. geol., 55, No 3, 563 (1960).
6. Петров Р. П. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 9, 54 (1959).
7. Виноградов А. П. Абсолютная геохронология украинского докембрия. М. Изд-во АН СССР, 1960.
8. Войткевич Г. В. Научные труды Криворожского горнорудного института. Вып. 8. Кривой Рог, 1960, стр. 35.
9. Тугаринов А. И. Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1961, стр. 84.

10. Ивантишин М. Н. Труды XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963, стр. 119.
11. Семененко Н. П., Субботин С. И. и др. «Сов. геология», № 11, 48 (1964).
12. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
13. Половинкина Ю. И., Полевая Н. И. «Докл. АН СССР», 159, № 4, 811 (1964).
14. Lepp H., Goldich S. S. Econ. geol., 59, No 6, 1025 (1964).
15. Van Hise C. R., Leith C. K. The geology of the Lake Superior region, 1911.
16. Шатский Н. С., «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 4, 3 (1954).
17. Magro V. Econ. geol., 51, No 8, 798 (1956).
18. Половинкина Ю. И. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 7, 35 (1959).
19. Семененко Н. П. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959, стр. 641.
20. Марков М. С. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, стр. 221.
21. Goodwin A. M. Geol. Soc. America Bull., 73, No 5, 561 (1962).
22. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Гостеолтехиздат, 1963.
23. Белевцев Я. Н. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 1, 8 (1964).
24. Точилин М. С., Горяинов П. М. Геология и генезис железных руд Примандровского района Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1964.
25. Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.—Л., «Наука», 1964.
26. Калганов М. И. В сб. «Рудоносность Русской платформы». М., «Наука», 1965, стр. 46.
27. Тугаринов А. И. Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963.
28. Баддингтон А. Формирование гранитных тел. Перев. с англ. Под ред. Н. А. Елисева. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
29. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
30. Петров В. П. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 3, (1964).
31. Заварицкий А. Н. «Зап. Всерос. минералог. об-ва», 76, № 1, 37 (1947).
32. Никитин В. Д. Минералогия и генезис пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
33. Vatešan I. D. Econ. geol. 50, No 4, 371 (1955).
34. Хейрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. Перев. с англ. Под ред. В. И. Смирнова. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
35. Lang A. H. et al. Canadian Deposits of Uranium and Thorium. Geol. Surv. of Canada. Econ. geol. Ser., 16. Ottawa, 1952.
36. Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960.

37. Мак-Келви и др. В сб. «Проблемы рудных месторождений». М., Изд-во иностр. лит., 1958, стр. 426.
38. Эверхарт Д. Л. В кн. «Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955». Т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958.
39. Walthier T. N. Mining. Engng, 7 (6), 545 (1955).
40. Bhole K. L. et. al. Econ. geol., 61, No 1, 162 (1966).
41. Герасимовский В. И. Месторождения урана зарубежных стран. М., Изд-во АН СССР, 1959.
42. Белевцев Я. М. «Геологичний журнал», 18, вып. 4, 3 (1958).
43. Davidson C. F. Econ. Geol., 53, No 8, 1048 (1958).
44. Ramdohr P. Econ. Geol., 53, No 5, 620 (1958).
45. Либенберг У. В кн. «Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958». Избранные доклады иностранных ученых. Т. 8. М., Атомиздат, 1959, стр. 377.
46. Безгубов А. И. и др. Уран в древних конгломератах. Под ред. В. Н. Котляра. М., Госатомиздат, 1963.
47. Елисеев Н. А. и др. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1961.
48. Анисеева Н. Ф. Эволюция некоторых метаморфических пород Кривого Рога. «Материалы ВСЕГЕИ», вып. 4, 91 (1955).
49. Цыбульская М. С. В сб. «Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования». М., Госгеолтехиздат, 1963, стр. 140.
50. Акименко Н. М., Белевцев Я. Н., Горошников Б. И., Дубинкина Р. П. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1957.
51. Глаголев А. А. В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, стр. 283.
52. Половинкина Ю. И. «Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те», № 7, 167 (1953).
53. Павленко А. С. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 1, 81 (1959).
54. Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
55. Дымков Ю. М. Урановая минерализация Рудных гор. М., Атомиздат, 1960.
56. Поликарпова В. А. «Атомная энергия», № 3, 132 (1956).
57. Поликарпова В. А. В сб. «Вопросы геологии урана». М., Атомиздат, 1957, стр. 55.
58. Жукова В. И. В сб. «Вопросы прикладной радиогеологии». Вып. 2. М., Атомиздат, 1967, стр. 40.
59. Тугаринов А. И. Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
60. Рафальский Р. П. Физико-химическое исследование условий образования урановых руд. М., Госатомиздат, 1963.
61. Половинкина Ю. И. «Зап. Всерос. минералог. об-ва, 78, № 1, 52 (1949).
62. Гернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Характерные формационные ассоциации	5
Формация гнейсов	5
Формация метабазитов и гипербазитов	7
Докембрийские железорудные формации	9
Формация докембрийских гранитоидов	13
Докембрийские месторождения урана	16
Общие данные о геологическом строении месторождений урана в докембрийских железорудных формациях	19
Типы структур рудных полей	22
Структуры месторождений	25
Морфология рудных тел	32
Метасоматические образования в породах железорудных формаций	37
Железорудные метасоматиты	38
Щелочносиликатные метасоматиты	40
Карбонатные метасоматиты	43
Кварцевые метасоматиты	44
Последовательность образования метасоматитов	44
Особенности строения метасоматических зон	47
Типы урановых минеральных ассоциаций в докембрийских железорудных формациях	57
Заключение	67
Литература	69

Р. П. Петров, В. С. Карпенко, Ю. А. Мещерский
О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАНА
В ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ ДОКЕМБРИЯ

Редактор Г. М. Пчелинцева

Художник И. А. Дутов

Технический редактор Н. А. Власова

Корректор М. И. Дунаевская

Сдано в набор 9/1 1969 г. Подписано к печати 16/IV 1969 г. Т-06030.

Формат 84×108/32 Бумага типографская № 1.

Усл. печ. л. 3,78. Уч.-изд. л. 3,8.

Тираж 1000 экз. Цена 20 коп. Зак. изд. 1958. Зак. тип. 519.

Атомиздат, Москва, К-31, ул. Жданова, 5/7.