

Г. В. ВОЙТКЕВИЧ
Г. И. ЛЕБЕДЬКО

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

Г. В. ВОЙТКЕВИЧ,
Г. И. ЛЕБЕДЬКО

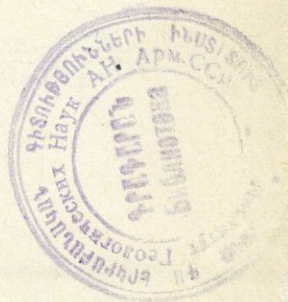
553.078

ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ДОКЕМБРИЯ

1372



МОСКВА. «НЕДРА» 1975



Войткевич Г. В., Лебедько Г. И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М., «Недра», 1975. 231 с. с ил.

Книга представляет собой наиболее полную из имеющихся на русском языке сводку по месторождениям докембрия земного шара. На основе данных геохимии, изотопных анализов и ядерной геохронологии освещены закономерности формирования рудных провинций в докембрийских отложениях мира. Рассмотрены основные геохимические и геологические факторы, способствующие концентрации элементов в природе, выделены металлогенические эпохи докембрия на разных континентах. Описаны главные закономерности формирования металлогенических провинций докембрия в связи с химической эволюцией земной коры, атмосферы и гидросферы.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, работающих на территориях развития докембрийских формаций.

Табл. 31, ил. 39, список лит. — 408 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Богатство докембрийских отложений различными видами минерального сырья общеизвестно. Между тем сводка наиболее типичных металлогенических особенностей докембрия отсутствует, несмотря на огромное число исследований, посвященных месторождениям полезных ископаемых докембрия. В какой-то мере обобщение данных по полезным ископаемым докембрия выполнено Н. А. Быховером в его монографии «Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования», изданной в 1963 г., а также в ряде журнальных статей различных авторов.

Со временем освоение минеральных богатств земной коры охватывает все более глубокие ее горизонты и неизбежно заходит в докембрийские формации фундамента платформ, а не только закартированные и геологически изученные участки докембрийских щитов. Следовательно, изучение металлогении докембрия представляет собой чрезвычайно важную в практическом и теоретическом отношении задачу современной геологической науки, на что не раз обращали внимание многие исследователи.

За последнее время в изучении докембрия произошел значительный прогресс, связанный с новыми методиками геохимического исследования. Во-первых, существенно уточнилась, или правильнее, установилась заново геохронология докембрийских формаций на разных материках, позволяющая оценивать ход металлогенических событий в прошлом. Во-вторых, значительно расширились данные по изотопному составу элементов (свинца, серы, углерода, кислорода) из ряда докембрийских рудных провинций, позволяющие правильно, а иногда и однозначно решать вопросы генезиса месторождений и источника оруденения. Наконец, в-третьих, значительно расширились наши сведения по литологии, геологии и тектонике древнейших геологических формаций, позволяющие решать целый ряд вопросов металлогенического характера. В целом литература по металлогении докембрийских формаций различных материков становится совершенно необозримой.

Данная монография представляет собой сводку месторождений полезных ископаемых и металлогении докембрия, основанную на наиболее существенных исследованиях в данной области, опубликованных за последнее время. Использованы также результаты личных исследований авторов по докембрийскому фундаменту юга Русской платформы, выполненные на кафедре геохимии и геофизики и в отделе геохимии НИИФОР Ростовского университета.

Авторы считают, что труд их далек от совершенства, но надеются, что он может дать определенную ориентацию закономерностей размещений месторождений полезных ископаемых в докембрии. Выяснение этих закономерностей поможет более эффективно проводить поисковые работы. Основное внимание в книге уделено металлическим полезным ископаемым. Нерудные месторождения затрагиваются лишь попутно.

Докембрийская история земной коры охватывает большую часть геологической истории нашей планеты — примерно 80% всего геологического времени, измеренного радиологически. За этот громадный срок возникали и разрушались разные геологические формации, послужившие источником для более молодых отложений палеозоя, мезозоя и кайнозоя и сосредоточенных в них полезных ископаемых. Докембрийские отложения содержат уникальные месторождения полезных ископаемых, значение которых в мировой экономике растет с каждым днем.

Так, в отложениях докембрия развиты огромные месторождения железных руд, неизмеримо превосходящие по запасам все известные железорудные месторождения, возникшие после кембрия. Большая часть марганцевых руд зарубежных стран имеет докембрийский возраст. Более 90% общих запасов хромитов в капиталистических странах сосредоточено в магматических месторождениях, пространственно связанных с ультраосновными породами докембрийского возраста. Около 60% общих и достоверных запасов меди капиталистических стран сосредоточено в докембрийских месторождениях. Крупнейшие месторождения золота и среди них знаменитое месторождение Витватерсранд в Южной Африке относятся к докембрию. В докембрийских породах заключена большая часть (примерно до 70%) выявленных в зарубежных странах ресурсов урана. К докембрийскому возрасту относятся также все известные промышленные месторождения мусковита и флогопита и большая часть редкоземельных и редкометалльных пегматитов. Таким образом, будущее горнорудной промышленности в связи с научно-технической революцией в значительной мере будет связано с разработкой месторождений в докембрийских формациях.

Необходимо отметить и другие особенности месторождений докембрия. Концентрации олова, вольфрама и молибдена не характерны для докембрия, а промышленные месторождения ртути, сурьмы, мышьяка и самородной серы отсутствуют. Ряд типичных месторождений фанерозоя практически отсутствует в докембрии. Различие в металлогении докембрия и фанерозоя определилось рядом геологических факторов, оно имеет качественный характер и отражает необратимую эволюцию земной коры в целом, органически связанную с эволюцией океана, атмосферы, живого вещества и ходом изменения магматизма в самой коре и в мантии планеты. Следовательно, резко различные по возрасту докембрийские формации должны иметь свою специфическую рудоносность. При решении многих вопросов металлогении докембрия нужно серьезно учитывать фактор времени. В настоящее время возраст важнейших докембрийских формаций горных пород установлен довольно надежно почти для всех материков и щитов. В дальнейшем будем пользоваться данными геохронологии докембрия в целях решения металлогенических вопросов. Как известно, в геологии докембрия применяются стратиграфические термины: протерозой и архей. На современном уровне наших знаний в области геохронологии эти термины совершенно неудовлетворительны и при описании отдельных районов будем пользоваться ими лишь в крайнем случае, принимая границу между археем и протерозоем по советской геохронологической шкале 2600 ± 100 млн. лет. Во избежание недоразумений, мы значительно чаще будем пользоваться объективными терминами: верхний, средний и нижний докембрий (табл. 1).

Геохронологическая схема деления докембрия.

По А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу (с небольшими изменениями)

По шкале 1964 г.	Деление		Возраст, млн. лет	Тектоно-магматические циклы
	общее	частное (преимущественно для платформ)		
Прогерозой	средний + верхний	Верхний рифей R ₃	630 ± 30	Катангский Гренвильский
		Средний рифей R ₂	1400 ± 100	
		Нижний рифей R ₁	1750 ± 100	Медвежьеозерный Карельский — свекофенский
	Средний докембрий Rcm ₂	Преимущественно фундамент древних платформ	1900 ± 100	
Архей	Ранний докембрий Rcm ₁	Преимущественно древние ядра щитов	2600 ± 100	Родезийский (Шамваянский)
			3000 ± 100	Кольский
			3500 ± 100	Белозерский
Катархей	Древний докембрий Rcm ₀	Единичные участки древней земной коры	3700 ± 100	Древнейший магматизм
			4550 ± 100	Возраст Земли

В табл. 1 отмечены важнейшие тектоно-магматические циклы, датированные по магматическим породам и рудным жилам наиболее надежным свинцово-изотопным методом. Циклы эти уже сами по себе являются определенными рубежами металлогенических эпох докембрия, поскольку с ними связаны эндогенные рудные месторождения на разных континентах. По данным радиологического датирования существуют две выдающиеся эпохи магматизма и рудообразования в истории докембрия — 1800—2000 и 2500—2700 млн. лет назад. Геологические события этих эпох проявились почти на всех материках, поэтому именно они выбраны в качестве естественных границ между ранним (нижним), средним и поздним (верхним) докембрием.

Граница между докембрием и началом палеозоя до настоящего времени не обоснована достаточно надежно и представляет одну из острых проблем геохронологии. Условно эту границу принимаем по дате 570 млн. лет, установленной в 1964 г. Комиссией АН СССР по определению абсолютного возраста геологических формаций. Однако при металлогенических исследованиях следует иметь в виду ряд металлогенических эпох, связанных с омоложением древних платформ. Эпохи эти начались в конце докембрия и продолжались в нижнем палеозое, они также будут отмечены ниже, но без детальной характеристики.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЭПОХАХ И ПРОВИНЦИЯХ В ДОКЕМБРИИ

Выделение металлогенических провинций в пределах докембрийских щитов первоначально носило чисто формальный характер и базировалось в основном на географических признаках территориальной близости месторождений. Так, А. М. Бэтман (1949 г.) в разделе о металлогенических эпохах и провинциях перечисляет лишь немногие докембрийские провинции, а весь докембрий рассматривает как единый металлогенический период, хотя и допускает, что он охватывал много эпох рудообразования.

По определению В. Линдгрена, металлогенические, или минерагенические, провинции представляют собой значительные участки земной коры, в которых создавались благоприятные условия для отложения полезных ископаемых. Такое общее понятие о металлогенических провинциях вполне может быть перенесено на территорию с широким развитием докембрийских формаций. Как известно, докембрийские щиты в пределах каждого континента представляют собой сложные сооружения, состоящие из глубоко эродированных складчатых структур, содержащих различные месторождения как осадочного, так и магматического генезиса. Совокупность этих месторождений (обычно одного возраста и приуроченных к одной тектонической структуре или ряду близких структур) образует металлогеническую провинцию. Такими металлогеническими провинциями в разрезах докембрия являются: железорудные метаморфические — Кривой Рог, Курская магнитная аномалия (КМА) на Русской платформе, оз. Верхнее в Северной Америке; магматические — никеленосная провинция Садбери в Канаде, хромитовая в Бушвельдском комплексе в Южной Африке и др.

Хорошо изученные области развития докембрийских формаций имеют вполне определенные металлогенические провинции, выделенные разными авторами. Общую металлогеническую характеристику докембрийских щитов Северной и Южной Америки, Африки и Австралии с выделением соответствующих провинций описал в 1955 г. Ф. С. Тернер (Тернер, 1959), однако обзор металлогенических провинций докембрия некоторых материков носит крайне отрывочный характер, что главным образом связано с недостаточным изучением соответствующих объектов. Мало внимания уделено генетическим типам месторождений различных провинций, кроме общего их подразделения на эндогенные и экзогенные. Отсутствовали строгие критерии определения возраста месторождений докембрийских провинций, что не позволяло относить выделенные провинции к определенным металлогеническим эпохам. Вообще выделение металлогенических эпох в докембрийской истории земной коры долгое время затруднялось тем обстоятельством, что главнейшие рудоносные структуры не имели точных дат возраста, необходимых для оценки хронологической последовательности металлогенических событий.

Металлогенические исследования в СССР (С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин и др.) фактически не затронули докембрийских формаций. В оригинальной сводке Ю. А. Билибина (1955) о металлогенических провинциях и эпохах до-

кембрийские металлогенические эпохи не были выделены, несмотря на их важное промышленное значение для ряда металлов. С развитием радиологических методов определения возраста горных пород они стали применяться в металлогенических исследованиях и появилась возможность прямо или косвенно датировать возраст рудоносных структур и формаций.

Подводя итог геохронологическим исследованиям и суммируя полученные в 1956 г. данные по радиологическому возрасту горных пород и минералов, А. И. Тугаринов выделил шесть эпох минералообразования, или эпох формирования гранитных интрузий и рудных месторождений:

Протерозой

Катангинская	600—750 млн. лет		
Гренвильская	1000—1200	»	»
Медвежьеозерная	1400—1600	»	»

Архей

Беломорская	1800—2000	»	»
Родезийская	2400—2700	»	»
Сьерра-Леонийская	2900—3000	»	»

Выделенные эпохи носили слишком общий и формальный характер, так как объединяли как эндогенные, так и экзогенные месторождения полезных ископаемых. В одну и ту же эпоху включались резко различные по геологическому строению структуры. Совершенно несостоятельной оказалась так называемая Сьерра-Леонийская эпоха, которая была выделена лишь на основании находки одного образца монацита из Сьерра-Леоне, который никак к тому же не был связан с крупными рудопроявлениями.

Однако на основе распределения возрастных данных и пород соответствующего возраста в докембрийской истории Земли наметился весьма важный геохронологический рубеж, названный беломорской эпохой, которая может служить естественной границей между протерозоем и археем. По мнению А. И. Тугаринова, беломорская эпоха минерализации характеризуется появлением крупных гранитоидных масс, распространением обильно рудоносных пегматитов типа карельских и крупных рудных месторождений урана и золота (провинции Атабаска, Витватерсранд). Эта эпоха была широко распространена и имела почти общеконтинентальный характер, что подтверждается более новыми данными. Другие более молодые докембрийские металлогенические эпохи, относящиеся собственно к протерозою, характеризуются весьма пестрой и неравномерной картиной орогенных движений, магматизма и связанного с ним образования рудных месторождений различного типа и генезиса.

Весьма оригинальные идеи о металлогении докембрия в связи с границей архея и протерозоя высказал Д. Дерри (Derry, 1961). Он подчеркнул важность радиологических геохронологических исследований для оценки и обнаружения наиболее крупных рудоносных эпох в докембрии. Отметив несостоятельность терминов «архей» и «протерозой» для детальных металлогенических исследований, он условно принял границу между ними 2000 млн. лет. Радиологическим датированием было установлено, что многие области развития докембрийских пород, относимые обычно к древнему фундаменту и обозначаемые как архей, фактически более молодого возраста, чем другие геологические образования, сложенные малоизмененными комплексами горных пород. Установлено также значительное различие между континентальными ядрами с возрастом свыше 2000 млн. лет и формациями более молодого докембрия, образующими корни горных систем (включающие интрузии и мигматиты) или представленными

осадочными и вулканогенными отложениями, залегающими без признаков складчатости и метаморфизма. Хотя у геологов утвердилось мнение, что не существовало мировых общепланетарных орогенических процессов и орогенезы, происходили на разных континентах в различное время, имел место, вероятно, некоторый перерыв межконтинентального значения между завершением формирования континентальных ядер и датой 2000 млн. лет. Перерыв не был точно одновременным по всему земному шару: начался он, по-видимому, в некоторых районах Африки и Австралии, затем распространился на Северную Америку и многие материковые участки, закончился перерыв на Балтийском и Украинском щитах в пределах Русской платформы.

Согласно А. Холмсу, Дж. Джилу и Дж. Т. Вильсону, для архейских континентальных ядер характерны: 1) узкие пояса складчатых осадочно-вулканических толщ, указывающих на орогенную активность; 2) высокая пропорция вулканогенных пород, особенно андезитовых, по отношению к осадочным; 3) граувакки — наиболее характерный тип осадочных пород со светлыми кварцитами, менее типичны известняки; 4) золото — наиболее характерный металл этих образований.

Отдельные участки древних континентальных ядер сильно гранитизированы, хотя гранитизация совсем не обязательно должна быть признаком большой древности. По периферии континентальных ядер располагаются более молодые протерозойские складчатые сооружения или толщи относительно слабо нарушенных пород.

Такое простое геологическое строение территории значительно осложняется, если на континенте присутствует больше одного ядра. Так, в пределах Северной Америки имеется одно большое ядро в средней части Канадского щита — так называемая Киватинская провинция, или провинция Супериор, и значительно меньшее ядро, известное под названием Иеллоунайф в северо-западной части щита. Африканский континент имеет четыре или пять таких ядер, Южная Америка, по крайней мере, два. Одно ядро обнаружено в Западной Австралии (Иилгарн — Калгурли). В большинстве случаев возраст этих ядер $2500 \pm \pm 400$ млн. лет, за исключением Африки, где установлен возраст свыше 3000 млн. лет. Взаимоотношения некоторых руд с определенными геологическими формациями, ассоциация их с базальным протерозоем повторяются в разных частях мира, широко отделенных друг от друга.

Рудные месторождения, ассоциированные с границей архей — протерозой (принимая эти термины в рассмотренном выше понимании), по Д. Дерри могут быть разделены на два класса:

1) месторождения, непосредственно связанные (насколько это известно) с отложениями раннепротерозойских осадков или вулканогенными отложениями в архейских ядрах;

2) месторождения, которые имеют особое отношение к границе архейских ядер и протерозойских орогенных фронтов, но которые не обнаруживают определенных генетических взаимоотношений.

Непосредственно к краевым частям Киватинского древнего ядра на востоке прилегают протерозойские образования — гуронские структуры Великих озер и структуры п-ова Лабрадор, в которых сосредоточены железистые формации. Таким образом, значительная часть протерозойской границы с Киватинским ядром, где она не нарушена воздействием складчатых движений, обнаруживает железистые формации в характерном стратиграфическом ансамбле, в котором находится 75% всех железных руд, включая концентраты, добываемые на Северо-Американском континенте.

Другие промышленные месторождения, приуроченные к указанной границе, связаны с ураном в кварц-галечных конгломератах, залегающих в основании протерозоя. Они представлены месторождением Блайнд-Ривер в Канаде. Эти конгломераты встречаются как прилегающие к основанию протерозоя. Возраст уранинитов, определенный свинцово-изотопным методом, 1700 млн. лет. В то же время возраст 2500 млн. лет получен для детритовых минералов толщи — циркона и монацита. Таким образом, железистые формации и ураноносные конгломераты приурочены в Северной Америке к эпохе 1700—2500 млн. лет. Они проявляются в аналогичной структурной обстановке и на других континентах.

По периферии Киватинского ядра в Северной Америке с этой эпохой связано возникновение и других месторождений: рудные районы Чибогамау и Нораанда (Cu, Zn, Au), Валь Д'Ор (Au, Cu, Zn), Кобальт (Au, Co) и Садбери (Cu, Ni).

Докембрийская история Африканского континента значительно сложнее истории Канадского щита. Некоторые ядра этого материка датируются возрастом 3000—4000 млн. лет. Наиболее изучена территория Южной Африки, где серия Витватерсранд, представленная конгломератами с урановой и золотоносной минерализацией, сходна с ураноносными конгломератами Блайнд-Ривер в Онтарио. Формирование серии Витватерсранд происходило в интервале 3000—2000 млн. лет назад, и она имеет то же самое структурное положение по отношению к древнему архейскому ядру, что и менее мощная серия Блайнд-Ривер к Киватинскому ядру. Присутствуют также железистые формации, но они не обнаруживают четкого расположения в одной определенной стратиграфической позиции.

Аналогичные структурные и металлогенические соотношения Д. Дерри отмечает для Индии и Южной Америки.

Таким образом, радиологическое датирование, следующее за детальным геологическим картированием, выясняет не только хронологическую последовательность образования докембрийских структур, но также позволяет выяснить некоторые общие закономерности формирования важнейших рудоносных провинций и дает указание на поиски новых месторождений.

Основные закономерности развития земной коры в связи с ее металлогенией освещались в работах С. Д. Туровского, В. И. Смирнова (1970), Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965), А. И. Тугаринова (1963), А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича (1970), Г. А. Твалчрелидзе (1970), В. А. Разницина и др. Для обширного Африканского континента на основании многочисленных возрастных данных для докембрийских горных пород и месторождений, обобщенных в сводках А. Холмса и Л. Каэна, удалось выделить ряд металлогенических провинций со специфической рудной минерализацией. Согласно исследованиям Н. Куна (Kun, 1963), металлогенические провинции Африки характеризуются не менее чем пятью группами циклов в интервале 3300—450 млн. лет. Седиментация, орогеническая эволюция и шесть эрозионных срезов (циклов) контролируют десять металлогенических поясов Африки. Наиболее важные металлогенические эпохи этого континента относятся преимущественно к докембрию (табл. 2).

Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965) выделили три главнейших металлогенических этапа в истории земной коры и, следуя терминологии Г. Штилле, дали им названия: 1) протогей (более 3 млрд. лет); 2) дейтерогей (3—1,5 млрд. лет); 3) неогей (1,5—0 млрд. лет). Эти этапы следует, очевидно, скорее рассматривать как металлогенические эры, а не эпохи, характеризующие лишь самые общие черты металлогении земной коры в историческом развитии.

Для протогей характерно массовое возникновение вулканогенных пород основного и близкого к ним состава; формирование осадочных толщ, образующихся за счет разрушения вулканогенных пород; образование больших количеств хемогенных пород, в основном кремнистых железорудных и железомарганцевых; весьма специфические формы дислокаций. Для протогей наиболее характерны золоторудные месторождения, сохранившиеся в наиболее древних участках щитов.

В дейтерогее начинается геосинклинально-платформенный этап развития Земли: процессы гранитизации и анатексиса. Формируются типичные интрузивные гранитоиды (рапакиви и др.). К дейтерогее относится наиболее важная в практическом отношении эпоха формирования железных руд. В это время

Таблица 2

Металлогенические циклы Африки.
По Н. Куну (Кун, 1963)

Циклы, млн. лет	Парагенезис
3400—3000	Хром, хризотил, золото, железо
2800—2400	Графит, золото, литий
2300—1900	Золото, серебро, железо, ванадий, асбест, хром, платина, алмазы
1050—850	Оловянная группа, золото
650—450	Медь, кобальт, ванадий, цинк, свинец, серебро, олово
400—200	Нефть, флогопит, свинец, цинк, уголь (углеводороды), газы
150—0	Олово, алмазы, ниобий, углеводороды (газы), фосфаты, углеводороды (битумы), бокситы, соль, титан, цирконий

образуются крупные месторождения типа медистых песчаников, возникают месторождения, связанные с различными по составу и фаціальным особенностям массивами магматических пород. Появляются золоторудные формации, колчеданные, свинцово-цинковые, медно-никелево-сульфидные месторождения. Значительная часть месторождений связана с разнообразным магматизмом, с возникновением различных по составу сложно дифференцированных интрузивных комплексов и вулканогенных образований.

Неогей, характеризующийся дальнейшей дифференциацией земной коры, — типичный геосинклинально-платформенный этап. В раннем этапе неогей, соответствующем позднему докембрию, возникают месторождения ряда

металлов, не образовавших промышленных скоплений в протогее и дейтерогее: месторождения вольфрама, молибдена, сурьмы, ртути и др.; значительно чаще появляются оловорудные месторождения.

По мнению Г. А. Твалчрелидзе, к металлогенической эпохе следует относить период времени, соответствующий геологическому тектоно-магматическому циклу. Можно говорить лишь о главнейших металлогенических эпохах докембрия, охватывающих основные этапы развития земной коры или мегациклы. Новые геологические данные, увязанные с датировками радиологического возраста, позволяют значительно уточнить выделение металлогенических эпох в докембрийской истории земной коры. Г. А. Твалчрелидзе выделяет в докембрии пять этапов: 1) архей; 2) ранний протерозой; 3) средний протерозой; 4) ранний рифей; 5) поздний рифей (включая венд).

Выделенные М. В. Муратовым (1965) платформеннообразующие эпохи складчатости Г. А. Твалчрелидзе отнес к событиям, определяющим нахождение в земной коре главнейших металлогенических провинций. Во всей истории земной коры Г. А. Твалчрелидзе выделяет следующие металлогенические эпохи¹.

¹ В данной работе рассматриваются главные характерные особенности лишь докембрийских эпох, которые имели огромное значение для всей металлогении земной коры в целом.

Архейская	3500—2500 млн. лет
Раннепротерозойская	2500—1800 » »
Среднепротерозойская	1800—1650 » »
Раннерифейская	1650—900 » »
Позднерифейская	900—500 » »
Палеозойская	500—150 » »
Мезо-кайнозойская	150—0 » »

Архейская металлогеническая эпоха. Древние толщи в пределах докембрийских щитов представлены гранито-гнейсами, возникшими при гранитизации (в широком смысле слова) вулканогенных пород, главным образом основного состава. Широко развиты чарнокиты, отражающие амфиболитовую и гранулитовую ступени метаморфизма. Интенсивность рудопроявлений в общем довольно слабая. Главнейшие рудные формации представлены магнетит-гиперстеновой, магнетит-амфиболовой, пегматитовой с танталом и ниобием, жильной кварцевой золоторудной.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха характеризуется завершением формирования первых континентальных ядер, между которыми находятся подвижные геосинклинальные зоны. Для этих зон характерны джеспилитовые формации. Интенсивность рудопроявлений в этой эпохе очень высокая. В образовавшихся платформенных структурах происходит накопление золотосодержащих и ураноносных конгломератов, медистых песчаников, хромито-медно-никелевых руд в расслоенных интрузиях с платиной, ванадием, золотом (тип Бушвельда). В геосинклинального типа отложениях образуются джеспилитовая, хромитовая, железо-марганцевая, жильная кварцевая золоторудная, медная (линзы в метаморфических породах) формации.

Среднепротерозойская металлогеническая эпоха охватывает по сравнению с предыдущими относительно небольшой интервал геологического времени — примерно 150 млн. лет. От предыдущего этапа отделяется беломорской складчатостью, ознаменовавшейся образованием протоплатформ Белого моря, Сарматской, Алдано-Анабарской, западной части Северной Африки, Бразильской, Дарварской. Для всех этих платформ характерны мощные толщи метаморфизованных гнейсовых пород, возникших при консолидации обширных геосинклинальных прогибов. К геосинклинальным отложениям данной эпохи приурочены многие месторождения джеспилитовой железистой формации, развитые в Южной Америке (штат Минас-Жерайс в Бразилии, Венесуэла), а также крупные месторождения колчеданно-полиметаллической формации (Брокен-Хилл и Маунт-Айза). По мнению Г. А. Твалчрелидзе, в платформенных условиях образовались крупнейшие гидротермальные урановые месторождения Канады (Эльдорадо и др.). С этой эпохой связано образование и других платформенных месторождений, в том числе металлоносных конгломератов Бразилии, Австралии, Финляндии.

Раннерифейская металлогеническая эпоха наступила после Гудзонской платформенной эпохи складчатости в Северной Америке и после Карельской эпохи складчатости в Европе. В эту эпоху расширились жесткие основания платформ северных материков, на которых начали формироваться слабо нарушенные осадочные чехлы серии — Иотнийская, Овручская, Кивино, Станового хребта и др. Рудная продуктивность этой эпохи менее интенсивна, чем предыдущей. В геосинклинальных поясах, окаймляющих платформенные основания, продолжают формироваться мощные толщи полосчатых железистых кварцитов, послуживших источником крупных месторождений железа в Индии, Африке, Южной Америке. Вероятно, вулканогенные сульфидные и железорудные урансодержащие месторождения Центральной Швеции и Финляндии, возраст

которых 1690—1500 млн. лет, относятся к этой эпохе. В пределах многих платформ отмечается редкометальное оруденение, представленное пегматитовыми и грейзеновыми месторождениями с вольфрамом, касситеритом, золотом, ниобием и танталом, развитыми в АРЕ, Уганде, ЮАР (Трансваале), Австралии, Индии. Они обычно связаны с гранитоидами, имеющими возраст 1050—850 млн. лет. К раннерифейской металлогенической эпохе относятся железорудные и марганцевые месторождения пегматит-итабиритового типа Сатпурского пояса в Индии, а также метасоматические железорудные месторождения, связанные с анортозитами Финляндии и Гренвилльского пояса, где развиты магнетитовые руды с ильменитом и титанитом.

Позднерифейская металлогеническая эпоха широко распространена на всех континентах. Завершение ее совпадает с довольно распространенной складчатостью, называемой по-разному: байкальская, катангская, ассинтская, кадомская и др. Планетарный ее характер, по мнению некоторых авторов, явно преувеличен. В период этой последней докембрийской складчатости 700—550 млн. лет назад консолидировались геосинклинальные пояса — Катангский, Бразильский, Аделаида, Делийский, Байкальский, Тиманский (М. В. Муратов, 1966 г.).

Металлогения эпохи отличается повышенной продуктивностью — образовались грандиозные месторождения типа медистых сланцев и песчаников с кобальтом и ураном (медный пояс Катанги), различные месторождения пегматитов Восточной Африки и о. Мадагаскар.

К геосинклинальному типу металлогении этой эпохи относятся крупные скарново-магнетитовые месторождения байкалит юга Сибирской платформы, железистые кварциты и магматические месторождения ильменита в анортозитовых телах провинций Квебек в Канаде и на северо-востоке США, на западе и юге Африки, где распространены небольшие грейзеновые олово-вольфрамовые и более значительные гидротермальные золоторудные и медные месторождения.

Некоторые общие соображения относительно металлогении докембрия были изложены А. И. Тугариновым (Тугаринов, Войткевич, 1970). Основываясь главным образом на работах советских литологов и геохимиков, он заключил, что распределение рудных рассеянных концентраций в различных фациях осадочных толщ было первопричиной формирования разных рудных месторождений докембрия. Огромную роль в концентрации ряда элементов играло органическое вещество, связанное с жизнедеятельностью живых организмов. Процесс биогенного накопления — одна из главных причин дифференциации земного вещества — начался в среднем докембрии, но максимального развития с эволюцией жизни и ростом биосферы достиг лишь в фанерозое. В соответствии с этим максимумы металлогенических эпох тех элементов, которые нуждались в многократном циклическом переотложении толщ биосферы для достижения требуемых концентраций в продуктивных горизонтах, сдвигались на более молодые геологические рубежи. По данным А. И. Тугаринова, наиболее ранние рудные концентрации в среднем докембрии одновременно с первоначальными этапами развития биосферы оказались характерными для тех элементов, которые подобно урану в геохимическом отношении были тесно связаны с накоплением органического углерода в осадках.

В. М. Сеницын (1972), рассматривая металлогению древних эпох в связи с общей тенденцией эволюции сиала, достаточно четко выделил основные механизмы металлогенического развития Земли: мантийную дифференциацию,

процесс экзогенной дифференциации в ландшафтной сфере и процесс коровой метаморфической дифференциации. В истории Земли по мере усложнения и интенсификации геологических процессов металлогеническое развитие становилось генетически все более разнообразным и продуктивным. Металлогения мантийной дифференциации была наиболее ранним и общим механизмом, ведущим свое начало от зарождения тектоносферы, процессов дифференциации мантии и вулканической активности. Экзогенная металлогеническая дифференциация зародилась с момента появления первых участков суши, т. е. с глубокого докембрия, создавая самые крупные и разнообразные концентрации металлических и нерудных полезных ископаемых.

В протогее и начале дейтерогее, в условиях бескислородной атмосферы, плоской и незначительной по площади суши, высокой климатической температуры господствовало, вероятно, глубокое, но весьма интенсивное химическое разложение силикатов и достигалась исключительно совершенная химическая дифференциация его конечных продуктов с образованием концентраций металлов — железа, марганца и алюминия. Более разнообразные и крупные месторождения осадочных руд формируются в дейтерогее, в период перехода углекислой атмосферы в кислородсодержащую. В это время происходит разделение тектонического режима на платформенный и геосинклинальный типы. Формируются осадки платформенного чехла, в которых сосредоточиваются крупные месторождения золота, урана, меди. В платформенном чехле уже в среднем и позднем докембрии развивается специфическая особая группа стратифицированных месторождений меди, свинца и цинка.

Процессы метаморфизма, способствующие мобилизации вещества исходных горных пород, а также возрождению деятельности подземных вод и дегазации сияля, естественно приводят к дифференциации и появлению рудных месторождений. Но процессы метаморфической дифференциации накладываются на комплексы горных пород, ранее уже прошедших мантийную и экзогенную дифференциацию. Следовательно, набор рудных элементов, создающих концентрации при процессах коровой метаморфической дифференциации, определялся составом и геохимической специализацией пород, участвующих в этих процессах. Очевидно, металлогенический профиль провинции формируется на предшествующих этапах истории, связанных главным образом с процессами экзогенной дифференциации в период формирования осадочных толщ, подвергающихся метаморфизму.

Таким образом, характер металлогенического развития, связанного с процессами метаморфической дифференциации, в ходе геологической истории изменялся. Так, в протогее (3500—2100 млн. лет), по мнению В. М. Силицына, в условиях интенсивного метаморфизма были широко развиты процессы концентрации минерального вещества, связанные с выборочной мобилизацией наиболее легкоплавких компонентов при селективном плавлении в зоне деградитизации с метаморфической перекристаллизацией без существенного привноса вещества. Образовывались керамические пегматиты и очень мелкие редкометалльные (Sn, W, Zr, Mo, Nb, Ta), слюдяные, полевошпатовые месторождения в пегматоидных мобилізатах. Возникают кианитовые и силлиманитовые сланцы (перекристаллизованные высокоглиноземистые осадки), магнетит-гиперстеновые и магнетит-амфиболовые гнейсы (перекристаллизованные железистые осадки).

В дейтерогее (2100—1350 млн. лет) при мощном процессе гранитизации и метаморфизма большого развития достигло минералообразование, связанное с фильтрационным метаморфизмом и деятельностью высокотемпературных

растворов. Оно привело к гидротермальному изменению железистых кварцитов (местами обогащенных), формированию рудоносных скарнов (преимущественно магнетитовых и пирротиновых) и гидротермальных месторождений — небольших по размерам, преимущественно высокотемпературных месторождений жильного типа (золотоносные, шеелитоносные и олово-молибденовые кварцевые жилы). В неогее (1350—0 млн. лет) рудообразование значительно усложняется: процессы ультраметаморфизма и метаморфизма смещаются в глубокие горизонты земной коры. В неогее, точнее в фанерозое (570—0 млн. лет), глубокая и сложная трещиноватость способствовала значительному распространению (на многие километры) процессов рудообразования по вертикали и значительному удалению уровней формирования рудных тел от мест мобилизации металлического вещества. В связи с этим развивается вертикальная зональность месторождений различных генетических типов.

Большим достоинством металлогенических обобщений В. М. Сеницына, несмотря на их краткость, является увязка эволюции металлогенических процессов с геологическим развитием сиала. На конкретном геологическом, петрографическом и металлогеническом материале им было показано, что усложнение геологического развития нашей планеты, возникновение с течением времени новых процессов и новых состояний среды было причиной эволюции металлогенических процессов, их нарастающего генетического и структурно-морфологического разнообразия.

Интересное обобщение металлогении докембрия преимущественно на материале Северо-Американского континента и Австралии выполнил Р. Э. Фоллинси, связавший особенности металлогенических эпох докембрия с эволюцией атмосферы. Основываясь на более ранних исследованиях П. Клауда, Г. Липпа, С. Голдича и М. Раттена, он допускает, что характер образования осадков полосчатой железорудной формации определяется изменениями атмосферы от бескислородной до кислородной. Россыпи золота и урана типа Витватерсранда и Блайнд-Ривер образовались согласно этой гипотезе в бескислородной атмосфере Земли раньше чем 1800 млн. лет назад. Сопоставление времени образования наиболее известных и крупных металлоносных месторождений в пределах докембрийских щитов и орогенных зон с одной из самых последних геохронологических шкал докембрия показало определенную связь металлогенических эпох с атмосферными и центросферными процессами¹.

Атмосферные металлогенические эпохи отражают экзогенные геологические процессы, связанные с химическим изменением состава докембрийской атмосферы. Выделено пять металлогенических эпох основных подразделений докембрия.

Докембрий I (3500—2600 млн. лет) охватывает древнейшие образования докембрийских щитов. К нему относятся архейская эра провинций оз. Верхнего и Большого Невольничьего озера в Канаде, блоки Пилбара и Калгурли в Австралии, Колар в Индии и Каваалский кратон в Южной Африке. Эти структурные элементы характеризуются развитием основных вулканических пород, богатых золотом. Вероятно, они явились исходным материалом для образования позднейших золоторудных месторождений при наложении процессов гранитизации и формирования кварцевых жил. Дополнительные исследования, проведенные в 1956—1970 гг. с помощью аэрогеофизической разведки, привели к обнаружению крупных стратиформных рудных

¹ Под центросферными процессами автор понимает глубинные геологические процессы, связанные с выносом металлов из мантийных горизонтов и глубинной дифференциацией.

месторождений меди, цинка, свинца и серебра, ассоциирующих с кислыми вулканогенными породами. Они образовались, по-видимому, в геосинклинальных условиях из вулканических эксгалаций при их поступлении в море, либо в результате процессов замещения, протекавших вблизи морского дна.

Д о к е м б р и й II (2600—2000 млн. лет), по мнению Р. Фолинсби, характеризуется еще бескислородной восстановительной атмосферой. В этих условиях формировались россыпи золотоносных и ураноносных конгломератов типа Витватерсранда. Аналогичные месторождения недавно обнаружены в районе Небарлека Северной территории Австралии и формации Сосан на востоке Большого Невольничьего озера в Канаде. Конгломераты Лоррэн в группе Кобальт в Гуронском разрезе у Блайнд-Ривер в провинции Онтарио содержат мало уранинита и пирита и характеризуются наличием окисного железа. По мнению Р. Фолинсби, они отражают время перехода от бескислородной к окислительной атмосфере Земли, которое отмечается датой 2165 млн. лет по возрасту секущих эти породы диабазов Ниписсинг.

Д о к е м б р и й III (2000—1700 млн. лет) характеризуется появлением в атмосфере Земли свободного кислорода. В связи с этим в разных местах поверхности Земли в массовом масштабе появляются полосчатые железистые формации, в которых железо находится преимущественно в окисленной форме (гематитовые джеспилиты). Образование лополита Садбери и Бушвельдского комплекса с месторождениями никеля, меди, платины и хрома также относится к этой эпохе. Формирование их связано с извержениями больших масс основной магмы мантийного происхождения, что могло происходить только после образования достаточно мощной земной коры и возникновения зон краевых разломов.

Д о к е м б р и й IV (1700—1100 млн. лет) характеризуется образованием многих крупных пластообразных свинцово-цинково-серебряных месторождений. Они возникли после эпохи мощного гранитного магматизма, последовавшего за отложением полосчатых железорудных формаций. Это стратиформные месторождения Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак Артур Ривер в Австралии, Сулливан в Канаде, провинция Британская Колумбия. По мнению ряда авторов, австралийские стратиформные месторождения являются осадочными, тесно связанными с вулканическими туфами, они отделились от мантии при андезит-базальтовом вулканизме вдоль краев континента и быстро обособились в вулканических отложениях, иногда в обстановке пересыщенных соляных растворов.

Д о к е м б р и й V (1100—570 млн. лет) отличается образованием медно-рудных месторождений в Замбии (Медный пояс Африки), на п-ове Кивинс (более древними), в Северной Америке и в формациях Эмпайр и Перцелл серии Белт в Кордильерах Северной Америки. Несмотря на некоторые спорные вопросы, это, очевидно, месторождения осадочные.

Несмотря на отрывочный характер обобщений Р. Фолинсби и ограниченность использованного им материала, в них отражены новые данные о широком распространении стратиформных месторождений цветных металлов в древнейших отложениях докембрия. Кроме того, отмечено большое значение радиометрических определений возраста для выяснения некоторых принципиальных вопросов металлогении докембрия. Так, многочисленные материалы по радиологическому возрасту горных пород докембрия Канады, полученные за последнее время, подтвердили представления Д. Дерри (Derry, 1961) о резко повышенной продуктивности и важном экономическом значении эпохи 2600—2000 млн. лет, как границы между археем и протерозоем. Наиболее крупные как эндогенные

так и экзогенные месторождения приурочены к краевым частям древних континентальных ядер в пределах докембрийских щитов.

Ю. Г. Старицкий («Минерагения . . .», 1970), давая общую характеристику минерагении Сибирской платформы, в значительной мере охватил докембрийскую ее часть. Он выделил минерагению кристаллического фундамента платформы и минерагению платформенного чехла. Кроме полезных ископаемых архейского структурного яруса, Ю. Г. Старицкий, следуя терминологии Л. И. Салопы, выделяет четыре докембрийские эпохи (этапа) минерагенического развития Сибирской платформы: палеопротерозой (2600—2000 млн. лет); мезопротерозой (2000—1600 млн. лет); неопротерозой (1600—900 млн. лет); эпипротерозой (900—530 млн. лет).

Полезные ископаемые палеопротерозоя, приуроченные к Алданскому щиту и Восточно-Саянскому выступу фундамента, представлены месторождениями железа, свинца, цинка, горного хрусталя, корунда. Палеопротерозойские железные руды Алданского щита имеют магматическое, гидротермальное и метаморфическое происхождение. Проблематичный, условно палеопротерозойский возраст имеют многочисленные рудопроявления свинца с примесью меди и цинка в пределах Станового хребта. Они связаны с кварцевыми и кварцкарбонатными жилами.

Развитие Сибирской платформы в мезопротерозое характеризовалось эрозионными процессами, осадочные толщи накапливались в ограниченном количестве. Полезных ископаемых этого этапа известно мало.

Неопротерозой отличается развитием байкальских геосинклиналей в краевых частях платформы, в это время формируются структуры Вилюйской синеклизы. В осадочных породах этого этапа встречаются месторождения железа и фосфоритов. На Алданском щите в неопротерозое устанавливается несколько эпох накопления железных руд неполосчатого типа. В бассейне среднего течения р. Гонама в мономинеральных кварцевых песчаниках залегают три пачки рудных образований, в которых оолитовые и желваково-оолитовые гематитовые руды переслаиваются с железистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками с гематитовым цементом.

Эпипротерозойский этап минерализации по характеру развития сходен с предыдущим. Эндогенная минерализация приурочена к породам трапповой формации, а также породам щелочно-ультраосновной формации, развитым на Алданском щите. С эндогенной минерализацией связаны месторождения меди, установлена также особая редкометалльная минерализация в щелочных породах. Экзогенная минерализация выразилась в накоплении марганца и фосфоритов.

Кратко охарактеризованные металлогенические эпохи докембрия Сибирской платформы являются далеко не полными и не отражают всех полезных ископаемых в длительном развитии Сибирской платформы в докембрии. Несмотря на многочисленные металлогенические исследования Сибири, они, к сожалению, еще не увязаны со строгими радиологическими данными, которые получают для комплексов пород независимо от задач поисков и разведки полезных ископаемых.

Многочисленные металлогенические исследования проведены для кристаллического фундамента и осадочного чехла Русской платформы, но особенно обстоятельно изучался Украинский докембрийский щит (Я. Н. Белевцев, Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачук и др.). В связи с весьма многочисленными радиологическими данными по докембрию Украины в настоящее время открываются широкие возможности для установления геохронологической

периодизации основных рудных провинций и рудопроявлений в пределах этого уникального докембрийского района.

Многочисленные металлогенические исследования, относящиеся к территориям Швеции, Финляндии, Карелии, имеются также и для докембрия Балтийского щита. А. Миккола и Г. Ниини (Mikkola, Niini, 1968) выделили на территории Финляндии четыре рудные металлогенические зоны, каждая из которых включает две и более металлогенические провинции.

1. Ладожско-Центрально-Ботническая с провинциями Ni—Cu—S, S—Cu—Zn и Fe—Ti.
2. Южно-Финляндская с провинциями Fe и Cu—Zn—Pb—S.
3. Тампере-Южно-Ботническая с Cu—Ni—Pb и Fe(Ti) провинциями.
4. Лапландская зона с S—Cu(Co), Cu—Ni—S и Fe(Ti) провинциями.

Почти все месторождения рудных зон, за исключением некоторых железорудных и железо-титановых, расположены в пределах древних мобильных поясов, сложенных интенсивно дислоцированными кристаллическими сланцами и гнейсами карельской и свекофенской формаций и располагаются между приподнятыми жесткими блоками мигматитов и гранито-гнейсов фундамента. Внутри поясов месторождения ассоциируют с зонами долгоживущих разломов северо-западного простирания, что указывает на глубинное происхождение источников оруденения и объясняет безрудность самих гранитных блоков.

Следует отметить целый ряд рудообразующих явлений, накладывающихся на докембрийские структуры после их образования и консолидации. Это так называемые процессы активизации древних платформ и щитов, сопровождаемые образованием ряда эндогенных месторождений. В пределах Канадского щита можно отметить ряд характерных примеров. Так, к северо-востоку от оз. Биверлодж находятся урановые месторождения района Голдфилд (Эйс, Мартин, Игл, Никольсон). Изучение изотопного состава радиогенных свинцов показало значительные аномалии возрастных значений для всего рудного поля, содержащего эти месторождения. Установлено, что после формирования месторождений, в период 1900 млн. лет назад, было два периода активизации (1200 и 150 млн. лет). Процессы позднейшей активизации характерны также для урановых месторождений района Большого Медвежьего озера.

Наложенная гидротермальная урановая минерализация в районе Кер-д'Ален (штат Айдахо, США), сформированная по данным свинцово-изотопного метода в интервале 1100—1200 млн. лет, позднее подверглась процессам активизации.

В пределах Балтийского щита оловорудное месторождение Питкяранта связано с поздними этапами активизации, которые проявились в формировании лейкократовых гранитов вдоль зон разломов (Шеглов, 1968).

В Азии в результате активизации древних платформ появились мезозойские интрузии Алданского щита и Китайской платформы, а также протяженные пояса интрузий щелочного состава и редкометалльных пегматитов Индии (Моралев, 1973). Широко распространены явления активизации древних платформенных участков в Южной Африке и на Мадагаскаре. Ж. Шантрейн и Л. Раделли (Chantraine, Radelli, 1970) выделили на о. Мадагаскар пять металлогенических эпох, датируемых изотопным возрастом. Самая последняя эпоха охватывает начало палеозоя (500—480 млн. лет) и связана с процессами активизации более древних докембрийских формаций. Характерной особенностью докембрийской металлогении Мадагаскара является повторение однотипных месторождений на разных возрастных рубежах, что связано, по-видимому, с обширными процессами регенерации, соответствующими возобновлению



магматической деятельности и ее влиянию на переотложение ранее сформировавшихся рудных концентраций металлов.

Хотя приведенный краткий обзор металлогенических эпох докембрия является неполным и фрагментарным, он позволяет сделать определенные выводы относительно докембрийской металлогении.

1. Докембрий достаточно богат разнообразными полезными ископаемыми, приуроченными к различным структурно-фациальным зонам.

2. Существует определенная пространственная закономерность в размещении металлогенических провинций эндогенного типа, приуроченных к крайним частям древних кратонов.

3. Краевые части древних континентальных ядер (с возрастом 2600 млн. лет и выше) являются перспективными также и для месторождений осадочного генезиса, что видно на примерах Канады, Южной Африки, Восточной Австралии.

4. Ряд металлогенических провинций докембрия характеризуется наличием стратиформных месторождений меди, свинца и цинка разных возрастных уровней. Одна часть их имеет вулканическое происхождение, другая — осадочное, связанное с биогенным циклом развития. Впоследствии они были метаморфизованы. Некоторые стратиформные месторождения имеют очень древний возраст, относящийся к раннему докембрию (2600—3500 млн. лет).

5. Многие участки докембрийских массивов на разных материках после стабилизации подвергались автономной активизации, которая вызвала образование различных месторождений эндогенного типа. Эти процессы активизации наблюдаются в позднем докембри, проявляются они и в дальнейшем, охватывая едва ли не весь фанерозой.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И ЛИТОСФЕРЫ В ДОКЕМБРИИ КАК ОСНОВА МЕТАЛЛОГЕНИИ

При решении многих вопросов металлогении докембрия следует иметь в виду огромную длительность геологического времени, в семь раз превышающую длительность фанерозойского зона. Это обстоятельство создавало предпосылки для массовой миграции химических элементов в процессе круговорота веществ: магматизм → выветривание → перенос → седиментация → метаморфизм → палингенный магматизм. Именно с позиций этого круговорота и следует подходить к решению вопроса об источниках рудного материала для многих докембрийских металлогенических провинций и месторождений.

Представление о большом круговороте вещества земной коры развивалось В. И. Вернадским, а в последнее время Т. Бартом. В. И. Вернадский неоднократно употреблял термин геохимический цикл, но в широком смысле слова; в геохимической классификации элементов он даже выделил большую группу циклических элементов. Однако понятие о геохимическом цикле далеко не означает движения по замкнутому кругу. С философской точки зрения (Наумов, 1971) идея геохимических циклов полностью соответствует представлениям о развитии, как движению по спирали, которое на каждом своем витке повторяет некоторые основные черты предыдущего витка, но никогда с ним не сливается.

Все докембрийские геологические формации и связанные с ними рудопоявления и месторождения следует рассматривать как отдельные этапы большого круговорота вещества (рис. 1). В процессе геохимического круговорота, который носит относительно циклический характер, более легкие молекулы, радикалы и атомы затрачивают меньше времени на передвижение, чем более тяжелые вещества. Это связано с тем, что в термодинамических условиях биосферы Земли, которая характеризуется наличием свободной энергии под влиянием солнечного излучения, более легкие вещества, естественно, будут перемещаться (мигрировать) скорее, чем вещества тяжелые. Немаловажную роль в геохимическом круговороте будут иметь такие свойства элементов, как способность создавать летучие соединения и соединения, растворимые в водной среде. Наиболее энергично мигрируют элементы, входящие в состав атмосферы, гидросферы и живого вещества, а также растворяющиеся в ионной форме в проточных водах. Полный оборот веществ происходит в различное время.

Углекислота атмосферы (через фотосинтез)	6—7 лет
Кислород атмосферы (через фотосинтез)	4 500 »
Азот атмосферы (путем окисления электрическими разрядами, фотохимическим путем и биологической фиксацией)	10 ⁷ »
Вода океана (путем испарения)	10 ⁶ »
Вещество континентов (путем денудации и выветривания)	10 ⁸ »

Геохимический круговорот вещества на Земле, охватывающий главным образом пространство биосферы, в целом включает многие повторяющиеся процессы превращения и перемещения. Они имеют циклический, но в то же время поступательный и необратимый характер, масштабно выражающийся в вековом росте силы на поверхности планеты. Наиболее интенсивно процесс образования верхних оболочек Земли — гранитной и базальтовой геосфер — происходит

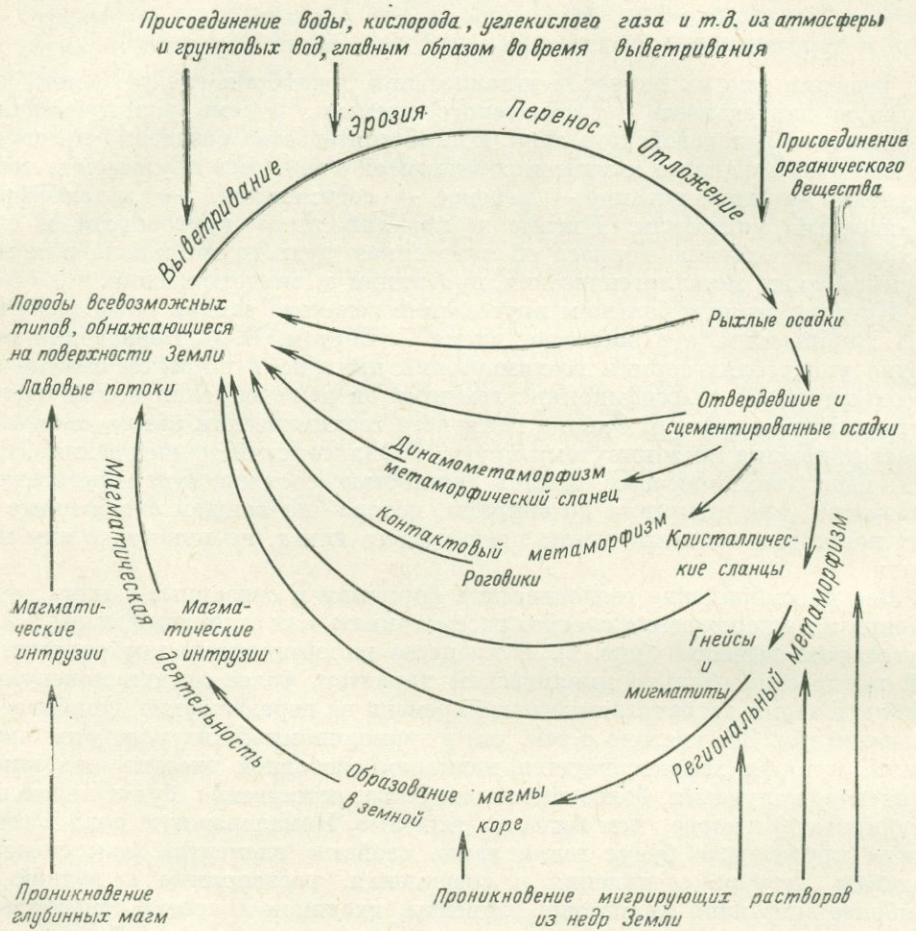


Рис. 1. Круговорот вещества на Земле. По А. Холмсу

в раннем докембрии, впоследствии он затухал. Это выразилось морфологически и геологически в эволюции геосинклинальных зон. В геохимическом отношении их можно считать зонами максимального обмена веществ в вертикальном направлении. В геосинклинальных условиях рудные месторождения прямо или косвенно связаны с проявлением ювенильного базальтового магматизма (рис. 2).

Совершенно очевидно, что процессы дифференциации вещества земной коры и генезис большинства рудных месторождений не могут быть обеспечены каким-либо одноактным единым механизмом. Подход к теории рудообразования

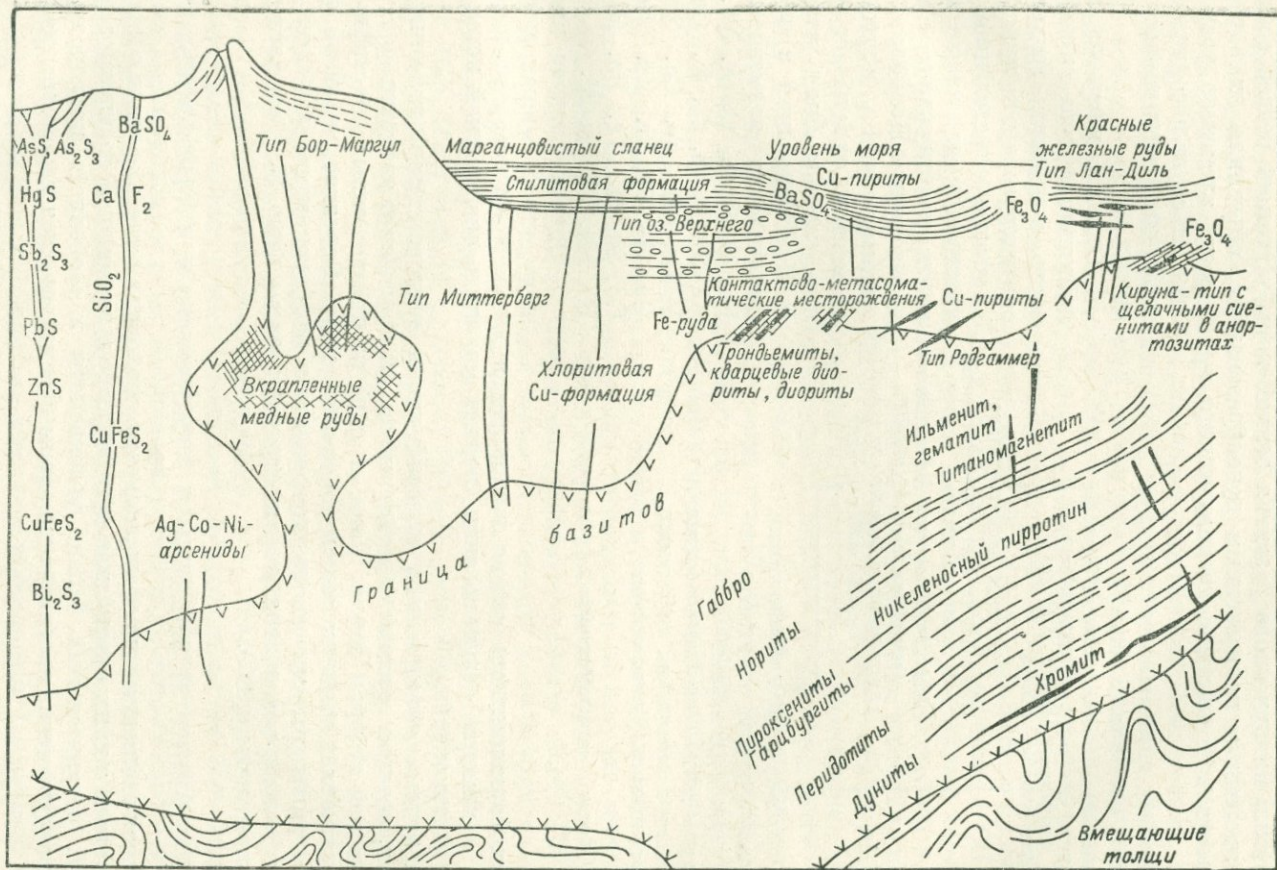


Рис. 2. Связь рудных месторождений с ювенильно-базальтовым магматизмом в геосинклинальных условиях. По Г. Борхерту

с позиций геохимических циклов имеет явное преимущество перед традиционным подходом, в основу которого положена теория гипотез об едином источнике рудного вещества.

Принцип циклического развития земной коры устраняет резкое различие между эндогенным и экзогенным рудообразованием, объединяя их в рамках единой теории. Концепция геохимического круговорота элементов позволяет

отказаться от абсолютизации первичных и вторичных процессов.

Однако, несмотря на ее принципиальную справедливость, концепция геохимического круговорота нуждается в вполне определенной конкретизации для каждого элемента, участвующего в рудообразовании. Наиболее полно геохимический круговорот элементов охватывает те из них, которые были отнесены В. И. Вернадским к группе циклических элементов: H, Be, B, C, N, O, F, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Sr, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Ba, Hf, W, Re, Hg, Tl, Pb, Bi.

Однако следует иметь в виду, что в горных породах

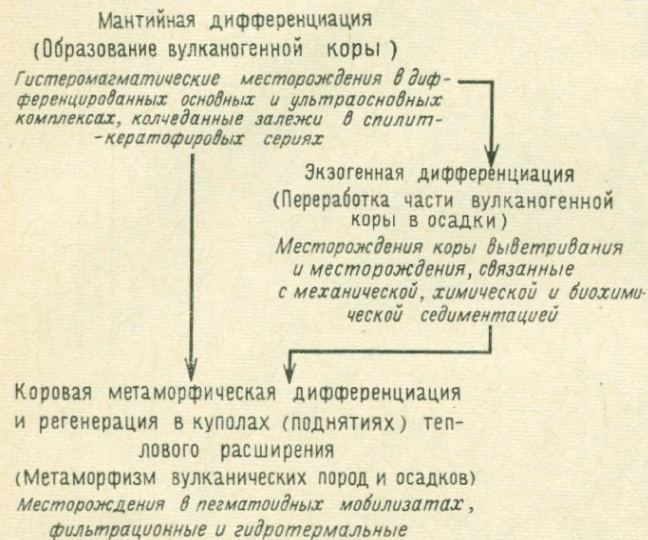


Рис. 3. Схема металлогенического развития сialя. По В. М. Силицину

и рудных формациях мы сейчас видим звенья великого круговорота, который начался с момента возникновения первых участков сialической коры, гидросферы и атмосферы.

Необходима определенная классификация месторождений полезных ископаемых, которая отражала бы геохимический круговорот элементов в течение геологической истории Земли. Пока ни одна из предложенных классификаций не удовлетворяет вышесказанному в полной мере. Вероятно, в общей форме основные черты геохимического круговорота и дифференциации вещества в ходе геологического развития сialя отражает схема (рис. 3), предложенная В. М. Силициным (1972).

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Химическая эволюция атмосферы и океана проходила в течение веков с неизменным участием живых организмов при решающем значении фотосинтеза зеленых растений, регулирующих баланс углекислоты и свободного кислорода. Поэтому происхождение океана и атмосферы рассматривается как совместная проблема.

В настоящее время относительно состава древней атмосферы Земли выдвинуто два предположения. Согласно первой точке зрения, в ранней атмосфере преобладали CH_4 и NH_3 , что связано с существенной ролью водорода в древней

атмосфере. Такой состав древней атмосферы считается благоприятным для возникновения простейших форм жизни и подтверждается данными о составе атмосфер гигантских планет — Юпитера, Сатурна и др. На основании другой точки зрения в составе ранней атмосферы Земли преобладали CO_2 , CH_4 и H_2O . Об этом свидетельствуют данные о составе вулканических газов, в которых CO_2 всегда преобладает над CH_4 , а также данные о составе метеоритных газов и атмосферы Венеры — планеты, наиболее родственной Земле. Э. М. Галимов, Н. Г. Кузнецова, В. С. Прохоров (1968) для выяснения состава древней атмосферы Земли изучили изотопный состав углерода докембрийских осадочных карбонатных пород с возрастом 2500—1400 млн. лет (криворожская серия). При этом принималось, что характер изотопных равновесий в системах, регулирующих поведение изотопов в условиях седиментации (система CO_2 — HCO_3^- — CO_3^{2-}) и в вулканических газах (система CO_2 — CH_4), отражается на изотопном составе углерода карбонатов и поэтому зависит от соотношения CO_2 и CH_4 в атмосфере. Результаты исследований показали, что изотопный состав углерода докембрийских карбонатов колеблется в тех же пределах, что и углерод палеозойских и более молодых карбонатов. Следовательно, состояние карбонатной обменной системы CO_2 (атмосфера)— $\text{HCO}_3^{(-)}$ (океан) — CO_3^{2-} (карбонаты) не было в докембрии существенно иным, чем в более позднее время. Таким образом, в древней атмосфере из известных углеродсодержащих газов преобладал CO_2 , а не CH_4 . Однако исследованный авторами карбонатный материал отложился в то время, когда на поверхности Земли уже существовала жизнь с ее активным химическим воздействием на окружающую среду со всеми вытекающими последствиями, и вариации изотопного состава углерода происходили в уже установившейся биосфере.

На начальных стадиях развития Земли в результате плавления и дегазации мантии на поверхность поступали легкоплавкие и летучие вещества: базальтовая магма, растворенные в ней вода и газы. Каждое излияние базальтов приносило на поверхность Земли определенную порцию воды. По мнению А. П. Виноградова, существовала взаимосвязь между количеством излившихся базальтов и количеством поступающей на поверхность Земли ювенильной воды. На первичную поверхность Земли поступали газы: H_2O , CO_2 , CO , CH_4 , NH_3 , N_2 , HF , HCl , HBr , H_2S , CO_2 , а также He и Ar . Они образовали первичную атмосферу нашей планеты, хотя количественные их соотношения едва ли могут быть выяснены надежно и точно. На первом месте, безусловно, были H_2O и CO_2 .

Если температура поверхности молодой Земли превышала 100°C , то вода некоторое время находилась в составе атмосферы в парообразном состоянии. Между газами первичной атмосферы происходили химические реакции согласно законам термодинамического равновесия, что способствовало образованию многочисленных органических соединений абиогенным путем. При дальнейшем падении температуры в первичном океане создавались условия для абиогенного синтеза высокомолекулярных соединений углерода, в которых проявились его специфические свойства — формировать бесчисленное множество комбинаций с атомами водорода, кислорода, азота. Появились предпосылки возникновения жизни на Земле.

Мировой океан возник из паров мантийного материала. Уровень воды в океане в течение истории Земли не оставался постоянным. По мнению А. П. Виноградова и других исследователей, он изменялся во времени в связи с тем, что количество воды на поверхности земной коры и дегазации мантии изменялось. По подсчетам А. П. Виноградова количество воды, сопровождавшее

массы выплавляющегося базальта, составляло 7% от их веса, т. е. по объему базальта выделяющаяся H_2O составляла около 20%. Уровень воды в океане также изменялся в зависимости от динамики (деформации) поверхности земной коры.

Первые воды Мирового океана характеризовались присутствием тех же анионов, которые и сейчас находятся в морской воде, кроме аниона SO_4 . Следовательно, первые ювенильные воды на поверхности Земли были минерализованы, пресные воды появились значительно позже в результате испарения с поверхности первичных океанов, что представляло собой процесс естественной дистилляции.

Сильные кислоты в составе ювенильных вод интенсивно разрушали первичные алюмосиликатные породы, извлекая из них щелочные и щелочноземельные металлы: Na, K, Rb, Mg, Ca, Sr, Ba, а также переходные металлы в наиболее низком двухвалентном состоянии: Se, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni. Первичная поверхность суши омывалась кислыми дождями и была ареной интенсивных процессов гидролиза и гидратации первых минералов. Таким образом, большая часть катионов океанической воды является продуктом выщелачивания из твердых пород первичной литосферы.

Первичная атмосфера Земли имела восстановительный характер, была лишена свободного кислорода и только незначительная часть его формировалась под влиянием солнечных лучей в результате фотодиссоциации паров воды в верхней атмосфере.

Сейчас трудно установить химический облик первичной атмосферы Земли в отношении количественных пропорций различных газов. Однако некоторые качественные изменения, испытанные первичными атмосферой и гидросферой в течение всей геологической истории (первичная атмосфера превратилась в современную азотно-кислородную), можно проследить по некоторым основным газовым компонентам.

Решающее значение в изменении химического состава первоначальных атмосферы и океана имело появление жизни на Земле — начался фотосинтез примитивных зеленых растений. Первыми фотосинтезирующими организмами были, вероятно, синезеленые водоросли, возникшие в верхних зонах океана на определенной глубине. Эта глубина определялась слоем воды, поглощавшей ультрафиолетовую радиацию Солнца и тем самым предохранявшей организмы от ее губительного действия.

Изучение миграции изотопов кислорода в природных растительных объектах показало, что свободный кислород образовался главным образом за счет фотосинтетического разложения H_2O . Таким образом, первые химические изменения в связи с эволюцией жизни наступили в океане. С появлением в океане фотосинтезирующих организмов, количество свободного кислорода стало прогрессивно возрастать, началось активное окисление многих веществ окружающей среды. Так, свободный кислород быстро окислил CO , NH_3 , CH_4 , H_2S , и сернистые соединения превратились в сульфаты морской воды. Поступая в атмосферу, свободный кислород стал активно окислять многие минералы поверхности суши, что способствовало переходу закисных форм соединений железа в окисные, а сульфидов — в сульфаты. Для этих процессов понадобились большие количества кислорода, поэтому первоначально его содержалось в атмосфере мало, хотя выделение его зелеными растениями планктона едва ли было намного ниже современного. Г. Д. Холленд приводит общий баланс продукции и потребления кислорода у поверхности Земли ($n \cdot 10^{20}$ г):

Общая продукция кислорода

Кислород, выделенный фотосинтезом	181
Кислород от фотодиссоциации паров воды	1
	Всего 182

Современное распределение выделенного кислорода

Свободный кислород атмосферы	12
Использовано на окисление железа ($\text{FeO} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$)	14
Использовано на окисление вулканических газов:	
Окисление CO в CO_2	15
Окисление SO_2 в SO_3	8
Окисление H_2 в H_2O	140
	Всего 189

Приведенные данные Г. Д. Холленда определенно указывают, что главными потребителями свободного кислорода из неорганических образований были продукты вулканических извержений — преимущественно газы, которые поступали как в гидросферу, так и в атмосферу. Поэтому интенсивность вулканической деятельности была, по-видимому, главным фактором, регулирующим содержание свободного кислорода в атмосфере и гидросфере в докембрийское время. Еще в глубоком докембрии (мы не знаем, когда точно) количество свободного кислорода достигло определенного уровня и оказалось сбалансированным таким образом, что количество освобождаемого кислорода стало равно количеству поглощаемого. В атмосфере Земли установилось относительно постоянное содержание свободного кислорода, что резко изменило физико-химическую обстановку в биосфере.

В химической эволюции атмосферы Земли можно выделить несколько этапов, или стадий, развития. По А. П. Виноградову, состав атмосферы изменялся непрерывно и регулировался не только процессами дегазации мантии, но и теми физическими и химическими факторами, которые действовали на поверхности Земли, включая падение температуры при остывании поверхности. А. П. Виноградов в схематическом виде выделил три этапа в эволюции состава атмосферы. Первый этап при температуре свыше 100°C характеризовался присутствием паров воды, другие компоненты имели второстепенное значение. На втором этапе появился свободный азот, второстепенные компоненты были представлены CO_2 , CO , CH_4 , O_2 , инертными газами. Последний этап при температурах $10\text{--}20^\circ\text{C}$ ознаменовался переходом к современной азотно-кислородной атмосфере с ведущим значением N_2 и O_2 .

Процесс химической эволюции атмосферы в отношении истории свободного кислорода Г. Д. Холленд (Holland, 1964) разделил на три стадии.

В течение первой стадии раннего развития Земли существовала весьма тонкая атмосфера, сложенная главным образом метаном, азотом, аммиаком и небольшим количеством водорода в результате поступления сильно восстановленных вулканических газов.

Вторая стадия ознаменовалась поступлением вулканических газов гавайского типа; свободный кислород либо присутствовал в малых количествах, либо отсутствовал совсем. Процессы фотосинтеза не происходили.

Третья стадия характеризовалась активным влиянием жизни на эволюцию атмосферы. Фотосинтез стал определяющим фактором окислительного состояния атмосферы. За последние 3 млрд. лет парциальное давление кислорода атмосферы выросло от нулевого значения до современной величины. По мнению Г. Д. Холленда, содержание кислорода в атмосфере, близкое к современному, установилось в течение последних 300 млн. лет. Вероятно, состав атмосферы на этих трех стадиях можно представить в следующем виде (табл. 3).

Первая стадия Г. Д. Холленда представляется авторам в высшей степени гипотетической, так как в ней полностью игнорировано содержание CO_2 .

Таблица 3

Эволюция химического состава атмосферы Земли

Компоненты	Первая стадия	Вторая стадия	Третья стадия
Главные $P > 10^{-2}$ кгс/см ²	CH_4 H_2 (?)	N_2	N_2 O_2
Малые $10^{-2} > P >$ $> 10^{-4}$ кгс/см ²	H_2 (?) H_2O N_2 H_2S NH_3 Ar	SO_2 H_2O CO_2 Ar	Ar H_2O CO_2
Редкие $10^{-4} > P >$ $> 10^{-6}$ кгс/см ²	He	Ne He CH_4 NH_3 (?)	Ne He CH_4 Kr

Если мы учтем данные по составу хондритовых газов и атмосферы Венеры, то совершенно очевидно, что ведущим в первичной атмосфере нашей планеты должен быть CO_2 .

Химические эволюции атмосферы и океана были тесно взаимосвязаны, поэтому логично рассматривать их совместно. Вероятно, наиболее объективно подошел к решению проблемы В. В. Руби (Rubey, 1951), всесторонне изучавший геологическую историю океанической воды. Проблему он решал в двух вариантах. По первому варианту весь «избыток» летучих находился в первичной атмосфере в результате сильной и резкой дегазации мантии при начальных стадиях существования Земли. При этом парциальное давление углекислоты (P_{CO_2}) было очень высоким 14 кгс/см².

По второму варианту только часть летучих находилась в атмосфере и океане, при этом парциальное давление CO_2 было близко к 1 кгс/см² (табл. 4). В свете современных геологических, биологических и геохимических данных второй вариант гипотезы В. В. Руби значительно более правдоподобен и ближе соответствует истине.

По мнению всех исследователей геологической истории атмосферы и океана, первоначальная углекислая атмосфера Земли после появления жизни перешла в азотно-кислородную. Однако спорным остается вопрос относительно времени этого перехода. В какую древнюю эпоху докембрия произошел этот перелом, и был ли он быстрым или постепенным? Поэтому ниже мы рассмотрим основные представления по затронутому вопросу и дадим им критическую оценку.

До последнего времени довольно распространено было представление Ч. Ван-Хайза и других геологов о том, что свободного кислорода в докембрийской атмосфере Земли не было совсем или же было очень мало. Это отражалось на условиях миграции и осаждения железа: миграция железа совершалась не в окисной, а в закисной форме. Железо осаждалось в виде лептохлоритов и карбонатов, которые были первичной минеральной формой железа в джеспилитах. Магнетитовые и гематитовые их разновидности возникли лишь впоследствии в результате метаморфизма.

На основании первых полученных данных по фракционированию изотопов серы в докембрийских отложениях Г. Тод и др. (1953 г.) допустил, что переход восстановительной атмосферы в окислительную совершился 700—800 млн. лет

Состав атмосферы и морской воды по двум гипотезам их происхождения по сравнению с современными условиями.
По В. В. Руби (Rubey, 1951)

Характеристика атмосферы	Весь «избыток» летучих находится в примитивной атмосфере и океане (первоначальное P_{CO_2} очень высокое)			Только часть летучих находится в примитивной атмосфере и океане ($P_{CO_2} = 1,0$ кгс/см ²). Жизнь началась рано.		
	Первичная стадия; перед выветриванием пород	Средняя стадия; начало осаднения $CaCO_3$	Поздняя стадия; начало жизни при $P_{CO_2} = 1,0$ кгс/см ²	Первичная стадия; перед выветриванием пород	Средняя стадия; начало осаднения $CaCO_3$	Поздняя стадия; современные условия
Состав атмосферы, объем. %						
N_2	9	9	50	7	7	78
CO_2	89	89	47	90	90	0,03
H_2S	2	2	3	3	3	—
O_2	—	—	—	—	Следы	22
Давление, кгс/см ² . . .	14,2	13,8	2,1	1,1	1,1	1,0
Масса океана, г · 10 ²⁰	16 600	16 600	16 600	990	990	14 250
Содержание главных компонентов, г/кг						
Cl, F, Br	18,3	18,3	18,3	18,3	18,3	19,4
$\sum S + B$	0,8	0,8	1,3	0,1	0,1	2,8
CO_2	14,3	15,8	25,2	1,1	1,7	0,1
Ca	—	5,9	Следы	—	5,5	0,4
Mg	—	1,3	5,2	—	1,2	1,3
Na	—	3,1	12,5	—	2,9	10,8
«Соленость», ‰	33,9	46,4	67,2	20,0	30,8	35,2
pH	0,3	5,1	7,3	0,3	5,7	8,2
$CaCO_3$, г · 10 ²⁰	Нет	Нет	980	Нет	Нет	1 500
Изверженные эродированные породы, г · 10 ²⁰	Нет	4 200	17 000	Нет	240	11 000

назад. Однако современные данные по геохимии изотопов серы отодвигают эти события в более древние времена. К. Рангама в 1955 г., отмечая высокое отношение закисного железа к окисному в цементирующей массе диоритового конгломерата Суоденниemi в Финляндии как проявление выветривания ботнийского времени, считал, что свободный кислород отсутствовал в атмосфере 1900—2000 млн. лет назад.

По мнению Г. Д. Холленда (Holland, 1964), накопление свободного кислорода в атмосфере Земли началось лишь на третьей стадии развития, т. е. примерно 2000 млн. лет назад. Л. В. Беркнер и Л. К. Маршалл (Berkner, Marshall, 1964) относят начало фотосинтеза и появление свободного кислорода сначала в гидросфере, а затем и в атмосфере Земли к периоду 2700 млн. лет назад.

Главная аргументация в пользу бескислородной атмосферы в докембрии основывается на состоянии окисления поливалентных элементов. Так, в современную эпоху Fe^{2+} в зоне окисления почв быстро переходит в Fe^{3+} ; U^{4+} переходит в U^{6+} или ураниловый ион $(UO_2)^{2+}$; S^{2-} очень быстро переходит в S^{6+} (в составе сульфатов). Подобным образом ведут себя медь, марганец, переходя в окислы в наиболее высокой стадии окисления. Если свободный кислород действи-

тельно отсутствовал в определенную эпоху в докембрии, то указанные элементы должны встречаться в соответствующих минеральных формах, лишенных признаков окисления. В действительности в древних конгломератах Блайнд-Ривера и Витватерсранда находятся кластические зерна уранинита и пирита без признаков окисления. Этот факт является основой для заключения о бескислородной атмосфере в докембрии в эпоху, древнее 2000 млн. лет назад.

Однако, с другой стороны, существует ряд данных относительно глубокой древности свободного кислорода в докембрии. По мнению Г. Юри (1952 г.), осаждение довольно больших количеств известняков трудно объяснить с позиции гипотезы о длительном существовании восстановительной атмосферы. Присутствие высокоокисленного железа в красных полосах гематитовых железных руд также свидетельствует о свободном кислороде. Крупные железорудные окисленные массы отложились в гуроне (средний докембрий), но железорудные месторождения кряжа Вермилион намного древнее гуронских железорудных формаций. Следовательно, окисление закисного железа в окисное произошло на ранних этапах истории Земли. О значительной древности свободного кислорода докембрийской атмосферы свидетельствуют данные о составе железистых пород Швеции. Полосчатые гематитовые руды Центральной Швеции по высокому процентному содержанию железа и во всех остальных отношениях подобны хорошо известным железистым отложениям оз. Верхнего (Geijer, 1959). Они залегают в слоях лептитовой формации, которая сложена вулканогенным материалом и образует древнейшую единицу Свионийского цикла с возрастом свыше 2000 млн. лет. Наиболее обстоятельная информация получена для детально изученного месторождения Стрипа (Швеция). По мнению П. Гейера, данные по этому месторождению показывают, что первичный материал осаждения был представлен гематитом или, возможно, гидроокислом окисного железа.

Г. Джеймс в 1954 г. по материалам изучения железистых формаций оз. Верхнего установил, что гематитовые кварциты встречаются в значительных количествах как первичные осадки. Как отмечает Н. М. Страхов (1963, с. 268), «... Нужно сказать, однако, что установленные сейчас факты первичного накопления гидроокисного железа в пелагической зоне протерозойских морей с несомненностью доказывают, что уже в те отдаленные времена (около 2,0—2,8 млрд. лет назад) кислородный потенциал на поверхности Земли был достаточно высок для того, чтобы сделать возможной миграцию и осаждение железа в гидроокисной форме».

По мнению А. П. Виноградова, образование кислородной атмосферы Земли произошло очень давно. «Образовалась биосфера, и в эволюции Земли произошел крупный переворот. По сумме всех геохимических и биологических данных этот процесс произошел где-то на грани $3 \cdot 10^9$ лет тому назад. Причем, по-видимому, в геологическом понимании событий — очень быстро. Дело в том, что весь кислород атмосферы полностью обновляется в 5000 лет. Мы должны сделать некоторые поправки на экспансию организмов, особенно морского фитопланктона, и т. п. Но это в геологическом смысле слова — мгновенный процесс» (Виноградов, 1964, стр. 21).

Таким образом, в настоящее время есть два взаимоисключающих представления относительно времени появления в докембрии свободного кислорода. Одни авторы относят это событие к среднему докембрию (2000—2500 млн. лет), другие — к более отдаленному — 3000 млн. лет назад. Для справедливой оценки того или другого представления необходимо выяснить достоверность фактического материала, на котором они основаны.

Наличие кластических уранинита и пирита в конгломератах возраста 2000—2500 млн. лет является наиболее серьезным доводом в пользу бескислородной атмосферы в докембрии. Однако современное быстрое окисление пирита и уранинита происходит, во-первых, в обстановке гумидного климата, и, во-вторых, с обязательным участием микроорганизмов. Но если учесть основные черты нивального климата (вода от таяния ледников как временное явление и практическое отсутствие окисляющих микроорганизмов, а также низкая температура текущей воды), то наличие кластогенных минералов типа пирита возможно и в современную эпоху. Так, в частности, в аллювии горных рек с ледниковым питанием довольно часто встречается галька пирита без признаков окисления.

Некоторые геологи, изучавшие разрез Витватерсранда, выдвинули предположение о ледниковом или флювиогляциальном происхождении окатанного материала. В этих условиях ни пирит, ни уранинит не успели бы окислиться и вошли в состав переотложенного кластогенного материала без существенных изменений. Однако в ту далекую эпоху жизнь на суше практически отсутствовала (да еще в обстановке ледникового климата), поэтому реальное наличие неокисленных минералов (пирита и уранинита) в древних разрезах докембрия не обязательно должно означать отсутствие свободного кислорода в атмосфере Земли в эпоху 2000—2500 млн. лет назад. Тем более, что ряд других биологических и геохимических данных противоречат заключению о полном отсутствии свободного кислорода в то время.

К этим данным относится высокая степень окисления железа в древнейших железорудных бассейнах докембрия. А. С. Адамс и Р. Плилер (Adams, Plieler, 1956) предложили использовать отношение Th/U в качестве индикатора окислительных условий в древней атмосфере Земли. Отношение Th/U в большинстве изверженных пород и метеоритов находится в пределах от 2,5 до 5. Известняки и черные сланцы характеризуются существенно пониженным отношением — менее 0,5. Сильно выветрившиеся осадочные породы дают отношение свыше 10. Отношения Th/U в большей части осадочных пород отражают повышенную растворимость соединений урана по сравнению с торием. Если выветривание в условиях ранней докембрийской атмосферы не сопровождалось окислением урана, то в древних осадочных породах должны наблюдаться значительно пониженные отношения Th/U . Поэтому отношения тория к урану можно принять в качестве указателя на присутствие кислорода в докембрийской атмосфере. Первоначальное отношение Th/U в осадочных породах сохраняется лучше, чем отношение закисного железа к окисному, которое обычно принимается как индикатор окислительной обстановки. Во многих древнейших гнейсовых и мигматитовых толщах отношение Th/U бывает в пределах 10—20, что вполне может быть истолковано как отражение формирования первичных осадочных толщ в окислительной обстановке миграции элементов с выносом урана.

О большой древности появления свободного кислорода в атмосфере Земли свидетельствуют и биологические данные — находки остатков организмов, выделяющих, либо поглощающих (путем дыхания) свободный кислород.

В связи с выявлением и тщательным физико-химическим изучением следов древней жизни в докембрии, границы времени появления биосферы в целом отодвигаются в нашем современном представлении в далекое прошлое и выходят за пределы каменной летописи земной коры. До недавнего времени наиболее древними остатками организмов считались строматолиты, образованные деятельностью синезеленых водорослей. Древнейшие известные строматолиты куполовидной формы, сравнимые с *Collenia*, были описаны А. Мак-Грегором еще в 1941 г. из раннедокембрийских известняков в 53 км от г. Булавайо.

в Южной Родезии. По мнению А. Холмса, возраст этих строматолитов близок к 3000 млн. лет.

Следы жизнедеятельности относительно высокоорганизованных многоклеточных животных (Metazoa) обнаружены сравнительно недавно у оз. Эллиот в Северной Америке в песчаниках гуронской системы, возраст которой находится в пределах 2000—2500 млн. лет. Это — следы ползания в виде искривленных веретен с латеральными морщинами и билатеральной симметрией. Г. Гофманн, описавший в 1967 г. эти находки, связывает их с аннелидами и выделяет два вида: *Rhysonetron lahtii* и *Rhysonetron byei*. Для существования этих животных, в частности для их дыхательных функций, совершенно необходимо было наличие свободного кислорода.

В сланце Соуден (2700 млн. лет) из докембрия Канадского щита найдены сложные органические соединения, свидетельствующие о древности фотосинтезирующих организмов. По данным газовых хроматограмм, в сланце Соуден содержится специфичный разветвленный углерод C_{18} , присутствующий в синезеленой водоросли *Nostoc*.

Уникальными находками являются следы жизни в халцедоновых черных сланцах формации Фигового Дерева (Fig Tree), входящей в состав Свазилендской системы вблизи Барбертона (Южная Африка). Возраст этой системы близок к 3400 млн. лет. В результате исследований, проведенных В. Шопфом и Е. Бархурном в 1967 г., в сланцах формации были обнаружены древнейшие бактерии *Eobakterium*, а также своеобразные сферические образования, сравнимые с синезелеными водорослями группы *Chroococales*. Они весьма похожи на ранее найденные сфероидальные водорослеподобные микроорганизмы из кремниевых отложений формации Ганфлинт в Северной Америке (средний докембрий 2000—2500 млн. лет). Эти древние сфероидальные тела диаметром 15—25 микрон получили название *Archaeospheroides barbertonensis*.

Биологическое происхождение всех перечисленных форм несомненно. Они ассоциированы с изопреновыми углеводородами (пристаном и фитаном), которые широко распространены при фотосинтетическом воспроизводстве органических веществ более молодых геологических эпох. В современных организмах изопреновые дериваты представлены всюду, за исключением анаэробных бактерий. Определение изотопного состава углерода $C^{12} : C^{13}$ из древних отложений Южной Африки показало большое сходство с данными, характерными для многих нефтей, углей и других органических веществ фотосинтетического происхождения или их производных. В то же время обнаружилось отчетливое различие по изотопным отношениям, известным для неорганических соединений углерода. Таким образом, начиная с раннего докембрия, изотопный состав восстановленного углерода колебался в тех же пределах, что и в фанерозое (рис. 4).

С жизнедеятельностью целого ряда микроорганизмов связан геохимический круговорот серы в природе и фракционирование ее изотопов S^{32} и S^{34} . В сульфидах биогенного происхождения относительно больше накапливается S^{32} , а в сульфатах преимущественно тяжелый изотоп S^{34} . Это приводит к разбросу изотопного состава серы, если сравнить сульфиды и сульфаты древнейших отложений, при условии существования жизни. Изменение общего изотопного состава серы выражается в степени ее уплотнения $\delta S^{34} = 0,00$ (для обычного стандарта метеорита Каньон Дьявола $S^{32}/S^{34} = 22,22^{0/00}$), а $\delta S^{34} = 0,00^{0/00}$. Для любого другого образца

$$\delta S^{34} = \left[\frac{S^{34}/S^{32} \text{ обр.}}{S^{34}/S^{32} \text{ стандарт}} - 1 \right] 1000.$$

Следовательно, разброс изотопов серы будет указывать на интенсивность жизнедеятельности организмов, что было отмечено еще Г. Тодом на довольно ограниченном количестве изотопных измерений. Позднее В. И. Виноградов, Ф. В. Чухров и Л. П. Ермилова изучили изотопный состав серы из докембрийских толщ разного возраста. На основании обнаруженного изотопного фракционирования серы в этих отложениях они сделали вывод об участии в геохимических процессах в зоне гипергенеза заметных количеств свободного кислорода и присутствие органического вещества уже более 3 млрд. лет назад. Следовательно, уже в раннем докембрии возможно образование зон окисления и кор выветривания

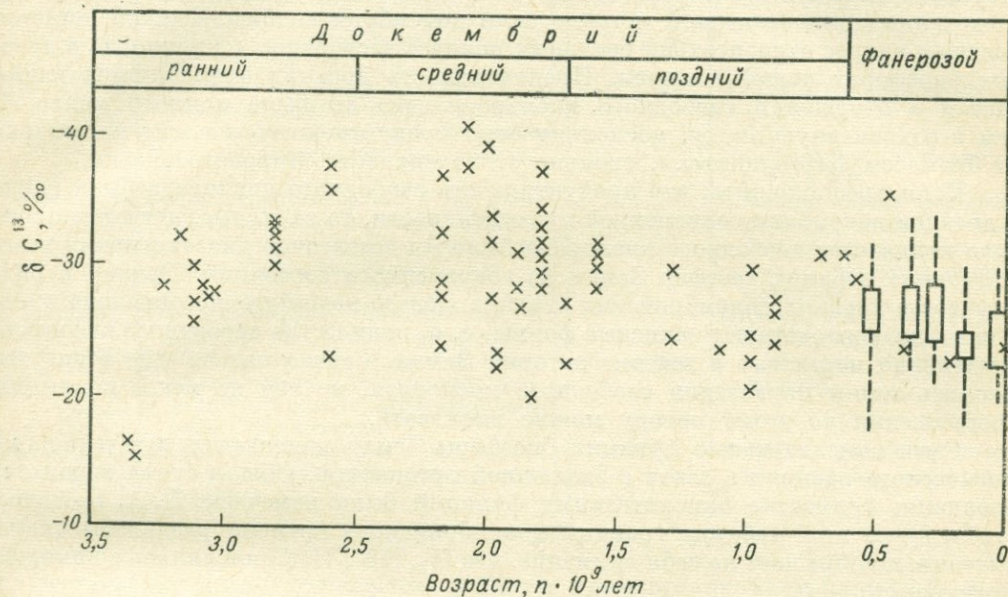


Рис. 4. Вариации изотопного состава углерода в докембрии. В последней графе дано сгущение изотопных отношений

с окисными формами железа и ряда других элементов. В самых древних отложениях докембрия — в осадочных баритах и пиритах системы Свазиленд — Э. К. Перри, Дж. Монстер и Т. Реймер (Perry e. a., 1971) обнаружили незначительные колебания изотопного состава серы в паре сульфид — сульфат, что свидетельствует о наличии свободного кислорода в эпоху 3500 млн. лет назад, но атмосфера того времени была значительно менее богата кислородом, чем в современную эпоху.

Найденные в разрезе свазилендской системы древнейшие бактерии *Eobacterium isolatum* и органогенные сфероиды *Archaeospheroides barbertonensis* представляют собой древнейшие ископаемые организмы, известные в настоящее время. Сфероиды из Свазиленда являются, вероятно, эволюционными предками современных коккоидных синезеленых водорослей. Сам факт существования фотосинтезирующих организмов в далекие эпохи криптозоэ свидетельствует о древнем появлении свободного кислорода, а также просто и логично объясняет находки восстановленного углерода во многих отложениях раннего докембрия. Восстановленный углерод дошел до нас в виде графитовых образований в гнейсах и рассеянного углистого вещества в черных сланцах. Очевидно

фотосинтезирующие организмы морского планктона возникли весьма рано в эволюции биологических систем. Однако накануне их возникновения также существовала возможность появления свободного кислорода в условиях первичного фотосинтеза. Так, по мнению Н. Н. Семенова (1972 г.), реакции первичного фотосинтеза вне организма, приводящие к образованию кислорода и органических соединений из углекислого газа и воды, и реакции образования аммиака из азота и воды должны были протекать еще до возникновения жизни на Земле.

Таким образом, вся сумма современных геохимических и биологических данных свидетельствует о глубокой древности биосферы на Земле и соответствующей большой древности свободного кислорода со всеми вытекающими последствиями для осадочной металлогении докембрия вообще. Однако остается неясным вопрос относительно реальных количеств свободного кислорода в древних биосферах нашей планеты. Продуктивность древних фотосинтезирующих систем в отношении свободного кислорода едва ли была намного меньшей, чем в современную эпоху, поскольку сама продуктивность зависит не столько от биомассы фитопланктона, сколько от поверхности Мирового океана.

Если предположить, что продуктивность свободного кислорода была равна в древнем докембрии современной продуктивности, то за 70 тыс. лет выделившегося количества свободного кислорода было бы достаточно для окисления всего материала верхних геосфер Земли до современного состояния. Однако в ряде случаев в древних докембрийских осадках железо недостаточно окислено и широко еще господствуют закисные формы, т. е. количество свободного кислорода постепенно нарастало в течение истории Земли. Сейчас нельзя еще точно вычислить темпы нарастания свободного кислорода, но тем не менее некоторые соображения по этому поводу можно высказать.

Сами окислительные функции биосферы Земли изменялись в течение геологического времени в связи с эволюцией организмов. Общая схема вероятной эволюции ферментов окислительных функций была намечена Е. А. Бойченко (табл. 5). В этой таблице границы докембрийского времени разделены схематически, но обращает на себя внимание, что H_2 , HS^- , H_2S окислялись с помощью организмов.

Очевидно, кислород первых фотосинтезирующих организмов стал потребляться и другими организмами с биогенным окислением H_2 , HS^- , H_2S , находящимися в Мировом океане.

Возникновение жизни относится к самым ранним эпохам в истории Земли. По мнению А. Опарина, Дж. Бернала, Г. Юри и других, способ питания органическими веществами у первых живых организмов является наиболее простым. Следовательно, первыми в Мировом океане были гетеротрофные организмы, которые использовали органические вещества, возникающие абиогенным путем. Способность к самостоятельному (автотрофному) питанию могла развиться только позднее в результате ряда превращений и изменений внутренней физико-химической структуры. Такие первичные организмы находились в толще Мирового океана достаточно долго, их сменили фотосинтезирующие организмы, создающие свободный кислород. В течение дальнейшей истории Земли в Мировом океане шла борьба между первичными организмами, поглощающими свободный кислород, и фотосинтезирующими, его освобождающими. Поэтому в океане, обогащенном H_2S , было мало свободного кислорода — он уходил на хемосинтез первичных, поглощающих O_2 , организмов. В океане было много веществ и организмов, что привело к относительно малому содержанию O_2 в эвфотической части морской среды. Глубины океана были насыщены H_2S и напоминали современный бассейн Черного моря. Шла химическая борьба за

Эволюция окислительных функций

Возраст	Окислительно-восстановительные процессы, вызываемые организмами	Eh	Участие металлоферментов
Архей	Окисление органических веществ бактериями при брожении H_2, HS^-, H_2S при хемосинтезах H_2, HS^-, H_2S при фотосинтезе бактерий и синезеленых водорослей	От $-0,42$ до $+0,05$	Малоспецифичное активирование ферментов ионами металлов Ферменты с негеминным Fe Пункт Пастера
Протерозой	Окисления S, NH_4^+ , а также Fe и, вероятно, других металлов при хемосинтезах бактерий и водорослей H_2O при фотосинтезе водорослей	До $+0,42$ До $+0,82$	Ферменты с геминным Fe Биметаллические ферменты с Fe и Mn
Палеозой	Распространение фотосинтеза у археогонимных растений суши и увеличение в связи с этим количества O_2 в атмосфере		Сложные циклы ферментативных реакций, связанные со структурами клеток, с участием многих металлов
Мезозой	Приспособление голосеменных, а в конце эры и покрытосеменных растений к использованию более яркого света в фотосинтезе, усовершенствование окислений разными организмами	До $+0,82$	Локализация окислительно-восстановительных процессов в отдельных органах
Кайнозой	Ускорение темпов окислений в биосфере под влиянием деятельности человечества		Возрастание специфичности и масштабов окислений

существование между фотосинтезирующими микроорганизмами планктона в освещенной части моря и другими организмами, поглощающими кислород при хемосинтезе и после своей гибели, что было основной причиной, определяющей количество свободного O_2 в биосфере. Эта борьба за существование завершилась победой фотосинтезирующих организмов, которые оттеснили анаэробную микрофлору в зону формирования глубоководных илов. По Е. А. Бойченко, эволюция окислительных функций происходила при возрастании окислительно-восстановительных потенциалов реакций, осуществляемых в биосфере в течение последовательных геологических эр. При возрастании процессов окисления, приведших от ранней восстановительной биосферы к современной окисленной, организмами вырабатывались металлсодержащие ферментные системы, к которым и относится фермент растений, выделяющий кислород при фотосинтезе.

Таким образом, свободный кислород биосферы Земли возник очень давно, но количество его в докембрийских морях возрастало сначала постепенно. Даже при наличии свободного кислорода в верхних зонах моря, в глубинных зонах долгое время сохранялись водные массы, обогащенные CO_2 и H_2S . Последние способствовали усиленной миграции многих металлов в низких валентных состояниях, с последующей концентрацией их в виде различных осадочных месторождений. Неодинаковые физико-химические условия в докембрийских геосинклиналях определили фации железорудных формаций (рис. 5).

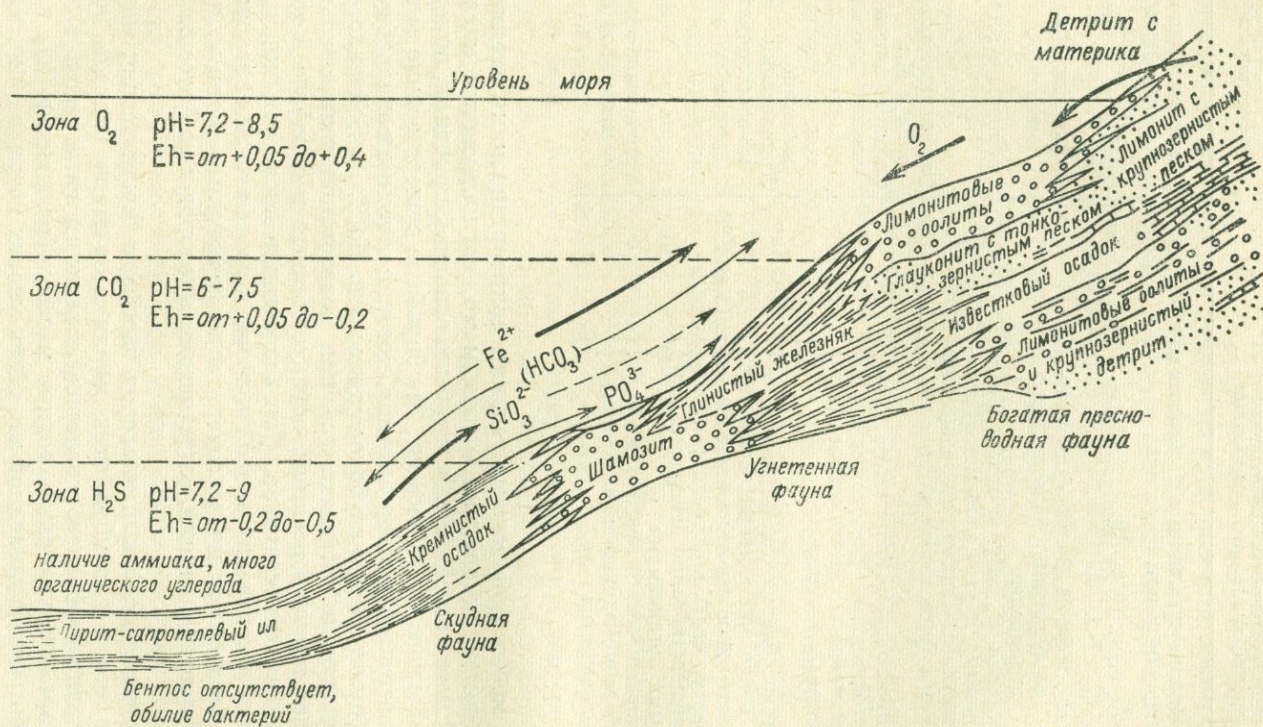


Рис. 5. Фациальные типы осадков в морской среде в соответствии с значениями Eh и pH . По Г. Борхерту. Толщина стрелок означает интенсивность миграции

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЛИТОГЕНЕЗА

Длительный процесс осадкообразования, определяющий рудопродуктивность докембрийских толщ, был тесно связан с особенностями эволюции океана и атмосферы. Вековой рост стратисферы в геологической истории докембрия происходил за счет поступления вулканогенного материала из глубин мантии, терригенного — со щитов и участков суши, хемогенного — из океана и атмосферы. Верхние геосферы Земли — стратисфера, гидросфера и атмосфера — в течение всей докембрийской истории, как и в современную эпоху, представляли собой сложную и взаимосвязанную систему, изменение которой во времени определялось эволюцией поверхностных равновесий, динамикой обмена веществом между отдельными оболочками системы, эволюцией живого вещества и воздействием глубинных зон нашей планеты.

Возраст наиболее древних осадочных пород по радиологическим данным достигает 3000—3500 млн. лет. От этих древних времен остались жалкие остатки скудной сохранности, затронутые метаморфизмом разной степени интенсивности.

Основные закономерности литологической эволюции земной коры были отмечены Н. М. Страховым, А. Б. Роновым и др. (рис. 6, 7). Главной тенденцией развития земной коры является последовательное сокращение площади выходов эффузивов и рост площади осадочных горных пород (см. рис. 6). Установлена общая направленность эволюции литологического состава и пропорций осадочных и вулканогенных пород областей осадконакопления континентов. В раннем докембрии (3500—2600 млн. лет) карбонатных пород очень мало, представлены они главным образом доломитами, а в палеозое преимущественно органогенными известняками. По данным А. Б. Ронина, наибольшее

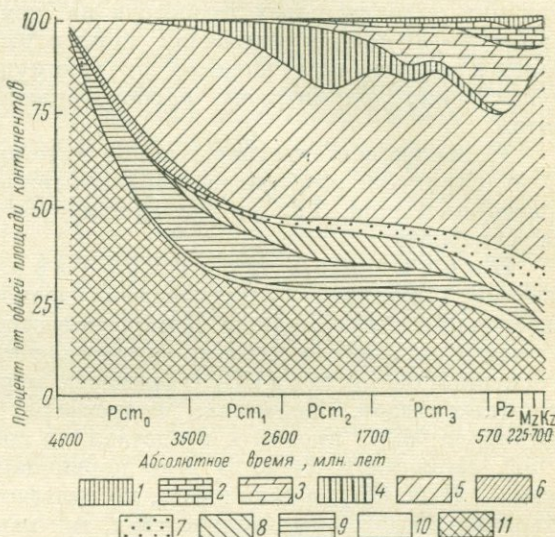


Рис. 6. Схема изменения во времени важнейших групп пород областей эрозии континентов. По А. Б. Ронову
1 — эвапориты; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — джеспилиты; 5 — глины и их метаморфические эквиваленты; 6 — вторичные кварциты; 7 — кварцевые пески; 8 — аркозы; 9 — граувакки; 10 — континентальные эффузивы; 11 — подводные лавы, преимущественно основные

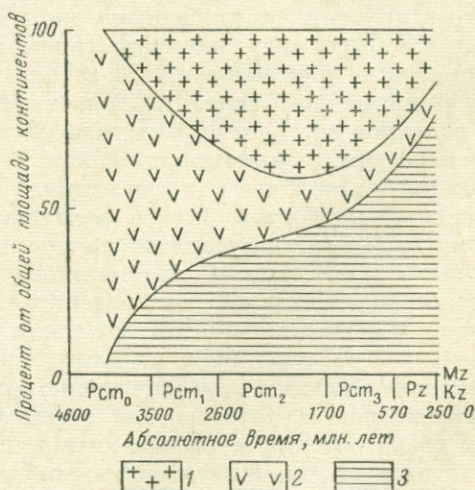


Рис. 7. Схема эволюции литологического состава и пропорций осадочных и вулканических пород областей осадконакопления континентов. По А. Б. Ронову
1 — гранитоиды и ортогнейсы; 2 — эффузивы, преимущественно основные; 3 — осадочные породы

значение в истории внешних геосфер Земли имел, вероятно, средний протерозой (2000—1400 млн. лет). С ним связывается значительный рост площади платформ, усиление процессов биогенного осаждения (онколиты и строматолиты), снижение парциального давления углекислоты и заметное увеличение парциального давления кислорода в атмосфере и, как следствие, — интенсификация окислительных процессов на земной поверхности, рост концентрации сульфат-иона и снижение концентрации бикарбонатных и карбонатных ионов в морской воде, переход от преимущественно джеспилитового к преимущественно доломитовому карбонатонакоплению, появление первых эвапоритов.

Наиболее обстоятельно история литогенеза была реставрирована в работах Н. М. Страхова, который выделил четыре этапа осадочного породообразования в истории Земли. Три из них приходятся на докембрий, а последний этап — на фанерозой.

Первичный (доархеозойский) этап развития Земли по типу приближался к вулканогенно-осадочному, а на участках, далеких от центра извержения, был гумидным. Химические особенности первоначальной атмосферы и океана определяли главные черты осадочного породообразования. Атмосфера в основном состояла из CO_2 с примесью паров воды, NH_3 , CH_4 и малых порций инертных газов. Первичная гидросфера, возникшая из паров мантийного материала, была кислой и представляла собой раствор HCl , HF , H_3BO_3 , SiO_2 с рН, близким к 1—2. В этой первичной воде были растворены некоторые газы — H_2S , CH_4 , а также CO_2 , но сульфатов еще не было или же они присутствовали в ничтожных количествах, так как не было свободного кислорода для окисления H_2S . В связи с этими условиями происходило усреднение кислого раствора гидросферы. Силикаты разрушались, из них выносились катионы Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , Fe^{2+} и других металлов, которые объединялись в хлориды, фториды и бораты. Под воздействием атмосферной CO_2 на поверхности первых островов происходило выветривание вулканогенных пород с концентрацией K , Na , Ca , Mg , золь SiO_2 и др. В кислой океанической воде карбонаты реагировали со свободными кислотами и превращались в хлориды K , Na , Mg , Ca , H^+ и воду, кислотность океанической воды понижалась. В результате процессов нейтрализации вода океана все больше приобретала характер раствора хлоридного типа. Эта вода характеризовалась значительным накоплением хлоридов Al , Fe и других тяжелых металлов и в этом отношении напоминала гидротермы современных вулканов. Хлоридная вода была лишена растворенных карбонатов, так как при наличии в ней даже небольших количеств сильных кислот, карбонаты быстро разрушались с выделением CO_2 в атмосферу. Поэтому осаждение карбонатов не происходило.

Осадки первого этапа седиментации были представлены, вероятно, лавами и массами пещлового рыхлого материала. К ним примыкали первые терригенные осадки обычного типа. Химическим путем осаждался кремнезем, а также хлориды железа, алюминия, марганца, сульфиды тяжелых металлов. Миграция и осаждение железа и марганца происходили исключительно в закисной форме.

Характеристика этого этапа развития геосфер и литогенеза основана на общих геологических и физико-химических соображениях. Этот этап не оставил следов в каменной летописи докембрия. Однако если условия, охарактеризованные выше, действительно имели место на ранних этапах истории Земли, то они создавали предпосылки для возникновения рудных концентраций металлов в осадочных толщах. Впоследствии эти толщи, попав в зоны метаморфизма, могли быть источниками рудных месторождений сульфидного типа. Длитель-

ность первого этапа истории литогенеза совершенно неизвестна; Н. М. Страхов условно оценивает ее около 500 млн. лет.

Археозойский этап, начавшийся до зарождения фотосинтетической деятельности, характеризуется значительным ростом сил. Возникает расчленение на геосинклинальные и платформенные области, т. е. расчленение на те структурные единицы, которые известны во всей последующей истории Земли. Происходят существенные изменения в химическом составе атмосферы и гидросферы. Они достигают второй стадии развития (по В. В. Руби, см. табл. 4). В океане исчезли последние следы свободных сильных кислот, возникла возможность прогрессивного накопления карбонатных солей. Обилие CO_2 в атмосфере и гидросфере и понижение величины рН в море вызвало обилие растворенных карбонатов. Океаническая вода из чисто хлоридной, какой она была на раннем этапе, стала хлоридно-карбонатной. В этих условиях происходило накопление карбонатов Na_2CO_3 , CaCO_3 , MgCO_3 , а также FeCO_3 и MnCO_3 . Продолжалось усиленное накопление кремнезема, железа и марганца в местах, преимущественно отдаленных от берега. По мнению Н. М. Страхова, на втором этапе осадкообразования фотосинтеза еще не существовало, а значит еще не совершилась дифференциация живого вещества на растительные и животные. Свободного кислорода в заметных количествах также не существовало. Учитывая вещественный состав самых характерных хемогенных пород второго этапа, Н. М. Страхов называет его этапом одностадийного доломит-джеспилитового осадкообразования с закисными формами первичного отложения поливалентных элементов.

Протерозойско-рифейский этап развития верхних геосфер и осадочного породообразования оставил после себя много геологических документов, по которым его история может быть выяснена более обстоятельно. На этом этапе кора обладала уже обширной силалической оболочкой и продолжала нарастать. Отчетливо выделяются геосинклинальные зоны, подвергающиеся складкообразованию, и платформенные единицы, постепенно нарастающие за счет геосинклиналей. На обширных площадях платформ-континентов установилась климатическая зональность, способствовавшая дифференциации типов литогенеза. В связи с этим появляются аридный и ледниковый типы литогенеза, оставившие свои следы в разрезах протерозойских и рифейских толщ. Вулканогенно-осадочный литогенез становится все более второстепенным по массе образованных им туфовых и хемогенных пород, сравнительно с литогенезом экзогенных типов — гумидного, аридного, ледового. Возникновение фотосинтеза привело к появлению в атмосфере свободного кислорода с уменьшением CO_2 . В гидросфере количество CO_2 также убывает и происходит обогащение O_2 . Все эти события резко изменили гидрохимический облик океана. Прогрессивно возрос окислительно-восстановительный потенциал Eh; рН увеличилось и стало близким к нейтральному. Самородная сера и сероводород, поступающие в морскую среду с вулканическими экзегалициями, в кислородной среде переходили в сульфатную форму.

В связи с химическими изменениями в гидросфере изменяется миграция многих металлов в осадочном породообразовании. Такие металлы, как железо, марганец, алюминий, медь, никель, кобальт и другие, стали все больше перемещаться в виде взвесей и меньше в растворенном виде. Осаждение этих элементов стало перемещаться в прибрежные зоны. Изменились формы осаждения из растворов железа, марганца, меди и других поливалентных элементов. В кислородной среде они стали осаждаться в высших стадиях окисления в виде $\text{Fe}(\text{OH})_3$, MnO_2 , H_2O , $\text{Cu}(\text{OH})_2$ и др. Закисные их формы в осадкообразовании

сменились окисными. Однако формы самого осаждения их оставались разными. В прибрежной мелководной зоне окислы и гидроокислы железа, марганца и других металлов накапливались на дне. В более глубоких горизонтах осаждение под влиянием разлагающегося органического вещества стало восстановительным и гидроокисные формы переходили в закисные, образуя карбонаты, силикаты и сульфиды, мало изменяющиеся в дальнейшем. Органическое вещество в небольших количествах поступает в осадочные породы и становится постоянным их компонентом. По главным особенностям третий этап осадкообразования назван Н. М. Страховым двустадийным окисно-закисным доломит-джеспилитовым.

Фанерозойский этап осадкообразования непосредственного отношения к докембрию не имеет. Для него характерно развитие всех типов литогенеза. В огромной степени увеличивается воздействие живого вещества на всю геохимию океана и атмосферы. В морской воде резко возрастают Eh и pH — вода становится щелочной. Из хлоридно-карбонатно-сульфатной вода Мирового океана становится хлоридно-сульфатной. Поливалентные элементы стали существовать в такой воде только в виде наиболее окисленных соединений. Этот этап по главным особенностям назван Н. М. Страховым двустадийным закисно-окисным углисто-карбонатно-галогенным, протекавшим под очень интенсивным, не только косвенным (как раньше), но и непосредственным прямым воздействием живого вещества.

Из выделенных Н. М. Страховым и кратко охарактеризованных этапов осадкообразования в истории Земли фактически только последние два сохранили свою запись в каменной летописи земной коры. Тщательный анализ геологического разреза системы Свазиленд в Южной Африке (древнейшего и наиболее сохранившегося в отношении литологии) показывает, что он соответствует второму этапу седиментации по Н. М. Страхову. Так, древнейшая свита свазилендской системы — свита Онвервайт — сложена сильно измененными основными лавами, чередующимися с кислыми (кварцевые порфиры), а также подчиненными прослоями глинистых сланцев, полосчатых железистых кварцитов. Следующая более молодая свита Фигового Дерева сложена чередующимися полосчатыми кварцитами и сланцами (с графитовым веществом и признаками древней жизни). Верхняя свита Модис содержит известковые слои. Возраст всех этих свит свыше 3100 млн. лет, следовательно уже в самом древнем докембрии происходил фотосинтез, отлагались карбонатные породы. В Булавайнской системе Южной Африки, которая, вероятно, является стратиграфическим эквивалентом свиты Фигового Дерева, найдены известняки с графитом и строматолитовыми структурами. Следовательно, в докембрии рудообразующие осадочные процессы протекали в течение длительного времени в обстановке двустадийного окисно-закисного доломит-джеспилитового осадкообразования.

В докембрийских разрезах железорудных формаций в разных вариациях установлены все известные фации различной степени окисления: сульфидная с графитовым веществом и пиритом, силикатная с хлоритами, карбонатная с сидеритом и окисная с гематитом и магнетитом. В большинстве случаев фации отражают первичные условия седиментации и лишь в отдельных случаях — вторичные диагенетические преобразования или метаморфизм. Следовательно, уже в глубоком докембрии соединения железа (Mn и др.) осаждались в разных окислительно-восстановительных условиях, диктуемых метаболизмом морских организмов, т. е. в течение чрезвычайно продолжительного времени в докембрии существовали водоемы осадкообразования с зонами насыщения O_2 , CO_2 и H_2S . Распределение их, особенно в замкнутых водоемах, носило стратифицирован-

ный характер с кислородной зоной в эвфотической части моря и сероводородной в придонных слоях.

Пока нельзя точно реконструировать палеохимию докембрийских морей. Исходя из общих физико-химических и биологических соображений можно лишь предполагать, что в раннем докембрии соотношение между кислородной, углекислой и сероводородной зонами было сдвинуто в сторону последних и лишь с течением геологического времени кислородная зона завоевывала все больше и больше пространства, заняв в современную эпоху практически весь Мировой океан. Все это время в океане происходила сложная биологическая и химическая борьба между фотосинтезирующими организмами, производящими свободный кислород, и микроорганизмами, вызывающими сероводородное и углекислое брожение, которые определяли сульфатредукцию и появление дополнительных количеств CO_2 по сравнению с другими источниками неорганического происхождения (вулканизмом, метаморфизмом и др.).

Наличие в докембрии различных зон окисления в морской среде способствовало миграции химических элементов в самом широком плане и их осаждению в разных формах. Так, сероводородные зоны были благоприятны для энергичной миграции поливалентных металлов и хорошими геохимическими барьерами (в понимании А. И. Перельмана) для осаждения многих халькофильных элементов, например, меди в медистых песчаниках, серебра, цинка, свинца в стратиформных месторождениях, урана в битуминозных породах. Углекислые воды также способствовали энергичной миграции элементов и их фиксации в виде карбонатов. В области кислородной зоны миграция и осаждение происходили аналогично современной обстановке в океанах.

Таким образом, в течение длительного докембрийского времени процессы седиментации создавали в разной степени реальные предпосылки для концентрации многих металлов в осадочных толщах. Местами эти концентрации образовывали осадочные месторождения (Fe, Mn, Cu и др.), иногда происходило лишь обогащение пород металлами, возникали рудопродуктивные толщи, которые впоследствии стали источником рудных элементов при вторичных наложенных процессах метаморфизма и палингенезиса.

Из сказанного следует один общепринятый вывод о возрастающем значении жизни на миграцию химических элементов в докембрии. По всем имеющимся данным уже в раннем докембрии происходит fossilization органического вещества биологического происхождения, что фиксируется в виде графитовых прослоек в сильно метаморфизованных породах и углистого вещества в аспидных сланцах. По подсчетам американского геолога В. Даусона в одной лишь гренвильской формации докембрия Северной Америки содержится больше органического углерода, чем во всех каменноугольных месторождениях мира.

Условия захоронения органического вещества в докембрии временами складывались весьма благоприятно, поскольку отсутствовала или почти отсутствовала разрушительная деятельность микроорганизмов — консументов и редуцентов. В настоящее время известны многочисленные факты, свидетельствующие о чрезвычайно важной роли автотрофных одноклеточных организмов и настоящих водорослей в морях докембрия. В морях позднего докембрия происходила весьма энергичная жизнедеятельность не только планктонных, но и бентонных продуцентов. Они производили огромное количество органических веществ.

Во всех разрезах среднего и верхнего докембрия отмечается присутствие углистых и битуминозных пород; они найдены также и в породах нижнего докембрия (формация Соуден в Северной Америке, серия Свазиленд в Южной

Африке). В докембрии Канадского щита отмечены многочисленные находки углистых отложений в гуронской серии (в ней даже встречены пласты антрацитоподобной породы мощностью до 2 м). Наличие органического вещества в некоторых пластах железо-доломитовой толщи Унгава (возраст толщи более 2000 млн. лет) оказывается настолько обильным, что богатые углистым веществом породы используются как горючий материал для отопления. Исследование образцов этих материалов показало, что они при сгорании выделяют столько же тепла, сколько лигнит.

В пределах Балтийского щита в карельской формации распространены битуминозные глинистые сланцы с углистым веществом (в серии Имандра-Варзуга и Печенга—Кучин). В Карелии развиты шунгиты, представляющие собой антрацитоподобные породы, сложенные главным образом графитом. Различаются две разновидности шунгитов. Первая разновидность содержит 90—94% углерода, встречается в виде тонких прослоек. Вторая разновидность — это так называемый шунгский, или олонецкий, антрацит, представляющий собой матово-серую породу с значительной зональностью, с содержанием 60—63% углерода. Она залегает в виде пластов с мощностью до 2 м.

Углистые породы широко распространены в докембрии Украинского кристаллического щита. Графитовые пластовые месторождения встречаются здесь в сильно метаморфизованных породах. В верхней свите криворожской серии выделяется довольно мощный горизонт «углистых» серицит-графитовых сланцев мощностью 200—400 м. Углистые и графитовые образования встречаются в докембрии Южного Урала, Казахстана, Горной Шории, Восточного Саяна, Алтае-Саянской области.

В кембрии, ордовике, силуре отмечается большой стратиграфический перерыв в углеобразовании. Только в девоне появляются месторождения каменных углей озерного происхождения, возникающие за счет псилофитовой флоры, но они встречаются редко. По мнению Л. Ш. Давиташвили (1971), в какие-то древние времена биогенические условия благоприятствовали накоплению органического вещества и существовали в неритовой зоне почти повсеместно. Это согласуется с тем обстоятельством, что битуминозность в виде рассеянного и концентрированного органического вещества встречается в докембрийских отложениях самого разнообразного петрографического состава. Следовательно, в докембрии накопление горючих полезных ископаемых происходило, по-видимому, в таких фациальных условиях, которые не повторялись в последующих периодах геологической истории.

Наиболее типичными представителями концентрированной органики в докембрии являются шунгиты. Предположения относительно их озерного происхождения вряд ли правильны. В общем генезис водорослевых углей докембрия должен значительно отличаться от генезиса более юных углей сапропелевого типа. В докембрии шунгиты и аналогичные им породы залегают, по-видимому, в морской осадочной толще. Очевидно, шунгиты и аналогичные им углеподобные породы развивались главным образом за счет обильного планктона докембрийских морей. Учитывая тесную ассоциацию графито-углистого вещества с пиритом, можно предполагать, что во многих случаях осаждение органического вещества происходило в сероводородной среде, которая часто создавалась в докембрийских морях на разных глубинах, в свою очередь являясь продуктом сероводородного брожения. Накоплению органического вещества благоприятствовала малочисленность ее потребителей и разрушителей, которые эволюционно развивались из низших форм значительно позже, по-видимому в первой половине палеозойской эры. В начале палеозоя морская водорослевая

флора планктона уже не могла, вероятно, поставлять достаточно материала для массового угленакопления.

Хотя на разных возрастных рубежах докембрия происходило значительное накопление органического вещества, образующего пласты и маломощные слои, значительно большее количество отмирающих организмов фитопланктона попадало в осадочные породы в рассеянном состоянии. Происходила концентрация металлов из водной среды докембрийских морей, возникали древние рудопродуктивные толщи.

Важнейшей геохимической функцией организмов в эволюции биосферы была их способность концентрировать многие химические элементы, рассеянные в морской среде. Эту геохимическую функцию В. И. Вернадский назвал концентрационной. Он неоднократно указывал, что после гибели растений большая часть сконцентрированных ими элементов захоронялась в осадочных отложениях, образуя значительные скопления. Огромные количества металлов, концентрированных бактериями и водорослями планктона, могли послужить исходным материалом для образования многих руд и рудопоявлений осадочного происхождения. Как отмечают Е. А. Бойченко и др. (1968), многие металлы в живых клетках образуют комплексные соединения с разными анионными группами. В клетках таких элементов часто содержится в десятки и сотни тысяч раз больше, чем в среде обитания. Целый ряд металлов переходных групп таблицы Д. И. Менделеева, таких, как Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, а также некоторые электроотрицательные металлы — Al, Cu, Zn — являются хорошими комплексообразователями.

В течение геологического времени происходила смена различных организмов с разными концентрационными функциями. Впервые на эту особенность обратили внимание Е. А. Бойченко, Г. Н. Саенко и Т. М. Удельнова (1968), которые отметили, что изменение этих функций проходило от малоспецифичного поглощения различных элементов первичными организмами к созданию в клетках сложных комплексных соединений, позволяющих повысить концентрацию определенного элемента во многие тысячи раз по сравнению с его содержанием в окружающей среде. Так, переход древних организмов в глубоком докембрии от гетеротрофного способа питания к фотосинтезу ознаменовался усилением концентрации Al, Si, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Mo и ряда других элементов. Для синезеленых водорослей характерно высокое содержание железа, чем объясняется появление в докембрии его рудных концентраций. Наиболее высокое содержание меди характерно для зеленых водорослей, появление которых приурочено к концу протерозоя и началу палеозоя.

Концентрационные функции растений возрастали с увеличением общей массы растительности на Земле и разнообразия ее видового состава. В эволюции концентрационных функций участвовали разные типы фотосинтезирующих растений, в докембрии этими функциями обладали в основном растения планктона.

В настоящее время трудно установить прямые связи между прошлыми концентрационными функциями растений и известными в докембрийских разрезах месторождениями осадочного пластообразного или стратиформного типа. Параллелизация эволюции концентрационных функций в связи с эволюцией микроорганизмов с известными осадочными месторождениями докембрия и палеозоя носит крайне схематичный и абстрактный характер. Можно предполагать, что длительное развитие в докембрии органического мира как аэробного, так и анаэробного типов играло огромную роль в создании внешней среды (с O_2 , CO_2 , H_2S , определенными значениями pH и Eh) и концентриро-

вании ряда металлов в осадочной оболочке Земли. Возникали существенные основы, а иногда и прямые предпосылки для образования стратиформных — пластообразных рудных залежей на разных возрастных рубежах докембрия.

Огромные массы осадочных пород в описываемый период вовлекались в процессы метаморфизма, при которых возобновлялась миграция химических элементов, сопровождавшаяся образованием рудоносных растворов и последующим формированием рудных месторождений гидротермального облика. Разные авторы приводят различные количества осадочного материала, преобразованного в докембрийские метаморфические породы; согласно расчетам К. Ранкама суммарный объем продуктов выветривания, образовавшихся в течение 3500 млн. лет, соизмерим с объемом всего сиала; близкую к тому оценку дал Т. Барт на основе расчетов геохимического баланса катионов; по мнению А. Б. Ронова, суммарное содержание осадочного материала в составе земной коры может достигать 30%.

Границы осадочной оболочки изменялись в течение всей геологической истории. Процессы регионального метаморфизма и гранитизации осадочных толщ, протекавшие в глубоких зонах мобильных поясов, приводили к наращиванию гранитного слоя на континентах и подъему нижней стратиграфической границы осадочной оболочки. Таким образом, современную стратисферу Земли можно рассматривать как жалкий остаток от огромной массы осадочных пород, «потонувших» в областях метаморфизма и гранитизации.

В результате сочетания всех процессов выветривания, сноса, транспортировки и осаждения материала земной коры в биосфере Земли возникает особое состояние вещества, которое В. М. Силицын характеризует следующими физическими признаками:

- 1) высокой степенью дезинтеграции и дисперсности вещества, повышающих его геологическую и геохимическую активность;
- 2) большим содержанием fossilized газов атмосферы CO_2 , O_2 ;
- 3) значительным содержанием воды как свободной (поровой), так и связанной (конституционной и кристаллизационной);
- 4) высокой степенью химического разложения минерального вещества и его осадочной дифференциацией, наличием в осадочном слое сиала огромных масс простых соединений, часто свободных окислов, образующих целые слои и толщи;
- 5) весьма высокой подвижностью и реагентоспособностью вещества, разнообразием форм миграции;
- 6) высокой степенью разуплотнения вещества;
- 7) весьма высокой концентрацией свободной энергии, которой вещество заряжается в ландшафтной сфере при различных реакциях.

Наиболее существенное значение при этом имеет реакция фотосинтеза, проходящая с поглощением солнечной энергии и образующая свободный кислород биосферы, накопление которого создает высокий энергетический потенциал. Свободный кислород вызывает многочисленные реакции окисления и горения в ландшафтной зоне земной коры.

При погружении осадочных толщ в геосинклинальных прогибах они длительное время находятся ниже уровня моря и оказываются «мокрыми», т. е. содержат значительное количество морской воды. При этом в тонкодисперсных осадках происходит сорбция ионов многих металлов, растворенных в морской воде, обогащение рудопродуктивных толщ, их потенциальной рудоносности.

Таким образом, весь процесс осадкообразования в докембрии (особенно в геосинклинальных зонах) создавал существенные предпосылки для потенциального рудообразования при последующих процессах метаморфизма и ультраметаморфизма.

РАЗВИТИЕ МЕТАМОРФИЗМА И МАГМАТИЗМА

Метаморфизм приводит к мобилизации и выносу веществ, обладающих сравнительно низкой температурой плавления, низкой плотностью и высокой подвижностью. При этом в подвижное состояние переходят H_2O , CO_2 , SiO_2 , щелочи. В ходе метаморфизма вещества переносятся разными способами, причем диффузия атомов (ионов) через вещество с дефектами в кристаллических структурах в общем играет небольшую роль. Диффузия через кристаллическую решетку происходит крайне медленно, даже при наличии дефектов, поэтому продукты метаморфизма определяются главным образом начальным химическим составом исходных пород. Гранитно-метаморфический слой земной коры характеризуется исключительно пестрым составом, отражающим первичное литохимическое разнообразие пород. При метаморфизме миграция вещества осуществляется двумя основными путями: 1) фильтрационным метасоматозом, 2) анатектической мобилизацией наиболее легкоплавкого материала при селективном плавлении.

Фильтрационный метасоматоз является весьма эффективным процессом переноса вещества. Активизированные в зонах дробления горячие растворы при метаморфизме активно взаимодействуют с горными породами, вызывая процессы растворения и химического замещения. Фильтрационный метасоматоз сопровождается выносом кальция, магния, железа и привнесом щелочей и кремнезема. В результате фильтрационного метасоматоза происходит коренное изменение химического состава породы.

Селективное плавление осуществляется при ультраметаморфизме и охватывает в первую очередь наиболее легкоплавкие компоненты. При увеличении температуры возрастают масштабы плавления исходных пород. В состоянии расплава переходят легкоплавкие компоненты пород, близкие к гранитной эвтектике.

Процессы селективного плавления играли главную роль в раннем и среднем докембрии. При погружении осадка или метаморфической толщи на глубину, где господствует давление порядка 4—6 кбар и температура $650^\circ C$ (давления 4—6 кбар соответствуют глубинам порядка 12—20 км) при достаточно высоком парциальном давлении воды должна возникнуть магна. Г. Винклер и фон Г. Платен экспериментально моделировали процесс выплавления гранитного расплава из метапелитовых пород (гнейсов) в условиях высокого парциального давления паров воды (2 кбар).

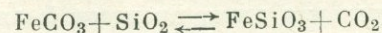
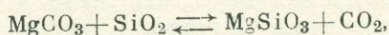
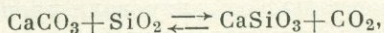
Термодинамические условия этого процесса были экспериментально изучены рядом советских исследователей. Полученные данные свидетельствуют о том, что анатектическая гранитизация и палингенез метапелитовых осадков в условиях температуры и давления земной коры может протекать только при относительно высоком парциальном давлении воды (0,5 кбар и выше), начиная с температуры $640—650^\circ C$. Количество анатектической магмы будет различно в зависимости от исходного состава материнской породы. Все современные данные физико-химических экспериментов и геологических наблюдений отчетливо свидетельствуют о возможности образования палингенной магмы на относительно небольших глубинах при температуре $650—700^\circ C$ и давлении

6—8 кбар, т. е. на глубине 18—30 км при среднем современном геотермическом градиенте.

На многих участках распространения пород докембрия, относимых обычно к архею, распространены гранито-гнейсы и мигматиты — свидетели формирования магмы непосредственно на месте, в пределах видимого современного обнажения. В большинстве случаев поля мигматитов безрудные, что объясняется, по-видимому, потерей ими летучих веществ совместно с рудными элементами в процессе своего образования. Гранитные тела в мигматитовых толщах мало отличаются от ассоциированных с ними гнейсовых полос, однако в более молодых формациях рифея и палеозоя гранитоидные породы приобретают все более интрузивный характер. В этих случаях магматические тела становятся чуждыми вмещающим породам, что способствует формированию контактово-метаморфических месторождений, которые встречаются значительно чаще в фанерозое, а не в докембрии.

Существенную роль в процессах метаморфизма играет вода: она растворяет и переносит вещества, понижает температуру реакции, участвует в минералообразовании. В областях длительного погружения седиментационные воды, чаще всего морского происхождения, достигают глубины 10—12 км. Геоизотерма $+400^{\circ}\text{C}$, вероятно, является границей нижнего распространения жидкой воды. Таким образом, подземные воды (преимущественно вадозные) содержатся в значительных количествах в неметаморфизованных осадках. Но на больших глубинах под влиянием температуры и давления они отделяются от осадков, образуя термальные воды, насыщенные газами (флюиды), восходящими к земной поверхности по трещинам и порам. Иными словами, усиление степени метаморфизма приводит к обезвоживанию исходных пород. Так, если в зоне седиментации осадок содержит до 60%, а на стадиях диагенеза и катагенеза 30—20% H_2O , то в породах зеленосланцевой фации метаморфизма содержание ее уменьшается до 4%, в породах амфиболитовой фации падает до 2—1%, а в породах гранулитовой фации уменьшается до 0,5%. Очевидно, прогрессивный метаморфизм способствует существенной дегидратации исходных пород. Таким образом, возрожденные воды, как воды термальные, активно участвуют в процессах метаморфизма, выполняя роль плавней, катализатора и энергичного растворителя различных веществ, что приводит к существенной мобилизации рудных элементов первоначальной осадочной толщи.

Одновременно с дегидратацией при метаморфизме происходит дегазация первичноосадочных толщ. При этом главным образом выделяется CO_2 преимущественно за счет разложения карбонатов. В условиях увеличения степени метаморфизма равновесие реакций



сдвигается вправо.

В процессе возрастающего метаморфизма происходит формирование термальных вод, насыщенных углекислотой и обладающих высокими реакционными свойствами. Эти регенерированные гидротермальные воды, проникая из нижних горизонтов в верхние, являются важнейшим фактором гидротермального рудообразования на разных возрастных рубежах докембрия. По данным А. И. Перельман, растворы, возникшие таким образом, могут быть рудообразующими, несмотря на относительно низкую концентрацию в них растворимых

металлов. В данном случае решающее значение в рудообразовании имеют геохимические барьеры, которые способствуют осаждению руд из растворов, слабо обогащенных растворимыми металлами. Во всяком случае, процессы метаморфизма различных осадочных толщ докембрия несомненно могут быть определяющими при формировании месторождений гидротермального типа, хотя отдельные стороны этого процесса требуют детального изучения.

В ходе докембрийской истории Земли изменялась интенсивность метаморфических процессов, что определялось термодинамическими условиями. По всем данным метаморфизм с течением времени ослабевал; верхняя зона метаморфизма опускалась все глубже и глубже. В раннем докембрии геотермический градиент был значительно выше современного, что, вероятно, было связано с повышенной генерацией радиоактивного тепла от распада U^{238} , U^{235} , Th^{232} , K^{40} и, возможно, других относительно недолговечных «вымерших» радиоизотопов. В докембрии, в эпоху 3500—2000 млн. лет назад метаморфизм происходил неглубоко от земной поверхности и проявлялся в широком региональном масштабе. Породы этого времени чаще всего представлены гранитами, гранито-гнейсами, мигматитами, значительно реже кластическими породами и сланцами, слабо затронутыми метаморфическими и гидротермальными процессами. Большого размаха достигала метаморфическая дифференциация, что привело к исчезновению первоначальной коры.

По мнению некоторых авторов (В. М. Сеницын и др.), в области континентальных сегментов базальтоидная кора оказалась полностью переработанной и разделенной на два метаморфогенных слоя: гранулит-базитовый и гранито-гнейсовый. Только в немногих районах нынешних щитов сохранились небольшие остатки вулканогенных формаций в виде так называемых «зеленокаменных континентальных ядер». По данным В. М. Сеницына, зона дегранитизации располагалась, вероятно, лишь в 5—10 км от земной поверхности. Поступавший в эту зону древнейший вулканогенный и осадочный материал преобразовывался в гранулиты и отчасти в эколгиты, отдавая при этом большое количество кислых компонентов в верхние горизонты.

В последующую эпоху (2000—1400 млн. лет назад), предшествующую рифею, масштабы и интенсивность метаморфизма уменьшились; понизилась граница зон ультраметаморфизма и гранитизации.

В дальнейшем (1400—570 млн. лет назад) площади регионального метаморфизма еще больше сокращаются. Процесс этот происходил, по-видимому, в пределах разных материков неравномерно, так как типичные гранито-гнейсовые комплексы «архейского» облика широко развиты в Гренвилевском поясе Канады (1100—900 млн. лет), в Антарктиде (600—400 млн. лет), а также в Бразилии (пояс Мантикейра 600—470 млн. лет). Возрастает глубина зон метаморфизма; в прогибах мезо-кайнозойского возраста зона катагенеза распространяется до глубин 8—10 км.

Взаимосвязано с процессами метаморфизма формирование гранитов различных докембрийских эпох. Как и при метаморфизме в докембрии сокращаются масштабы и изменяются пути формирования гранитов в связи с понижением температуры в верхних горизонтах земного шара. Согласно современным представлениям, гранитная магма могла возникать в сиалической коре и во многом отличаться от базальтовой (габброидной) магмы мантийного происхождения. Гранитная и базальтовая магмы образуются на разной глубине. Очаги гранитной магмы возникают не глубже уровня распространения амфиболитовой фации метаморфизма, который в раннем докембрии находится на глубине от нескольких сотен метров до 3 км. (В настоящее время он находится, вероятно,

на глубине 15—20 км.) Базальтовая магма формируется в пределах мантии в интервале глубин 100—200 км. Температура гранитной магмы не более 800° С, а температура базальтовой приближается к 1300° С. Так, температура, измеренная в жидких базальтовых лавах, находится в пределах 1000—1100° С.

На начальных стадиях развития сиаля в тесной ассоциации с мигматитами и анатектитами возникали многочисленные гранитные тела — плоские, неправильной формы. Позднее появляются более крупные тела, а в эпоху 2000—1800 млн. лет назад масштабы гранитизации на разных материках резко возрастают. В дальнейшем намечается отчетливая дифференциация гранитов — выделяются протогеосинклинальный и протоплатформенный типы. Граниты первого типа преимущественно магматогенные, но у них еще сохраняется связь с зонами регионального метаморфизма, хотя степень и интенсивность метаморфизма ослабевают. Многие гранитные плутоны не имеют глубоких корней и признаков перемещения на большие расстояния.

На платформах граниты представлены довольно крупными плутонами с ясно очерченными краевыми частями. Они залегают преимущественно среди слабо нарушенных толщ позднего докембрия. Лишь после эпохи 2000—1800 млн. лет назад в истории Земли впервые появляются плутоны платформенного типа, характеризующиеся отчетливо выраженными контурами, а иногда в тесной парагенетической ассоциации кислых и основных пород. К этой группе относятся рапакиви и гранофировые граниты Украины (возраст 1800 млн. лет), массивы рапакиви Балтийского щита, гранофировые граниты дифференцированных интрузий Южной Африки и Канадского щита.

В позднем докембрии проявления гранитного магматизма все более смещаются в геосинклинальные зоны. Они имеют типичный магматический облик и представлены крупными интрузивными телами — батолитами, обычно залегающими в ядрах антиклинориев. Гранитные батолиты формируются на месте своего залегания при плавлении осадочных, вулканических и метаморфических пород в условиях орогенного режима, когда существует благоприятная термодинамическая обстановка. В апикальных частях батолитовых плутонов происходят магматические эманации, контактово-метаморфические и метасоматические процессы, в результате которых образуются различные магматогенные месторождения. Последние характерны преимущественно для орогенных поясов фанерозоя и в меньшей степени — для позднего докембрия.

Металлоносность гранитных интрузий чрезвычайно пестра и разнообразна. Далеко не всякий гранит является потенциально рудоносным. Вероятно, многие факторы определяют возможность появления рудных месторождений Sn, W, Mo, Pb, Zn, Cu, Co, Ta, Nb, TR, связанных с гранитной магмой. Очевидно, решающее значение имеют два фактора: 1) исходный химический состав осадочно-вулканогенных толщ с предварительной концентрацией тех или иных металлов; 2) относительное обилие летучих (H₂O, CO₂ и др.), которые также могут регенерироваться за счет состава осадочных толщ, подвергающихся метаморфизму и гранитизации.

Решающее значение в металлогении докембрия имеют проявления основного магматизма, с которыми связаны месторождения титана, хрома, никеля, платины и других металлов. Эти месторождения являются продуктами мантийной дифференциации, которая происходила в течение всей истории Земли, начиная от ранних этапов развития. По-видимому, эти процессы вообще были наиболее ранними рудообразующими процессами, своеобразное проявление которых наблюдается в некоторых районах лунных морей. Лунные анортозиты, обогащенные титаном, хромом и другими переходными металлами, характери-

зуются очень высоким возрастом (3500—4000 млн. лет) и могут служить прообразом раннедокембрийской металлогении Земли.

Среди месторождений, генетически связанных с мантийной дифференциацией, В. И. Смирнов выделяет следующие основные формационные группы.

1. Перидотитовую с хромитами.
2. Габбровую с титаномагнетитами и отчасти платиноидами.
3. Трапшовую с месторождениями сульфидных медно-никелевых руд.
4. Кимберлитовую алмазонасную.
5. Щелочно-ультраосновную с месторождениями цветных и редких металлов в карбонатах.
6. Спилит-диабазовую и спилит-кератофировую геосинклиналильные формации, сопровождаемые месторождениями колчеданного типа.

Первые три формационные группы — перидотитовая, габбровая и трапшовая — связаны с интрузивным магматизмом. Они приурочены преимущественно к синеклизам древних платформ и формируются 2000 млн. лет назад (возраст Бушвельдского лополита), а затем развиваются в позднем докембрии и фанерозое. Кимберлитовая и щелочно-ультраосновная формации связаны с глубинными разломами, которые развиваются на древних платформах.

Спилит-диабазовая и спилит-кератофировая формации возникли в условиях подводного вулканизма. С ними связаны месторождения колчеданного типа. В результате подводного вулканизма создаются стратифицированные рудные залежи меди, свинца, цинка. Последние исследования, проведенные в Канаде, дают серьезные основания полагать, что стратиформные месторождения относятся к весьма раннему докембрию (эпоха 3500—2600 млн. лет назад). В последующие эпохи докембрия многие из этих стратиформных месторождений, так же как и месторождения типично осадочного генезиса, подверглись метаморфизму и утратили свой первоначальный морфологический облик.

Во многих разрезах среднего докембрия встречаются пластовые залежи сульфидных руд в гнейсовых комплексах. По сравнению с вмещающими силикатными массами рудное сульфидное вещество легко метаморфизуется, поэтому осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные месторождения раннего и среднего докембрия в разной степени метаморфизованы и лишены своих первичных седиментационных особенностей. Метаморфизм обычно сопровождается мобилизацией и переотложением рудного вещества; возникают вторичные рудные концентрации или на месте первичных, или с переносом. Процессы регенерации сульфидных месторождений иногда достигают такой интенсивности, что первичноосадочные месторождения приобретают типичный эндогенный облик. Ранее подобным месторождениям приписывалось магматогенное происхождение. Однако в настоящее время в связи с накоплением данных по изотопному составу рудного свинца, многие свинцово-цинковые и медные месторождения, ранее считавшиеся гидротермальными, являются регенерированными первичноосадочными месторождениями.

Таким образом, общая эволюция атмосферы, гидросферы, живого вещества и литосферы в докембрии создавала широкие возможности для концентраций многих металлов и образования рудных провинций. Процесс накопления рудных концентраций медленно и необратимо эволюционировал совместно с изменениями среды, преимущественно отражаясь на облике и морфологии осадочных месторождений, в меньшей степени на месторождениях, связанных с гранитизацией и метаморфизмом. Наиболее медленно эволюционировали рудные процессы мантийной дифференциации, отличаясь друг от друга больше структурными особенностями и масштабом, чем составом руд и вмещающих пород.

ЖЕЛЕЗО

По распространению в земной коре железо стоит на втором месте после алюминия. В докембрийской истории земной коры довольно часто создавались предпосылки для его рудных концентраций. Первичным источником гипергенного железа в раннем докембрии были основные эффузивы, которые отличались от других изверженных пород повышенным содержанием железа. Так, по данным А. А. Беуса (1972), в базальтах геосинклинальных районов в среднем содержится 8,4% железа. В основных эффузивах преобладает закисная форма железа, что можно видеть из следующих данных (в %):

	FeO	F ₂ O ₃
Базальты (в среднем)	6,37	5,38
Платобазальты	9,78	3,59
Базальты Гавайских островов	9,77	1,48
Спилиты	7,65	1,89

При прочих равных условиях закисное железо как в прошлом, так и в настоящем легче выщелачивалось и мигрировало в водных растворах, чем другие его формы. Из всех природных соединений железа наиболее растворима его закисная форма в виде карбоната $Fe(HCO_3)_2$, образующаяся при воздействии углекислых вод на силикатные железосодержащие породы.

Рудные концентрации железа возникали в разных геологических условиях и имели различный генезис. Месторождения железных руд представлены следующими генетическими типами.

1. Гистеромагматические, или позднемагматические, месторождения образовались при обособлении железа вместе с летучими элементами в остаточных магмах. Они представлены двумя формациями: а) апатит-магнетитовыми рудами типа Кируна в Швеции; б) формацией титаномагнетитовых руд.

2. Скарновые месторождения, образующиеся при контактово-метасоматических процессах между карбонатами и умеренно кислыми гранитоидами: гранодиоритами, кварцевыми диоритами и монцонитами.

3. Гидротермальные месторождения для железа мало характерны, но иногда они довольно крупные.

4. Формации магнетит-ильменитовых россыпей, образующиеся за счет разрушения коренных месторождений железа.

5. Формации железных шпал, возникающие при окислении сульфидных колчеданных месторождений. Промышленное значение их невелико; для докембрия совершенно не характерны.

6. Формации железистых латеритов образуются преимущественно в современных условиях в связи с выветриванием основных и ультраосновных пород в обстановке тропического гумидного климата.

7. Формации сферосидеритовых руд инфильтрационного генезиса возникают при выщелачивании, переносе и переотложении соединений железа. Качество руд невысокое и промышленное значение месторождений этого типа второстепенное.

8. Формации гётит-шамозит-сидеритовых руд образуются в морских и озерных бассейнах при переносе коллоидных соединений железа поверхност-

ными водами и коагуляции их в прибрежной полосе морских бассейнов. Для них характерна оолитовая структура, иногда встречаются очень крупные месторождения.

9. Формации железистых полосчатых кварцитов осадочно-метаморфического генезиса. Характерны исключительно для докембрия.

Из перечисленных выше генетических типов железорудных месторождений в докембрии отсутствуют (5) и (6). Значительно чаще встречаются (1), (2), реже (3), типом (7) можно вообще пренебречь. Типы (8) и (9) развиты особенно широко. Так, в пределах такого обширного района развития докембрийских отложений как Алданский щит, выделяется крупная железорудная провинция (табл. 6).

Т а б л и ц а 6

Генетическая классификация железных руд Алданского щита.
По В. А. Перваго

Генетический тип	Минералогическая характеристика	Возраст
I. Осадочный с наложением регионального метаморфизма	Железистые кварциты (кварц-магнетитовые руды)	Архей
II. Осадочный в карбонатных породах с наложением интенсивных процессов метасоматоза	Магнетитовые руды с форстеритом, диопсидом или скаполитом	»
III. Осадочный с наложением метаморфизма и частично метасоматоза	Кварц-магнетитовые, кварц-гиперстеп-магнетитовые руды	»
IV. Осадочный метаморфический	Магнетитовые кварциты, иногда мартитовые	Нижний протерозой
V. Осадочный прибрежно-морской	Оолитовые гематитовые руды	Синий (рифей)
VI. Контактново-метасоматический, связанный с магнезиальными скарнами в доломитах	Магнетитовые руды с серпентином, флогопитом, актинолитом, тремолитом	Верхний мезозой
VII. Средне- и низкотемпературный гидротермальный	Кварц-гематитовые и кварц-барит-гематитовые руды	Протерозой
VIII. Магматический	Титаномагнетитовые руды с роговой обманкой, биотитом, хлоритом	Нижний протерозой

Если исключить контактно-метасоматические руды, относящиеся к мезозою, то в докембрии Алдана встречаются довольно разнообразные типы железных руд. Подобная картина в той или иной степени наблюдается и в других крупных докембрийских щитах. Однако наиболее важное промышленное значение имеют осадочные руды докембрия, в разной степени метаморфизованные на различных возрастных рубежах. Поэтому мы опустим значительную часть эндогенных железорудных месторождений докембрия и остановимся только на осадочных и осадочно-метаморфических.

По железистым осадочным породам и формациям докембрия к настоящему времени накопился огромный фактический материал. Опубликованные исследования по всем железорудным докембрийским формациям мира чрезвычайно обширны, поэтому ниже будут рассмотрены только наиболее важные и типичные месторождения.

Существует много литологических разновидностей железосодержащих осадочных пород, которым присвоен термин «железорудная формация». В течение длительного времени железистые кварциты докембрия попадали в один тип железорудной формации. Впервые Г. А. Гросс (Gross, 1965, 1966) среди полосчатых железорудных формаций стал выделять тип Альгома и тип оз. Верхнего. Он выделил четыре типа химических осадочных железорудных формаций вне зависимости от возраста. Каждый из этих типов сложен различными литологическими (геохимическими) фациями, содержащими окислы железа, силикатные, карбонатные или сульфидные минеральные ассоциации. Главные типы осадочных железистых формаций получили название: тип Альгома, Супериор (оз. Верхнее), Клинтона и Минетте.

Тип Альгома получил название от отложений, описанных в районе Альгома в провинции Онтарио (Канада). Этот тип характеризуется слоями, сложенными серыми или красными кремнистыми сланцами, переслаивающимися со слоями, обогащенными магнетитом и гематитом. Встречаются и другие минеральные фации — массивные сидеритовые и пирит-пирротиновые слои. Железистые формации этого типа обычно ассоциируют с вулканическими породами. Формации типа Альгома преобладают в докембрийских вулканических поясах.

Тип Супериор (оз. Верхнее) относится к геосинклинальным формациям.

Таблица 7

Черты сходства и различия железистых кварцитов докембрия.
По Л. Н. Формозовой

Сходство	Различие
1. Образование в геосинклинальных условиях	1. Этапы геосинклинального развития, к которым приурочены железистые кварциты
2. Приуроченность к докембрию	2. Вмещающие породы
3. Тонкая слоистость, обусловленная чередованием железистых минералов	3. Характер бассейна и глубина осадения железистых кварцитов
4. В архее всегда отмечается тесная связь с вулканизмом	4. В протерозое тесная связь с вулканизмом проявляется не всегда
5. Всегда тесная связь с кремнеземом	5. Характер вулканизма, с которым связаны руды
6. Первичные железистые минералы встречаются всегда в виде химического осадка	6. Кластика не всегда присутствует
7. Почти всегда присутствует углисто-графитовый материал	7. Первичные рудные минералы
8. Сходны процессы образования богатых руд из материнских железистых пород	8. Сульфиды и гриналит не всегда присутствуют
	9. Сопутствующие марганцевые руды возникли преимущественно в карбонатных формациях
	10. Оолитовые текстуры присутствуют в железистых кварцитах только с протерозоя
	11. Железистые слои переслаиваются различным, а не только кремнистым материалом

Распространен в пределах Великих озер и в Лабрадорской геосинклинали в Северной Америке. Характеризуется тонкополосчатыми кремнисто-железистыми породами с гранулярной дооолитовой структурой, не содержащей (или содержащей очень мало) кластического материала. Геохимические фации — магнетитовые и гематитовые, или кремнистые с силикатными и карбонатными разновидностями — хорошо развиты и обычно разделены в определенных стратиграфических зонах. Это наиболее распространенный тип железорудной формации в докембрии.

Типы Клинтон и Минетте представлены гематит-шамозит-сидеритовыми рудами. Типы эти развиты в фанерозое и рассматриваться не будут.

По мнению Г. А. Гросса (Gross, 1966), большинство рудоносных формаций типа Альгома отложились в раннем докембрии, тип Супериор — в среднем и позднем докембрии, тип Клинтон — в раннем палеозое, а тип Минетте — в мезозое и позже.

Обширный материал по типам железных руд докембрия систематизирован и подробно рассмотрен с точки зрения формационного анализа Л. Н. Формозовой (1973).

Основываясь на чертах сходства и различия (табл. 7), Л. Н. Формозова выделила следующие типы формаций докембрия, содержащие железные руды: киватинский, тип Кируна, лептитовый, Тимискаминг, криворожский, итабитовый и оолитовый.

КИВАТИНСКИЙ ТИП

Формации киватинского типа приурочены главным образом к зеленокаменным ядрам материков и характеризуются следующими чертами.

1. Формации киватинского типа образовались в эпоху перехода от состояния высокой пластичности земной коры к более стабильному состоянию или в самые начальные стадии развития геосинклиналей.
2. В разрезе формаций встречаются вулканические породы контрастного состава, но преобладают основные разности, тесно связанные с интрузиями основных и ультраосновных пород.
3. Руды обычно ассоциируют с основными вулканическими породами, но изредка залегают на кислых лавах и туфах.
4. Вулканические породы не имеют щелочного характера.
5. Осадочных пород в разрезе мало или они отсутствуют. Филлиты и сланцы могли образоваться за счет размыва вулканических пород.
6. Железистые кварциты залегают прерывистыми горизонтами, переслаиваясь с измененными туфами и лавами.
7. Кластического материала в железистых кварцитах нет.
8. В породах формации много вулканогенного кремнезема (chert).
9. Местами отмечается повышенное содержание углерода.
10. Оолиты, пизолиты, гранулы и водорослевые структуры отсутствуют.
11. Отмечается глубоководность пород и руд.
12. Первичные минералы железистых кварцитов — чаще всего карбонаты железа (сидерит, ферродоломит, анкерит), реже силикаты железа и магнетит. Много пирита и мало окислов железа. Марганцевые минералы редки.
13. Часто наблюдается хорошая сохранность первичных структур и текстур пород формации.

Киватинская железорудная формация получила название от древней серии Киватин к западу от оз. Верхнего на территории Канадского щита. Киватин-

ский тип формации развит также в районе Мичипикотен (северо-восточный берег оз. Верхнего) в провинции Квебек. В Европе к киватинскому типу относятся крупные месторождения железистых кварцитов в Финской Лапландии; Курская магнитная аномалия (михайловская и обоянская серии), Конкско-Белозерская рудная полоса в пределах Украинского щита, месторождения Южного Урала (тараташская свита).

Киватинский тип составляет нижний отдел Дарварской системы докембрия Индии. К нему относятся древнейшие железистые кварциты Западной Австралии в районах Пилбара, Иилгарн и Олари, где нижний докембрий представлен наиболее полно. Во многих районах докембрия Африки развиты формации киватинского типа. Это система Свазиленд в Трансваале и системы Себаквиан и Булаваян в Южной Родезии. Близкие к киватинскому типу формации встречаются в отдельных районах Южной Америки, но они еще недостаточно изучены.

Типичный разрез киватинской формации находится в кряже Вермилион в Северо-Восточной Миннесоте у канадской границы. Здесь установлена следующая возрастная последовательность главных пород района:

лаврентьевские граниты и другие интрузивы,

киватин — железорудная формация Соуден,

эли — зеленокаменные породы, основные эффузивные и интрузивные породы.

Зеленокаменные породы являются главной составной частью киватинской формации. Последняя состоит из измененных изверженных пород, вероятно потоков; во многих местах породы рассланцованы. Формация Соуден является наиболее древней рудной формацией района, покрывающей зеленокаменные породы. Она состоит в основном из джеспилитов и содержит немного сланцев и конгломератов. Некоторые пласты образованы главным образом окислами и карбонатами железа. Зеленокаменные породы Эли и формация Соуден интродированы гранитами, фельзитами и порфиритами, которые местами метаморфизованы и превращены в сланцы. Железные руды кряжа Вермилион преимущественно находятся в формации Соуден и залегают до глубины 700 м ниже поверхности. После образования эта рудная формация подверглась складчатости, затем в результате эрозии верхние части многих складок были удалены.

Формация Соуден первоначально состояла из кварц-железо-карбонатных пород и полосчатых гидроокислов железа. Впоследствии циркуляция вод вызвала выщелачивание кремнезема и определила концентрацию железа в догуронское время. Сильная складчатость и метаморфизм после отложения нижнего гурона определили образование твердых руд, их дегидратацию и кристаллизацию. В нижней формации Эли также произошла значительная концентрация железа после отложения нижнего гурона. Рудная зона кряжа Вермилион состоит из неправильного чередования магнетита, гематита, кварца и амфибола.

По простиранию руды переходят в графит-пиритовые сланцы. Во всех породах формации отмечается повышенное количество углерода и пирита. Черные графит-пиритовые породы содержат 20—24% органического углерода, в них найдены микроструктуры, для которых доказано биологическое происхождение. Формации железа в кряже Вермилион непосредственно связаны с основными эффузивами и туфами. В районе оз. Вермилион руды имеют промышленное значение (Fe 20—40%), причем около половины железа присутствует в виде магнетита.

ЛЕПТИТОВЫЙ ТИП

Лептитовый тип включает две разновидности железорудных формаций — порфиристо-лептитовую и лептитовую, которые ассоциированы главным образом с кислыми вулканическими породами. Частная разновидность этого типа — порфиристо-лептитовая формация — ассоциирована преимущественно с кислыми — щелочными породами: порфирирами, сиенит-порфирирами, кварцевыми порфирирами и кварцевыми кератофирами.

Осадочных пород лептитового типа очень мало. Лептитовая (туффосланцевая) формация также ассоциирована с кислыми — щелочными вулканическими породами, но туфы-лептиты преобладают над лавами. Формация распространена в Северной Швеции, на Кольском полуострове, в Карелии.

ТИП ТИМИСКАМИНГ

Тип Тимискаминг характеризуется следующими основными чертами.

1. Образование известково-кремнистых формаций происходило в узких приразломных трогах.
2. В разрезе формаций много основных вулканических и осадочных пород.
3. Присутствуют грубые кластические породы, граувакки и пирокластита.
4. Известняки местами имеют водорослевую структуру.
5. На известняках залегает один рудный горизонт.
6. Руды сравнительно глубоководные.
7. Оолиты в руде отсутствуют.
8. Руды содержат пизолитовые образования, возможно связанные с менее глубоководными условиями, чем руды киватинского и порфиристо-лептитового типов.
9. Первичные рудные минералы, по-видимому, окисные (гематит и гётит).
10. Магнетит отсутствует.
11. Нижняя часть рудного горизонта обогащена марганцем.
12. Наблюдается обогащение пород формаций алюминием и титаном.

Железные руды залегают непосредственно на известняках и доломитах, поэтому формацию можно назвать известково-кремнистой. Данный тип формации распространен ограниченно, известен в районе озер Стип Рок и Онтарио в Канаде.

КРИВОРОЖСКИЙ ТИП

Криворожский тип, принадлежащий к кремнисто-сланцевой формации, характеризуется следующими чертами.

1. Формации криворожского типа образовались в средней стадии развития геосинклиналей в узких прогибах, реже в прогибах изометричного строения.
2. Формации сложены сильно метаморфизованными осадочными, в меньшей степени вулканическими породами.
3. Вулканические породы имеют преимущественно основной и ультраосновной состав.
4. Формации сложены различными сланцами, филлитами, конгломератами, рудными и нерудными кварцитами. Карбонатные породы встречаются в небольшом количестве и не являются обязательными членами парагенезиса.
5. Руды обычно образуют несколько мощных и богатых железом горизонтов.

6. Первичные минералы представлены сидеритом, магнетитом, силикатами и окислами железа, сульфидами.

7. В небольшом количестве встречаются доломит-магнетитовые кварциты.

8. В породах и рудах часто наблюдается повышенное содержание фосфора и углерода.

9. Оолиты и пизолиты в рудах отсутствуют.

10. Водорослевые текстуры также отсутствуют.

11. Глубина образования руд различна.

12. Обогащение марганцем не наблюдается.

Наиболее типичным примером данной формации является разрез Криворожского железорудного бассейна в структуре Украинского кристаллического щита. За последние десятилетия особенно интенсивные исследования Криворо-

Жога были проведены украинскими геологами под руководством Я. Н. Белевцева. Значительная часть разреза КМА также относится к криворожскому типу.

Криворожская рудная зона вытянута в субмеридиональном направлении примерно на 100 км при ширине 6—7 км. Продолжением ее на севере являются месторождения Кременчугской зоны. Седиментация криворожской серии происходила в интервале 2000—2700 млн. лет назад, т. е. в среднем докембрии.

В криворожской серии выделяются три свиты: нижняя, средняя и верхняя.

Нижняя свита мощностью 100—250 м состоит из переслаивающихся амфиболитов, аркозовых песчаников, кварцитов и сланцев серицитового, хлорит-серицитового, слюдяного и гранатового состава.

Средняя железо-продуктивная свита мощностью 1200—1300 м представлена переслаивающимися магнетит-мартитовыми роговиками, джеспилитами, хлоритовыми, хлорит-биотитовыми и амфиболовыми сланцами. Всего в ней насчитывается семь железистых и семь сланцевых горизонтов.

Верхняя свита мощностью более 2500 м сложена доломитами, песчаниками, конгломератами и сланцами углисто-серицитового, слюдяного, амфиболового состава.

В средней и верхней свитах Криворожского бассейна могли отлагаться все четыре фации железистых пород, выделенные Г. Л. Джеймсом (James, 1954) для докембрийских железистых кварцитов: окисная, карбонатная, силикатная и сульфидная при резком преобладании окисной фации и менее распространенной силикатной.

В структурном отношении Криворожская полоса представляет собой сложную складчатую зону. После длительных и интенсивных дислокаций и метаморфизма криворожская серия оказалась сильно измененной и деформированной (рис. 8).

Среди рудных тел Криворожского бассейна выделяют бедные и богатые. К бедным

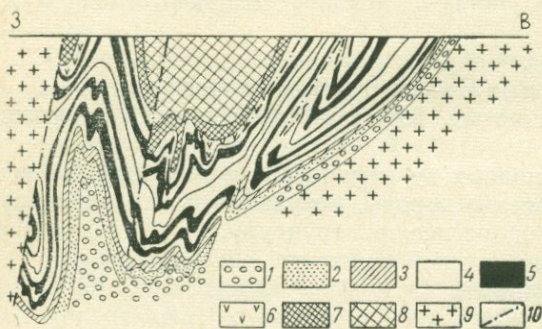


Рис. 8. Тектоническая схема Криворожского бассейна. По Я. Н. Белевцеву.

1 — саксаганские плагиограниты; 2 — амфиболиты; 3 — нижняя свита криворожской серии; 4 — тальк-карбонатные горизонты; 5 — железорудные горизонты средней свиты; 6 — сланцевые горизонты средней свиты; 7 — железистая часть верхней свиты; 8 — углистая часть верхней свиты; 9 — кировоградские граниты; 10 — линии тектонических контактов

рудам относятся горизонты джеспилитов со средним содержанием железа 25—40%. Богатые руды с содержанием железа 50% и более приурочены к тектоническим нарушениям железорудных пластов джеспилитов.

Текстурные особенности бедных руд показывают, что они представляли собой первичные морские осадки. Богатые рудные залежи образовались за счет железистых пород преимущественно в результате выноса кремнезема природными растворами.

О происхождении этих растворов (гидротермальное, вадозное, метаморфогенное) существуют различные мнения. Очевидно, в разных участках Криворожского бассейна растворы могли иметь различное происхождение: так, в северной части Кривого Рога проявились гидротермальные процессы, связанные с щелочным метасоматозом. В целом богатые руды Кривого Рога имеют сложный генезис.

При сравнении железных руд Кривого Рога с другими аналогичными образованиями докембрийских районов земного шара М. С. Марковым (1959) был выделен криворожский тип железистых формаций. В то же время следует отметить некоторые железорудные бассейны, по литологии близкие к Криворожскому бассейну.

Либерийское железорудное месторождение в районе Гое Рендж находится в 60 км восточнее Монровии и в 15 км от Гвинейского залива (Berge, 1971). Железорудная формация залегает на гнейсовом комплексе, возраст которого в Северной Либерии установлен 2700 ± 100 млн. лет.

Простирание серии в общем северо-западное. Серия состоит из двух свит — нижней и верхней. Разрез серии следующий (сверху вниз):

Верхняя свита	{	Кварциты и кварцевые кварциты	
		Верхняя железистая формация . . .	50—150 м
		Верхние аргиллитовые сланцы . . .	50—150 »
		Кварциты	100 »
		Железисто-аргиллитовые сланцы . . .	30 »
		Кварциты	100 »
	{	Нижняя железистая формация . . .	50 »
Нижняя свита	{	Нижние аргиллитовые сланцы	150—250 »

На месторождении нет данных о вулканических породах.

Характерной геохимической чертой является повышенное содержание фосфора: в отдельных случаях темные полосы содержат 1%, а светлые полосы 0,1—0,15% P_2O_5 .

Минералогическое изучение руд показало, что фосфор присутствует в форме апатита и огелита $[Al_2PO_4] \cdot [OH]_3$, очевидно он осадочного происхождения. Распространенность фосфора в первичной железистой формации является существенно повышенной по сравнению со средним для докембрийских железистых формаций. Среднее содержание алюминия также высокое — 2%; встречается он обычно в силикатах.

Высокая степень метаморфизма и изменение пород при химическом выветривании затрудняют восстановление условий первичной седиментации. Вероятно, первичные осадки были представлены окисной и силикатной фациями. Региональный метаморфизм достиг ступени эпидот-амфиболитовой фации. Богатые руды образовались, по-видимому, в результате выветривания и выщелачивания кремнезема из полосчатых железистых кварцитов. В современных условиях

это связано с латеритизацией. В общем состав железистой формации Либерии подобен другим известным докембрийским формациям мира, отличается лишь повышенным содержанием алюминия и фосфора.

Месторождение Серра-Дос-Карайос открыто в 1967 г. в восточной части штата Пара в Бразилии. Кряж Карайос составляет часть докембрийской территории к югу от р. Амазонки и находится между реками Токантинж и Мадейра.

В верхней части месторождения залегает мощная тропическая кора выветривания, затрудняющая изучение.

По данным Г. Е. Толберта, Дж. В. Треймана и др. (Tolbert *et al.*, 1971), толща представлена железистыми породами (итабиритами), метаморфизован-

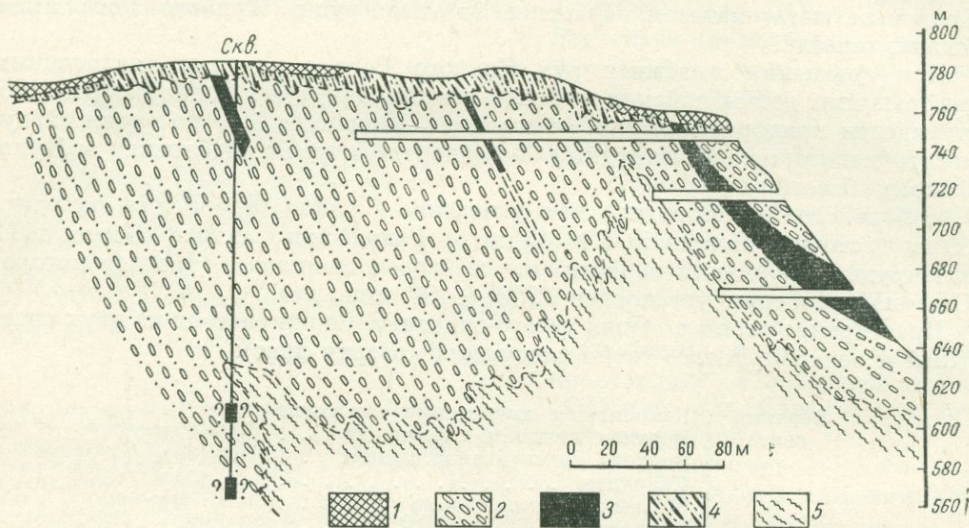


Рис. 9. Геологический разрез через кряж Карайос в Бразилии. По Г. Е. Толберту и др. (Tolbert *et al.*, 1971).

1 — обогащенные рудные прослои Канга; 2 — свободный гематит; 3 — основные интрузивы; 4 — область выветривания; 5 — итабирит

ными, нарушенными разломами и складчатостью (рис. 9). Породы, ассоциирующие с железистой формацией, представлены филлитами, слюдяными сланцами, кварцитами и кварцевыми песчаниками. Определения возраста калий-аргоновым методом показали, что последние метаморфические явления произошли 2000 млн. лет назад. Возраст амфиболитов соседнего района 3280 ± 113 млн. лет, они являются древнейшими породами Бразилии. Следовательно, формирование всей толщи Карайос происходило, вероятно, в интервале от 2000 до 3280 млн. лет назад.

Основные интрузивы образуют на месторождении дайки и силлы мощностью от нескольких сантиметров до нескольких сот метров. Выщелачивание кремнезема из итабирита метеорными водами и возникновение остатка в виде окислов железа было наиболее эффективным процессом формирования богатых руд. Железные руды состоят из рыхлого тонкозернистого гематита, который большей частью покрыт твердыми рудами Канга. Твердые гематитовые руды слагают холмы и встречаются в виде небольших линз и таблитчатых тел в мягких рудах.

ИТАБИРИТОВЫЙ ТИП

Термин итабирит произошел от названия поселка Итабирито штата Минас-Жерайс в Бразилии. Формации итабиритового типа характеризуются следующими чертами.

1. Доломит-кремнистые формации с итабиритами образовались в эвгеосинклинальных условиях.
2. Связь руд с основными вулканическими породами и интенсивность вулканизма в разных районах различны.
3. Осадочных пород часто больше, чем вулканических.
4. Характерны доломиты с повышенным содержанием железа, кремнезема и марганца.
5. Железистые кварциты-итабириты и железо-марганцевые руды сравнительно глубоководные, образовались в бассейнах со свободной циркуляцией морской воды.
6. Терригенный материал в рудах отсутствует.
7. Оолитовые и водорослевые текстуры отсутствуют.
8. Первичные минералы обычно представлены окислами и карбонатами железа и марганца.
9. Минералы гриналит, шамозит и другие силикаты железа обычно отсутствуют, встречаются только в зонах активного вулканизма.
10. Быстрой смены фаций нет. Окисная фация итабиритов устойчива.
11. Руды обычно образуют несколько горизонтов.
12. Часто наблюдается переслаивание железистых кварцитов с доломитами и амфиболитами.
13. Богатые руды имеют гематит-магнетитовый состав.
14. Постоянно присутствуют в большем или меньшем количестве марганцевые или железо-марганцевые руды.

Итабиритовый тип формаций широко развит в докембрийских отложениях Индии, Австралии, Южной Африки, Бразилии.

В Австралии наиболее значительные докембрийские железорудные бассейны находятся в районах Хамерсли (Западная Австралия) и Мидибек (Южная Австралия). В железорудной провинции Хамерсли преобладают осадочные породы и лавы мощностью 11 000 м. Они разделяются на три толщи — группы: Фортскью, Хамерсли и Вайлу. Наиболее крупные месторождения железа приурочены к джеспилитовой формации Брокмэн в группе Хамерсли и находятся в средней тектонической зоне провинции. Полосчатая железистая формация рудного поля Хамерсли содержит 15 млрд. т высококачественных руд (Davidson, 1969). В бассейне Хамерсли выделяются следующие типы руд (рис. 10):

- 1) гематитовые руды типа оз. Верхнего с содержанием 25—69% железа;
- 2) гематитовые конгломераты или руды типа Канга с содержанием 52—58% железа;
- 3) лимонитовые, пизолитовые руды с содержанием 52—58% железа.

Наиболее значительными запасами обладают руды первого типа. Они образовались за счет обогащения джеспилитов под действием грунтовых вод, в результате чего произошло окисление магнетита до гематита. Богатые рудные тела в средней зоне обычно залегают в ядрах синклинальных складок второго порядка на крыльях главных структур. Второй и третий типы руд, представленные аллювиальными отложениями, возникли, по-видимому, в кайновое в результате выветривания джеспилитов и гематитовых руд и переотложения

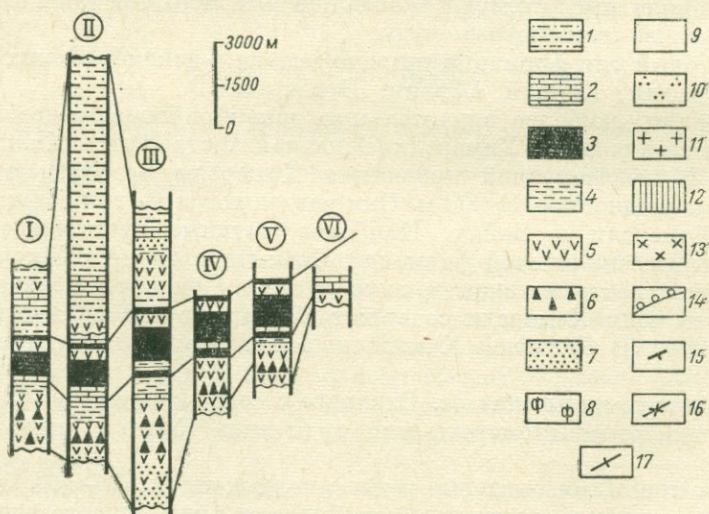
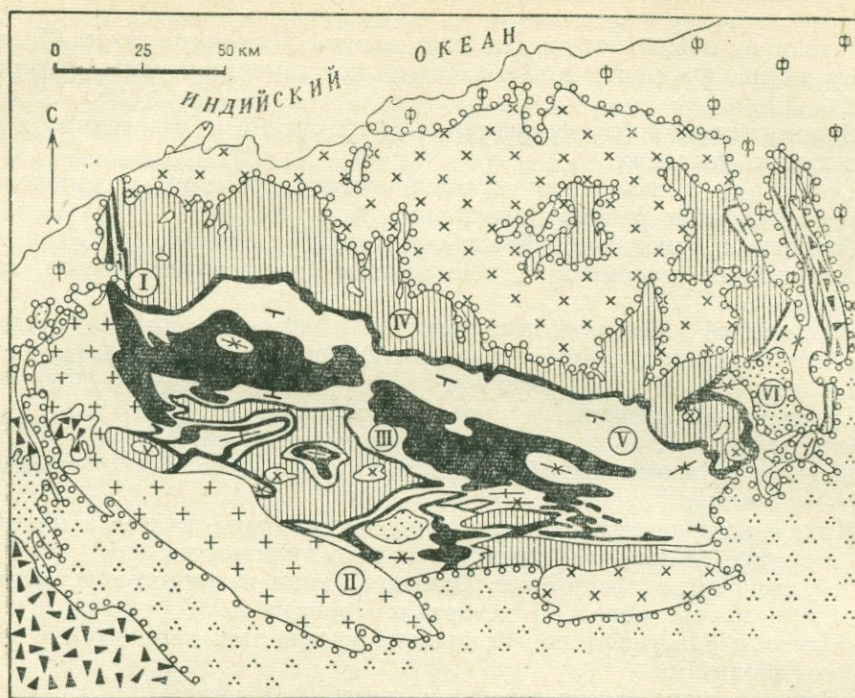


Рис. 10. Схематическая геологическая карта и стратиграфические колонки участков района Хамерсли. По А. Трендалу.

1 — кlastические осадочные породы группы Хамерсли; 2 — доломиты; 3 — породы железистой формации; 4 — сланцы; 5 — лавы; 6 — туфы и вулканические агломераты; 7 — песчаники; 8 — фанерозойские породы; 9 — рудовмещающие породы; 10 — породы группы Бенгмелл; 11 — граниты; 12 — породы группы Фортскью; 13 — архейские породы; 14 — несогласие; 15 — элементы залегания слоев; 16 — оси синклиналей; 17 — оси антиклиналей.
Опорные разрезы: I — Ярралуа, II — Три Крик, III — гора Брюс, IV — Пирамид, V — Рой Хилл, VI — Бальфур Даунс

продуктов разрушения. Возраст группы Хамерсли (2100 млн. лет) хорошо датирован рубидий-стронциевым методом по лавам.

Железорудный бассейн Нама — Трансвааль в Южной Африке содержит огромные запасы железных руд, которые оценивались П. А. Вагнером (Wagner, 1928) в 3400 млрд. т. Этот бассейн Н. М. Страхов (1947) считал бассейном переходного типа между обычным докембрийским бассейном с полосчатыми рудами и осадочным бассейном с оолитовыми рудами, характерными для фанерозойских железорудных месторождений. Н. М. Страхов в соответствии с прежними представлениями относил системы Нама — Трансвааль к концу докембрия — началу палеозоя. Однако такая оценка возраста оказалась ошибочной. Согласно новым данным, полученным для ряда изверженных пород, секущих осадочные толщи Южной Африки, и обобщениям радиологических данных (Тугаринов, Войткевич, 1970) устанавливается следующая возрастная последовательность горных пород Трансвааля.

Вулканический комплекс Пиландсберг (1300 млн. лет)

Система Ватерберг

Магматический комплекс Бушвельда (1950 ± 50 млн. лет)

Система Трансвааль

Система Венгерсдорп

Древнейшая кластическая урановая минерализация

Ранда (3100 млн. лет)

Система Витватерсранд

Древнейшая минерализация Розетта (3100—3400 млн. лет)

Древний гранит Трансвааля

Система Барбертон (Свазиленд)

Следовательно, система Трансвааль относится к среднему докембрию. В этой системе выделено три свиты (снизу вверх): Блек-Риф, Доломитовая и Претория. На севере Капской провинции выделены эквиваленты двух последних свит: свиты Кемпбелл-Ранд и Грикватаун. Свиты Претория и Грикватаун представлены мощными толщами яшм, сланцев и карбонатных пород, с которыми связаны итабириты и богатые железные руды. Породы системы Трансвааль интродуцированы крупным Бушвельдским магматическим комплексом и перекрываются более молодыми докембрийскими отложениями системы Ватерберг (рис. 11). Большая часть пород системы Трансвааль не метаморфизована, но местами проявился термический эффект Бушвельдского комплекса. По материалам П. А. Вагнера (Wagner, 1928), в провинции Нама — Трансвааль установлено два типа железных руд: оолитовые гематито(магнетит)-шамозит-сидеритовые руды и полосчатые кварциты (джеспилиты, итабириты). Если второй тип обычен для докембрия, то первый тип для докембрия не характерен, или точнее, он мало распространен и будет рассмотрен дальше.

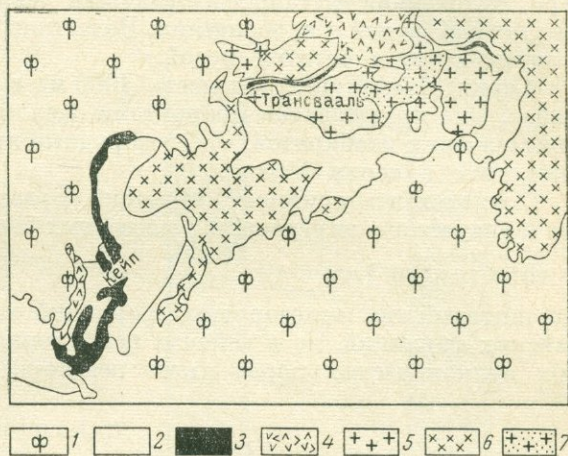


Рис. 11. Схематическая геологическая карта района железорудных месторождений Южно-Африканской Республики. 1 — фанерозойские отложения; 2 — рудомещающие толщи; 3 — железорудные формации; 4 — породы системы Ватерберг; 5 — породы Бушвельдского комплекса; 6 — породы древней Трансваальской системы; 7 — красные граниты Бушвельдского комплекса

Породы итабиритовой формации развиты в отложениях среднего докембрия Бразилии: Рио-дас-Вельяс, Минас и Итаколуми. В серии Рио-дас-Вельяс (мощность 4200—1000 м) преобладают кварц-мусковитовые и серицитовые сланцы; встречаются карбонатные сланцы, мраморы и филлиты, граувакковые сланцы, амфиболиты. Прослой железистых кварцитов сложены карбонатными фациями, которые переслаиваются с гранат-ставролитовыми сланцами.

Серия Минас (мощность 700 м) состоит из двух групп, разделенных несогласием. Начинается серия отложениями базальных конгломератов, перекрытых кварцитами, филлитами и сланцами. Железородной является группа Итабира, сложенная метаморфизованными железистыми кварцитами с богатой гематитовой рудой и карбонатами. Известняк всегда содержит примеси гематита и ассоциирует с богатой рудой.

Серия Итаколуми (мощность 1000 м) с несогласием перекрывает серию Минас. Она представлена кварцитами, филлитами и конгломератами с галькой нижележащих итабиритов. Железородные прослойки встречаются значительно реже, чем в серии Минас.

Для всех итабиритовых формаций Бразилии характерно почти повсеместное присутствие марганца в железистых прослойках.

ТАКОНИТОВЫЙ ТИП

Таконитовый тип железородных формаций отличается от других типов докембрийских формаций, но в районах накопления значительного количества основных вулканических пород имеет некоторое сходство с киватинским типом.

Таблица 8

Стратиграфия и литология докембрия в Северном Мичигане

Возраст	Серия	Состав
Верхний докембрий	Кивиноун	Песчаники, конгломераты, экструзивные вулканические породы
	Несогласие	
Средний докембрий	Килларней	Гранитные и основные породы
	Верхний Гурон	Граувакки, сланцы, основные вулканические породы, местами железистая формация
	Средний Гурон	Железистая формация, сланцы, кварциты
	Нижний Гурон Несогласие	Доломиты, кварциты
Нижний докембрий	Альгомап	Гнейсо-граниты, метаосадочные вулканические породы Гранито-гнейсы
	Лаврентий	

В США и Канаде таконитами называют первичные железистые породы гранулярной текстуры, обычно небогатые железом. Их разделяют на сланцевые и кремнистые («slaty» и «cherty members») разновидности, чередующиеся в разрезе. По данным Ф. Грота и Ж. Ф. Вольфа, все разновидности сланцев обладают тонкой осадочной сланцеватостью, а кремнистые характеризуются плотным толсто-слоистым и волнослоистым конкреционным или водородослевым сложением. К сланцевым и кремнистым членам относятся различные типы таконитов. Л. Н. Формозова выделяет следующие характерные черты формаций таконитового типа.

1. Формации таконитового типа образовались по краям геосинклинальных бассейнов, но не в начальные стадии прогибания.

2. В районах с большими мощностями формаций наблюдается неоднократная смена вулканических, химических и кластических отложений.

3. Вулканические породы развиты неравномерно. Железистые горизонты чаще связаны с туфами, чем с лавами. Иногда они отсутствуют.

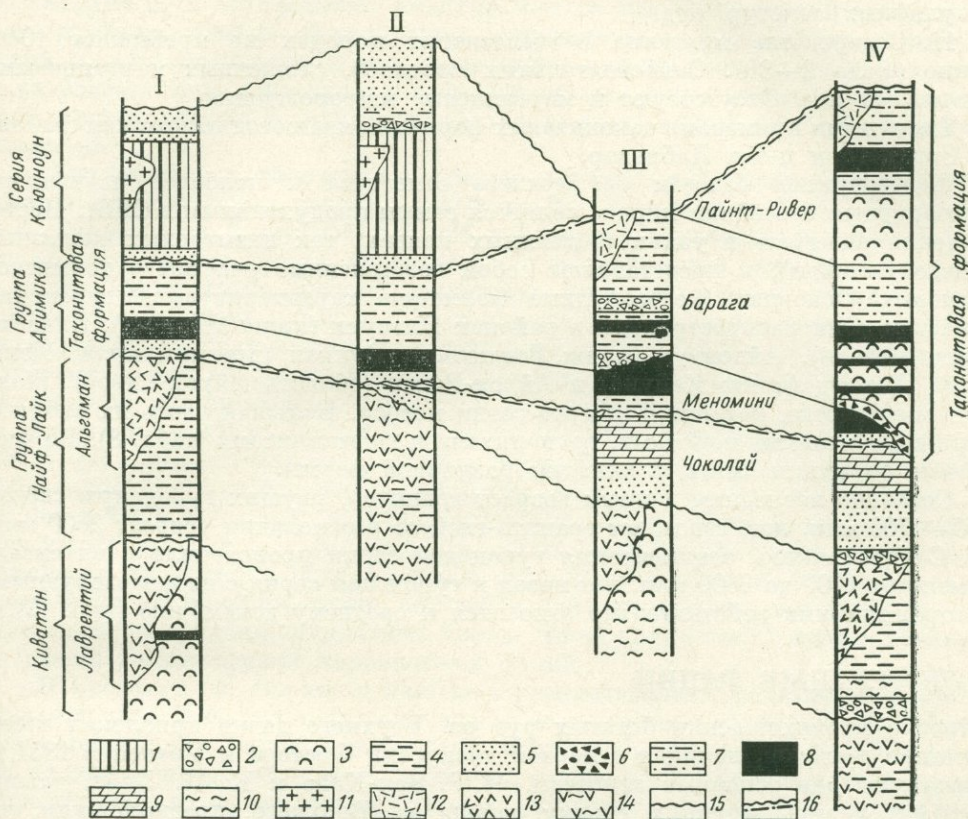


Рис. 12. Сопоставление разрезов докембрийских пород провинции Великих Озер. По А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу (1970).

Рудные районы: I — северная часть штата Миннесота и юго-западная часть провинции Онтарио, II — Годжебик — Кюона, III — Маркет, IV — Меномини.

1 — базальты; 2 — зеленокаменные туфы и брекчии; 3 — зеленокаменные породы, частично сохранившие подушечную текстуру; 4 — амфиболиты базальтового состава; 5 — песчаники и кварциты; 6 — конгломераты, конгломератовые песчаники, аркозы; 7 — граувакки, аргиллиты, сланцы; 8 — железистые формации; 9 — доломиты; 10 — сланцы, вероятно включающие некоторые породы вулканического происхождения; 11 — габбро и граниты постсреднекембрийского возраста; 12 — гранитные породы постанимического возраста; 13 — гнейсо-граниты позднедоанимического возраста; 14 — гранито-гнейсы раннедоанимического возраста; 15 — несогласие; 16 — верхняя и нижняя границы таконитовой формации (по Л. Н. Формозовой)

4. Осадочные породы в формациях таконитового типа преобладают.

5. Известняки отсутствуют, но формации таконитового типа местами подстилаются и кроются безрудными карбонатными формациями.

6. Наблюдается смена мелководных и более глубоководных отложений, связанная с колебаниями уровня бассейна.

7. Железорудных горизонтов обычно несколько.

8. Наряду с железистыми кварцитами присутствуют оолитовые руды.

9. Первичные рудные минералы различны: карбонаты, силикаты, окислы, сульфиды, первичный магнетит. Наблюдается частая смена фаций железистых пород.

10. Для формаций характерно: обилие силицита с водорослевыми структурами, обилие пирита, гриналита и углистого материала, широкое развитие гранулярных текстур руд.

11. Содержание марганца в железистых породах не превышает 10%, обычно около 2—3%. Самостоятельных прослоев, сложенных марганцевыми минералами, нет. Отсутствуют и марганцевые месторождения.

Типичными примерами таконитовых формаций являются отложения района оз. Верхнего и п-ова Лабрадор.

Железорудный бассейн оз. Верхнего относится к наиболее изученным железорудным бассейнам мира и является самым продуктивным в США. Месторождения залегают в узких и длинных поясах, так называемых железных кряжах (ranging), и представляют собой возвышенные участки в холмистой местности. Основные железорудные формации характеризуются гуронским возрастом. Они распространены в районах Нигауни (кряж Маркотт), Бивабик (кряж Мезаби), Айронвуд (кряж Годжебик), Вулкан (древний кряж Меномини), Дирвуд (кряж Кайуна) и Айрон-Ривер (область Айрон-Ривер). Мощность железистых формаций обычно сотни метров. Большая часть их сложена кварц-сидеритовыми породами, гриналитами и джеспилитами (табл. 8). Во всех кряжах формации смяты в складки различной формы.

Согласно последним данным возраст гранитов, рвущих гуронскую серию, 1600—1700 млн. лет, а возраст гранито-гнейсов в основании разреза 2600 млн. лет. Следовательно, седиментация гуронской серии происходила в интервале времени от 1700 до 2600 млн. лет назад и гуронская серия с ее железорудными месторождениями действительно относится к среднему докембрию (рис. 12).

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФАЦИИ

Вопрос о происхождении богатых руд оз. Верхнего давно привлекал к себе внимание геологов, начиная с первой дискуссии Фостера и Уитнея в 1851 г.; существуют две основные гипотезы. Ч. Р. Ван-Хайз и К. К. Лейс, давшие в 1911 г. первую крупную сводку района оз. Верхнего, предположили, что руды возникли за счет железистых формаций в результате вторичной концентрации под воздействием окисляющих и выщелачивающих растворов, поступающих сверху с эрозионной поверхности. Дж. В. Грунер в 1926 г. выдвинул предположение, что окисляющие и выщелачивающие растворы были гидротермального происхождения.

Обе концепции сходятся на следующих моментах:

1) первоначальными железистыми формациями были породы, сложенные преимущественно кварцем с подчиненными сидеритом, гриналитом и возможно окислами железа;

2) насыщенные кислородом растворы окисляли железистые минералы, выщелачивали кремнезем из железистых силикатов и выносили кварц (chert), формируя в качестве остаточных продуктов руды.

Согласно Ч. Р. Ван-Хайзу и К. К. Лейсу, первичный состав железосодержащих формаций был преимущественно кварц-железисто-карбонатным и железисто-силикатным (гриналитовым) с малым количеством гематита и магнетита. Эти формации представлены первичными осадочными породами докембрийских морей или же продуктами диагенеза. Кварц-железисто-карбонатные, или гри-

налитовые фации, сохранялись в местах со слабым метаморфизмом. Однако более поздние исследования (James, 1951, 1954) показали, что первичные осадки, содержащие железо, были разными в зависимости от окислительно-восстановительных условий среды.

Изучая наименее метаморфизованные разности железорудных формаций оз. Верхнего, Г. Л. Джеймс выделил четыре главные геохимические фации как крайние члены: силикатную, сульфидную, карбонатную и окисную (табл. 9). Однако многие породы отложились при изменчивых условиях среды, в результате чего наблюдается довольно частая смена минеральных ассоциаций, причем породы в результате диагенеза сильно изменили свои первичные признаки.

Сульфидная, карбонатная и окисная (гематитовая) фации хорошо отличаются друг от друга в полях устойчивости, выделенных В. С. Крембейном и Р. Гаррелсом в зависимости от pH и Eh среды. Исследования этих авторов показали, что эти фации отлагались не одновременно, что подтверждается и полевыми данными. Физико-химические условия среды в течение кратких интервалов времени существенно не изменялись, поэтому можно наблюдать переслаивание между основными соседними типами фаций — сульфидами и карбонатами — или между карбонатами и окислами и значительно реже — между сульфидами и окислами.

С и л и к а т н а я ф а ц и я не имеет четкого положения в зависимости от Eh и pH среды. Силикаты железа (вероятно, первичного происхождения) переслаиваются с породами сульфидной, окисной и карбонатной фаций. Тем не менее чаще всего они встречаются попеременно с окислами и карбонатами. Очевидно, оптимальные условия осаждения силикатной фации с учетом Eh находятся на границе между зонами окисления и восстановления. По-видимому, и другие факторы, такие, как добавление силикатного материала, влияли на процесс отложения силикатных пород. Часть силикатного железа возникает во время метаморфизма карбонатных фаций.

В пределах оз. Верхнего наиболее распространена железистая формация с магнетитом. В большинстве случаев магнетит в породах первичноосадочного происхождения и породы могут быть отнесены к вариации окисной фации. Последняя не предусмотрена на известной диаграмме Eh—pH, в которой окисел железа представлен гематитом. Вполне допустимо, что часть магнетита железистой фации образовалась за счет разложения карбонатов железа или первичных силикатов при метаморфизме.

Поскольку выделенные фации железистых формаций имеют универсальное значение в докембрии и в той или другой пропорции встречаются почти во всех классических разрезах докембрийских железорудных бассейнов, остановимся на них немного подробнее.

С у л ь ф и д н а я ф а ц и я образована пиритовыми сланцами темно-серого и черного цвета. Они содержат значительные количества свободного углерода, образующего графитовые скопления. Сульфидная фация мало распространена в районе оз. Верхнего. Большинство находок пиритовых сланцев приурочено к месторождению Айрон-Ривер в штате Мичиган. Прослойки кварца редки; обычно всегда наблюдается полосчатость. Пиритовая железистая формация иногда переходит в карбонатную. Пиритовые сланцы имеют следующий химический состав (в вес. %):

SiO ₂	36,67	K ₂ O	1,81
Al ₂ O ₃	6,9	TiO ₂	0,39
Fe ₂ O ₃	—	V ₂ O ₃	0,15

FeO	2,35	P ₂ O ₅	0,20
FeS ₂	38,7	H ₂ O ⁻	0,55
MnO	0,002	H ₂ O ⁺	1,25
CaO	0,13	SO ₃	2,60
MgO	0,65	C _{орг}	7,60
Na ₂ O	0,26		

Сланцы состоят из тонкодисперсных силикатных минералов. Углистое вещество представляет собой плотную массу, отличающуюся от настоящего графита. Рентгеновский анализ обнаруживает присутствие гриналита. Не все породы, содержащие углерод, можно относить к сульфидной фации. Многие графитовые сланцы содержат мало пирита. Пирит образовывался при сочетании двух условий: обилия H₂S у морского дна и повышенного содержания железа в морской воде. Сульфидная фация развита и в других бассейнах докембрия, в частности она широко распространена в верхней свите Криворожского бассейна.

Карбонатная фация. Карбонатно-железистые породы можно рассматривать как один из весьма распространенных литологических типов железистых толщ в районе оз. Верхнего и районе КМА в СССР (табл. 10). В наиболее чистом виде фация состоит из кварца и карбоната. Карбонат тонкозернистый от светлого до темно-серого цвета. Встречаются также светлоокрашенные карбонаты, но больше в чередовании с окисными фациями. Темноокрашенные карбонаты чаще ассоциируют с графитовым и пиритовым материалом. Темная окраска определяется, по-видимому, рассеянием тонкодисперсного графита в карбонатах. Кварц-карбонатные породы чаще тонкополосчатые. Толщина прослоек всего около 1 см. Как химически промежуточный тип богатая карбонатами порода может иметь постепенный переход и переслаивание с другими фациями железистой формации. В наиболее типичных случаях карбонатно-сланцевые породы постепенно переходят в комплекс силикат-магнетит-карбонатно-кварцевых пород. Магнетит-силикатные породы могут быть продуктами среды пограничных условий карбонатной и окисной (гематитовой) зонами.

Поскольку железистая формация тонкополосчатая, с прослойками разного состава, то характерный образец получить довольно трудно. Так, анализы 1 и 4 показывают слишком много железа, в то время как в образце 5 его слишком мало. Данные о химическом составе позволяют сделать расчет минерального состава пород (табл. 11).

Вычисленный минеральный состав в общем совпадает с наблюдаемым. Состав карбонатной части выражается следующими данными (в вес. %):

CaCO ₃	1,6—6,7
MgCO ₃	5,8—16,4
MnCO ₃	0,6—7,7
FeCO ₃	72,6—91,7

Кластический материал в породах карбонатной фации исключительно редок.

Окисная фация обычно не рассматривалась в качестве первичной, но последние данные указывают на ее широкое развитие в докембрийских железистых формациях в качестве первоначально седиментационного продукта. Окисные фации различного морфологического типа встречаются во многих разрезах фанерозоя. Окисная фация состоит из двух основных типов: гематит-полосчатого и магнетитполосчатого. Гематитполосчатые породы представлены

Характеристика осадочных фаций железистой формации.

По Г. Л. Джеймсу

Показатели	Сульфидная фация	Карбонатная фация	Силикатная фация		Окисная фация	
			некластическая	частично-кластическая	магнетитполосчатая	гематитполосчатая
Литология	Полосчатые до тонкополосчатых черные пиритовые карбонатные сланцы. Кварц редко	Тонкополосчатые до полосчатых породы, состоящие из неравномерных прослоек серого кварца и карбонатов	Полосчатые светло-зеленые до зелено-черных породы, кварц редко	Массивные темно-зеленые породы с неравномерной полосчатостью, отмечаемой кварцем и магнетитом	Темные, тонкополосчатые породы до неравномерно полосчатых. Полосчатость создается слоями магнетита, чередующимися с темным кварцем, зелеными силикатами и карбонатами Магнетит	Тонкополосчатые породы до неравномерно полосчатых, сложенные изменчивыми слоями кристаллического гематита и серого кварца
Главные минералы железа	Пирит	Железистые карбонаты	Железистые силикаты, гриналит, стилпно-мелан	Гриналит, миннесотаит, стилпно-мелан	Магнетит	Кристаллический гематит
Редкие минералы	Карбонат, гриналит	Пирит, стилпно-мелан, миннесотаит, магнетит, гематит	Карбонат, магнетит	Магнетит, карбонат	Гриналит, миннесотаит, стилпно-мелан, карбонат, гематит, пирит	Магнетит, карбонат
Содержание железа, %	15—25	20—35	20—30	20—30	25—35	30—40
Отличительные признаки	Присутствие графита	Присутствие стилолитов	Полосчатая текстура пород	Наличие зернистых минералов	Сильная магнитность	Наличие оолитов
Среда образования	Сильновосстановительная	Восстановительная	Изменчивая средневосстановительная	Среднеокислительная до средневосстановительной	Среднеокислительная до средневосстановительной	Сильноокислительная

Химический состав карбонатно-железистых пород оз. Верхнего (в вес. %).

По Г. Л. Джеймсу (James, 1954)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	24,25	32,2	42,2	42,37	26,97	46,46	39,52	31,84	30,15
Al ₂ O ₃	1,71	1,5	—	1,30	0,24	0,80	—	2,09	0,40
Fe ₂ O ₃	0,71	0,6	1,09	2,31	0,64	1,05	—	—	5,27
FeO	35,22	31,6	31,41	39,77	26,28	31,67	26,3	26,00	31,34
MgO	3,16	2,8	2,48	1,84	3,10	2,88	—	3,80	4,77
CaO	1,78	1,6	0,50	0,66	1,87	0,59	—	1,49	1,25
Na ₂ O	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,20	0,2	—	0,09	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,21	0,2	—	0,61	1,15	1,13	—	1,80	0,36
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,15	—	0,12	0,02
P ₂ O ₅	0,91	0,8	—	—	0,13	0,02	—	0,83	0,67
CO ₂	27,60	24,8	21,8	26,2	19,26	21,15	—	19,40	24,65
MnO	2,11	1,9	—	0,29	0,21	1,00	—	2,35	2,27
C	1,96	1,8	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—

1. Полосчатая кварц-карбонатная железистая формация, месторождение Айрон-Ривер (штат Мичиган). 2. Анализ 1, перечисленный при общем содержании железа 25%. 3—4. Карбонатная железистая формация, край Маркетт. 5. Карбонатная железистая формация, край Гапорлинг. 6. Карбонатная железистая формация, край Годжевик. 7. Вариант образца 6. 8. Карбонатно-силикатная железистая формация, месторождение Айрон-Ривер (штат Мичиган). 9. Тонкозернистая, светло-серая силикатно-железистая карбонатная порода из рудника Кеннеди вблизи Кайуна.

Таблица 11

Минеральный состав карбонатно-железистых пород оз. Верхнего (в объем. %)

Состав	Номера образцов								
	1	2	3	4	5	6—7	8	9	
Карбонаты	70,0	62,5	55,3	67,5	49,6	53,4	48,3	60,0	
Кварц	24,2	32,0	42,4	24,9	43,8	32,8	20,1	26,8	
Силикаты	—	—	—	1,0	5,4	11,0	22,5	4,6	
Магнетит	—	—	1,6	3,1	—	1,5	—	7,6	
Каолин	—	—	—	2,3	—	2,0	1,7	1,0	
Графит	2,0	1,8	—	—	—	—	—	—	
Примеси (пирит, фосфаты, гематит, слюда)	3,8	3,7	0,7	1,2	1,2	—	7,4	—	

Примечание. Номера образцов см. табл. 10.

переслаивающимися гематитом и кварцем. Кристаллический облик гематита зависит от степени метаморфизма. Участки со слабым метаморфизмом характеризуются гематитом тонкозернистым, серым или блестяще-голубым. Вероятно, гематит первоначально осадился в виде гидрата окисного железа в морской воде с хорошей аэрацией. Магнетит-полосчатые породы состоят из слоев магнетита, чередующихся со слоями с переменным составом железистых силикатов, карбонатов и кварца.

Гематитополосчатые породы, относимые сейчас к первичному литологическому типу, ранее рассматривались как продукт дометаморфического выветри-

вания карбонатно-железистой формации. Эта точка зрения выдвигалась еще Ч. Р. Ван-Хайзом и К. К. Лейсом.

Гематитовые полосы в неокисленных карбонатных железистых породах показывают, что гематит отложился в начале седиментации, хотя в отдельных местах гематит может быть вторичного происхождения, возникший за счет выветривания сидерита. Породы, относимые к окисной фации, состоят из переслаивающихся полос гематита и кварца. Наиболее распространенным типом этой породы является джеспилит. Он состоит из равных по толщине полос красноватого кремнезема и тонкозернистого стально-серого гематита. Прослойки имеют обычно мощность 3—12 мм. Химический состав породы гематит-кварцевого типа следующий (в вес. %):

SiO ₂	40,1	CaO	1,4
Al ₂ O ₃	0,8	P ₂ O ₅	0,7
Fe ₂ O ₃	50,1	MnO	0,2
FeO	1,6	CO ₂	2,6
MgO	2,0		

Железо присутствует в магнетитах и сидеритах; MgO — в примесях силикатов. Минеральный состав гематитовой субфации может быть выражен следующими величинами (в вес. %):

Гематит	47
Кварц	40
Доломит	5
Магнетит	5

Магнетитполосчатые породы относятся к наиболее распространенному типу пород района оз. Верхнего. Они особенно характерны для кряжей Мезаби и Годжебик. Во многих случаях магнетитполосчатые породы железистой формации трудно выделить в качестве специфического типа ввиду их близкой ассоциации с силикатными или силикат-карбонатными породами, с которыми имеется постепенный переход. Наиболее распространенным литологическим типом магнетитполосчатых пород является так называемая волнистополосчатая железистая формация в кряжах Мезаби и Годжебик. Дж. В. Грунер для этих пород применял термин нерегулярно полосчатый или волнистополосчатый таконит. Во всех исследованных породах этого типа присутствует карбонат в виде рассеянных зерен, который обычно более крупнозернист по сравнению с остальными минералами породы. Химический состав наиболее типичной магнетитполосчатой породы следующий (в вес. %):

SiO ₂	48,28	CaO	1,46
Al ₂ O ₃	0,23	H ₂ O	1,36
Fe ₂ O ₃	22,47	CO ₂	5,05
FeO	17,79	P ₂ O ₅	0,07
Общее железо	28,61	C	0,08
MgO	2,94		

Присутствие тонкозернистого кварцита и таких низкотемпературных минералов, как гриналит и миннесотаит, являются важными критериями для отличия первичноосадочных магнетитовых пород от тех магнетитполосчатых пород, которые являются продуктом позднейшего метаморфизма. Магнетитполосчатые породы в большинстве случаев неизменные спутники силикатных фаций. Между ними установлены различные градации.

Силикатная фация железистой формации признавалась в качестве первичноосадочной еще первыми исследователями района оз. Верхнего.

Зеленый железистый минерал этой фации, названный К. К. Лейсом гриналитом, первоначально отождествлялся с глауконитом, но потом было доказано его коренное отличие от последнего. Во многих местах силикатная фация чередуется с сульфидными, карбонатными и окисными фациями, что указывает, вероятно, на разные способы осаждения силикатного материала. Ведущими силикатными минералами являются сложные силикаты железа переменного состава, близкие к хлориту: гриналит, стилпномелан, миннесотаит (табл. 12).

Данные анализов свидетельствуют о переменном отношении Fe_2O_3/FeO в силикатах, что можно рассматривать как результат осаждения в переменных окислительно-восстановительных условиях. Силикатная фация чаще всего тяготеет к окисной.

Т а б л и ц а 12

Химический состав
силикатного железа (в вес. %)

Компоненты	Гриналит	Стилпно-мелан	Миннесотаит
SiO ₂	32	42—48	51,3
Al ₂ O ₃	1	4—7	0,6
Fe ₂ O ₃	23	4—31	2,0
FeO	29	2—20	33,0
MgO	5,3	2—7	6,26
Na ₂ O	—	} 0—3	0,08
K ₂ O	—		0,03
TiO ₂	—	—	0,04
H ₂ O	9,5	6—8	5,8

Дж. В. Грунер рассматривал гриналит, стилпномелан и миннесотаит как минералы, возникшие в результате осаждения коллоидальных гелей изменчивого состава. По данным Г. Л. Джеймса, первичноосадочным является преимущественно гриналит, а два других минерала возникли в процессе диагенеза и метаморфизма. В процессе метаморфизма образовался также хлорит — весьма распространенный минерал в силикатных фациях железистых пород. Различают два типа силикатных пород железистой формации. Первый тип представлен зернистыми гриналитовыми породами кряжей Мезаби и Годжебик. Это темно-зеленые породы, состоящие из однообразных по круп-

ности минеральных зерен с раковистым изломом. Второй тип представлен разновидностями, не имеющими зернистой структуры. Оба типа неизменно содержат обильные магнетит и карбонат.

Силикаты могут быть представлены гриналитом, миннесотаитом, стилпномеланом и хлоритом. Из них только гриналит определяется как первичноосадочный. Низкое содержание в нем алюминия и калия указывает на то, что первичным материалом пород были не глауконит и не шамозит, как это наблюдается в более молодых железорудных месторождениях. Силикаты железа первичного происхождения, или возникшие за счет ранее существующих силикатов, встречаются в ассоциации с другими контрастными минералами — пиритом и гематитом, что указывает на широкие изменения окислительно-восстановительных условий. Очевидно, оптимальные условия осаждения силикатов, исходя из ассоциации минералов, были условиями от умеренно окислительных до средне-восстановительных.

Состав силикатных пород изменяется в широких пределах, главным образом в связи с варьирующей пропорцией карбонатов и окислов железа к силикатам (табл. 13). Вариации состава пород из кряжа Мезаби (анализы 1—5) определяются разным соотношением кварца и железистого карбоната. В остальном отмечается относительное однообразие. Особенно мало содержится Al₂O₃. Среди пород кряжа Мезаби можно отметить все ступени переходов от сочетаний кварца и карбоната до сочетания кварца и силиката. Анализы 6—9 показывают большие различия состава. В этих анализах взята тонкокластическая порода, обогащенная железом во время осаждения. Содержание Al₂O₃ в ней высокое по сравнению с породами кряжа Мезаби. Анализ 10 из шамозитового оолита Нортгемптона (Англия) приводится для сравнения. Эта порода не со-

Химический состав силикатно-железистых пород оз. Верхнего (в вес. %).

По Г. Л. Джеймсу (James, 1954)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,96	51,54	42,48	65,42	49,43	36,40	52,85	51,18	48,11	34,18
Al ₂ O ₃	1,09	0,08	0,53	0,08	—	3,54	8,71	11,95	3,27	15,04
Fe ₂ O ₃	5,01	5,29	5,63	4,19	8,16	14,07	24,03	8,09	13,62	10,89
FeO	30,37	26,51	33,76	23,63	30,52	20,93	—	12,15	16,69	15,93
MgO	5,26	4,22	4,29	2,45	4,77	4,25	2,87	2,42	2,91	1,65
CaO	0,04	—	—	—	0,18	3,50	0,10	1,12	0,80	1,00
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	1,48	2,12	0,24	0,11
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	1,89	1,86	2,32	0,48
H ₂ O	1,11	3,20	4,80	4,18	6,24	1,57	5,56	1,19	1,74	—
CO ₂	—	7,34	7,44	—	0,43	9,44	0,20	3,70	5,62	1,54
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	2,29	0,78	0,54	0,44	0,32
S	Следы	—	—	—	—	—	0,03	—	—	0,22
MnO	—	—	—	—	0,17	1,95	1,10	2,71	3,27	—
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,03	0,60	0,51	0,52	0,79
C	0,21	—	—	—	—	0,20	—	—	—	—
Fe+Mn	94,05	98,18	98,93	99,95	99,90	98,17	100,2	99,61	99,99	—
	27,11	24,47	20,18	21,30	29,43	27,65	17,77	18,20	25,03	21,26

1. Гриналитовая порода, кряж Мезаби. 2. Таконит, содержащий 20% кварца, 18,5% сидерита и 61,5% миннесотаита, кряж Мезаби. 3. Таконит, содержащий 8,5% кварца, 19% сидерита, 71% миннесотаита. 4. Таконит, содержащий 28% кварца и 72% миннесотаита. 5. Гриналитовая порода, кряж Мезаби. 6. Силикатно-карбонатная железистая формация. 7. Хлоритовая порода, месторождение Айрон-Ривер (штат Мичиган). 8. «Магнитный железняк» — полосчатая порода из хлорита, магнетита, карбоната, кварца, месторождение Айрон-Ривер (штат Мичиган). 9. Полосчатая порода, подобная (8) из керна, месторождение Айрон-Ривер (штат Мичиган). 10. Шамозитовый оолит из Нортгемптона (Англия).

держит свободного кремнезема и по высокому содержанию Al₂O₃ является контрастной по сравнению с породами района оз. Верхнего.

Как уже отмечалось, оптимальные условия осаждения силикатов, исходя из ассоциаций минералов, соответствовали условиям от умеренноокислительных до средневосстановительных. Условия, которые определяли осаждение железа и кремнезема в виде самостоятельных минералов, остаются неясными, хотя вполне вероятно осаждение коллоидов того и другого (как контрастное осаждение двух минералов из растворов).

Значительная часть железорудных формаций испытала определенный метаморфизм почти повсеместно во всех докембрийских железорудных бассейнах. В районе оз. Верхнего, и в частности в докембрии штата Мичиган, Г. Л. Джеймс выделил зоны регионального метаморфизма по определенному парагенезису метаморфических минералов и величине типичных зерен кварца в кварцевых прослойках. Им были выделены следующие зоны (в порядке увеличения степени метаморфизма): хлоритовая, биотитовая, гранатовая, ставролитовая и силлиманитовая. Для исходных глинистых пород процессы регионального метаморфизма привели к следующим минеральным ассоциациям.

Хлоритовая зона: кварц, полевой шпат (кластический), хлорит, мусковит.

Биотитовая зона: кварц, полевой шпат (кластический), биотит, хлорит, мусковит.

Гранатовая зона: кварц, олигоклаз, гранат, мусковит, биотит.

Ставролитовая зона: кварц, олигоклаз, ставролит, биотит, гранат.

Силлиманитовая зона: кварц, олигоклаз, силлиманит, мусковит, биотит, гранат.

Диаметр зерен кварца в кварцевых прослойках неодинаков в разных зонах: в хлоритовой 0,01—0,05, биотитовой 0,05—0,1, гранатовой 0,01—0,15, ставролитовой 0,15—0,20, силлиманитовой свыше 0,20 мм. В соответствии с размерами зерен кварца Г. Л. Джеймс выделил в пределах железорудных формаций три зоны регионального метаморфизма: слабого с размерами зерен кварца менее 0,1 мм, умеренного с размерами 0,1—0,2 мм и сильного с размерами свыше 0,2 мм. Осадочные фации железорудных формаций при указанных ступенях метаморфизма превращаются в определенные метаморфические фации. В табл. 14 отмечены наиболее характерные черты регионального метаморфизма основных типов фаций железорудных формаций. В той или иной степени они являются характерными и для других железорудных бассейнов докембрия.

Таблица 14

Региональный метаморфизм основных типов фаций железорудных формаций.

По Г. Л. Джеймсу (James, 1955)

Осадочные фации		Метаморфические фации			
Фация	Состав	Зона слабого метаморфизма	Зона умеренного метаморфизма	Зона сильного метаморфизма	
Сульфидная	Сульфиды железа, органический углерод, глина	Пирит, углерод (аморфный), серицит	Пирит, графит, кварц, слюда, гранат (редкий)	Пирит, графит, пирротин, слюда, гранат	
Карбонатная	Карбонат, кремнезем, гриналит	Карбонат, кварц, стилпномелан, миннесотаит	Грюнерит, кварц, магнетит, карбонат	Грюнерит, кварц, магнетит, пироксен	
Некластическая	Гриналит, кремнезем, карбонат, магнетит	Миннесотаит, стилпномелан, кварц, карбонат, магнетит	Грюнерит, кварц, магнетит	Грюнерит, кварц, магнетит	
Силикатная	Частично кластическая	Глина, обогащенная железом, кремнезем, карбонат, магнетит (?)	Хлорит, стилпномелан, кварц, карбонат, магнетит, биотит	Грюнерит, кварц, магнетит, эпидот, гранат, карбонат, слюда	Грюнерит, кварц, магнетит, гранат, роговая обманка, пироксен
Окисная	Магнетит-полосчатые	Магнетит, карбонат, гриналит, кремнезем	Магнетит, стилпномелан, миннесотаит, карбонат, кварц	Магнетит, грюнерит, кварц, гранат	Магнетит, грюнерит, кварц, пироксен
	Гематит-полосчатые	Окисное железо, кремнезем, магнетит	Гематит, кварц, магнетит, кальцит	Спекулярит, кварц, магнетит, кальцит	Спекулярит, кварц, магнетит, кальцит

Рудные месторождения являются дометаморфическими, поэтому распространение их не имеет отношения к явлениям метаморфизма. Мягкие руды, которые составляют в районе оз. Верхнего крупные рудные тела, являются постметаморфическими. Большая часть руд приурочена к зонам слабого метаморфизма. Местами отмечаются зоны контактового метаморфизма, связанные с интрузиями постгуронских гранитов, однако они имеют второстепенное значение.

ООЛИТОВАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Согласно современным геохронологическим данным, оолитовый тип формаций появился в среднем докембрии. Уже в формациях таконитового типа встречаются настоящие оолиты, гранулы и псевдооолиты. Формации оолитового типа характеризуются следующими чертами.

1. Приурочены к средним стадиям развития широких плоских прогибов с мощным осадконакоплением; одни авторы считают эти прогибы геосинклиналями, другие — платформами.

2. Руды могут быть связаны с вулканическими породами, но обычно прямой связи нет.

3. Осадочных пород много (сланцы, песчаники, граувакки, яшмы, конгломераты).

4. Известняки отсутствуют или встречаются в небольшом количестве.

5. Образование пород формации происходило в бассейнах с изменчивой глубиной, иногда отгороженных от моря, со сменой поднятий и опусканий дна бассейна.

6. Руды оолитовые, обычно они залегают несколькими горизонтами мощностью не более 10 м каждый.

7. Рудные минералы представлены хлоритом, сидеритом, окислами железа, магнетитом.

8. В рудах много кластического материала.

9. Во всех породах формации много кремнезема.

10. Развиты водорослевые текстуры, что является одним из признаков мелководья.

11. Оолитовые руды и вмещающие их породы докембрийских формаций сходны с рудами и породами кремнисто-сланцевых формаций более молодого возраста.

Оолитовая формация встречается в свите Претория в Южной Африке (Трансвааль) и в самых верхах верхнего докембрия Северной Австралии. Частично оолитовые руды находятся в окисной фации железистых формаций оз. Верхнего. Оолитовые руды в Южной Африке установлены в двух крупных бассейнах. Центральный (Бушвельдский) бассейн простирается в длину на 483 км при ширине 200 км. Значительно меньше южный бассейн Витватерсранд, имеющий в ширину 128 км. Оолитовые руды обнаружены на стратиграфическом уровне развития полосчатых железистых кварцитов. Оолитовая формация Южной Африки в системе Нама — Трансвааль развита в низах серии Претория и состоит из чередующихся аргиллитовых, сланцевых и песчаных слоев. В центральном бассейне выше основания кварцитов Толли-Хилл залегают главный горизонт кремнистого оолитового известняка, который П. А. Вагнер (Wagner, 1928) назвал «магнитным кварцитом».

Руды свиты Претория представляют собой мало измененные осадочные породы. Они выражены главным горизонтом (пластом) и пластом глинистым.

Руды главного горизонта состоят из оолитов, овулитов, пизолитов, частью перемытых и деформированных, а также зерен хемогенного и кластического кварца в цементе из окислов железа, железо-алюмосиликатов и карбонатов железа. Руды имеют полосчатый характер, обусловленный чередованием слоев, богатых оолитами, и слоев, богатых кварцем. Иногда в руде наблюдаются косая слоистость типа временных потоков, трещины усыхания, волноприбойные знаки и следы течений. Эти данные свидетельствуют о том, что формирование руд происходило в мелководной обстановке. На основании данных химического анализа П. А. Вагнер вычислил минеральный состав первичных руд из главного рудного пласта и пласта глинистого (в %):

Главный рудный пласт		Глинистый пласт	
Кварц	44,19	Шамозит	21,97
Ильменит	0,29	Сидерит	12,53
Магнетит	35,22	Магнетит	60,92
Гематит	17,01	Апатит	2,65
Шамозит	28,60	SiO ₂ (остаток)	0,60
Апатит	0,46	Fe (избыток)	0,56
Кальцит	1,36	P ₂ O ₅	0,04
CaO (не вошедший в расчет)	5,50		

Магнетит в глинистом пласте имеет по всем данным осадочное происхождение. В общем все данные по литологии и стратиграфии пород системы Трансвааль указывают, что оолитовые и полосчатые руды среднего докембрия — две различные самостоятельные фации, занимающие каждая свое место внутри бассейна. Полосчатые руды являются преимущественно продуктами седиментации в глубоководной части бассейна, удаленной от берега; оолитовые руды отражают условия прибрежной мелководной седиментации. По общим признакам, химическому, минеральному составу и морфологии минералов, а также генетическим соотношениям оолитовые руды Южной Африки повторяют обычные широко известные фанерозойские морские гематит-шамозит-сидеритовые руды.

На севере Австралии оолитовые руды находятся в районах Ропер-Ривер и Констанц-Рендж. Они относятся к верхнему докембрию (верхнему протерозою) и в общем довольно сходны друг с другом. В северной части района Ропер-Ривер в разрезе отмечаются три горизонта оолитовых руд, которые залегают почти горизонтально, образуя пологие изгибы. Руды переслаиваются с глинистыми сланцами и песчаниками при полном отсутствии известняков. Отмечается частое переслаивание кремнистых и темных углистых сланцев, зеленых песчаников с рассеянными кремнистыми конкрециями и гематитовой оолитовой железной рудой. Местами по простиранию руды переходят в песчаники и сланцы.

По данным минералогического анализа руды формировались в условиях слабовосстановительной и окислительной среды. Однако в целом оолитовые руды Северной Австралии образовались в мелководных морских условиях, как и подобные им руды в более молодых бассейнах палеозоя и мезозоя.

Железные руды оолитовой формации занимают второе место среди осадочных руд докембрия после обильно развитых руд железокремнистых полосчатых формаций. Однако они довольно широко распространены в стратиграфическом разрезе от среднего докембрия до самых верхов рифея. Особое место занимают бакальские сидеритовые руды на Урале не установленного генезиса, хотя ряд данных указывает на их первичноосадочное происхождение.

Осадочно-прибрежный характер носят оолито-гематитовые руды, залегающие в породах Намасалинской свиты рифея (синия) в пределах Алданской железорудной провинции (Перваго, 1966).

Оолитовые руды формируются за счет привноса железа в разных формах с континента. Мигрируя в пределах различных глубин с разными окислительно-восстановительными условиями, определяемыми присутствием органического вещества, застойности бассейна и других факторов, железо оседает вокруг тонких зерен кластических минералов, образуя шаровидные оолитовые

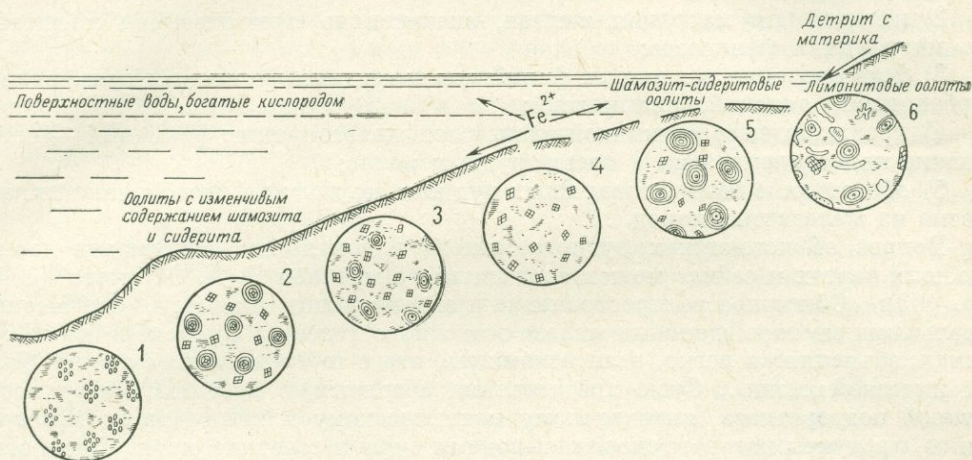


Рис. 13. Структура обычных типов железорудных фаций по мере углубления в бассейн седиментации. По Г. Борхерту.

1 — черный ил с пиритом и очень тонким детритом (без бентоса); 2 — основная масса шамозит-сидеритовая (очень бедная фауна); 3 — основная масса шамозит-сидеритовая и очень тонкий детрит (угнетенная фауна); 4 — глинисто-железистая фация (угнетенная фауна); 5 — основная масса лимонит и тонкий детрит (обильная фауна); 6 — основная масса лимонит, крупнозернистый детрит и известковые раковины (обильная фауна)

отложения (рис. 13). Как показал Н. М. Страхов (1963), излюбленными участками оолитовых руд являются заливы, бухты и островные моря со сложными очертаниями береговой линии. Среди вмещающих пород выделяются два литологических ряда: терригенный и известковый. Для докембрия более характерен терригенный ряд. В этом случае оолитовые руды начинаются в зоне морских песков, затем они простираются в алевритовую полосу и заканчиваются, выклиниваясь, в зоне отложения глин. При переходе рудных слоев из песчаной зоны в алевритовую и затем глинистую происходит изменение их минерального состава в сторону увеличения более закисных форм соединений железа. Так, в песчаной зоне (см. рис. 13) в оолитах и цементе широко развит гидротит (или гематит), с которым ассоциирует шамозит; сидерит обычно отсутствует или его очень мало.

В алевритовой зоне количество гематита понижается за счет превращения его в хлориты и сидериты. В самой глубоководной части рудных слоев широко развит сидерит, образующий основу, в которой располагаются шамозитовые оолиты. Однако указанная выше зональность наблюдается далеко не во всяком месторождении, тем более докембрийском.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ФОРМАЦИЙ И ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ДОКЕМБРИЯ

Вопросы генезиса железистых полосчатых кварцитов привлекали к себе внимание многих исследователей (Точилин, 1963; «Рудообразование...», 1971; и др.). Проблема генезиса железистых полосчатых кварцитов докембрия является действительно сложной и включает решение некоторых отдельных вопросов:

- 1) источник железа;
- 2) интенсивная миграция железа, значительно превышающая масштабы его миграции в фанерозое;
- 3) формирование различных фаций железорудных формаций: сульфидной, карбонатной, окисной, силикатной;
- 4) происхождение ритмичной слоистости железорудных формаций — чередование полос кремнезема и железорудных полос;
- 5) образование богатых железных руд как результат выщелачивания кремнезема из железистых пород.

Вопрос об источниках рудного железа в докембрии поднимался давно. В общих чертах и сейчас можем согласиться с мнением В. А. Обручева (1934, стр. 103): «Обширное распространение и значительные площади, занимаемые отдельными месторождениями железа осадочного генезиса в докембрийских системах, объясняется легко, если вспомнить, что в те времена на суше не было органической жизни... Суша представляла абсолютную пустыню, поверхность которой подвергалась интенсивному механическому и химическому выветриванию, продукты которого сносились водами суши в соседние моря. Среди этих продуктов соли железа и кремнезем должны были занимать главное место, так как на поверхности суши выступали повсюду кристаллические сланцы и гнейсы архейских свит и обширнейшие эффузии основных пород этих периодов, особенно богатых железом.

Все эти породы содержат железо в виде магнетита, ильменита и гематита и в виде разных силикатов в гораздо большем количестве, чем осадочные породы, которые в последующие геологические периоды участвовали во все большей и большей степени в составе земной поверхности. Поэтому архейская и альгонкская эры, отличавшиеся также сильнейшими дислокациями, эффузиями и интрузиями, представляли наиболее благоприятные условия для образования обширных отложений железных руд осадочного генезиса в мелких морях, прилегающих к суше». Это мнение В. А. Обручева вполне согласуется с современными представлениями об эволюции литосферы в докембрии в литологическом и химическом отношении.

Однако картина значительно осложняется, когда мы переходим к рассмотрению отдельных железорудных бассейнов. Еще Ч. Р. Ван-Хайз и К. К. Лейс рассматривали вулканизм в качестве процесса, игравшего важную роль в образовании железорудных формаций в районе оз. Верхнего. Однако в разрезах многих железорудных бассейнов вулканогенные породы встречаются либо в небольшом количестве, либо отсутствуют. Как отметил Г. Л. Джеймс (James, 1954), проанализировавший разрезы оз. Верхнего, вулканизм, который не является чем-то необычным, в большинстве железорудных формаций не имеет достаточно тесной увязки в пространстве и времени, что не позволяет установить генетическую связь седиментации железа с вулканизмом.

А. Ф. Трендалл (Trendall, 1968), сравнивший главные особенности трех наиболее изученных железорудных бассейнов — Хамерслей в Австралии,

оз. Верхнего в Северной Америке и Нама — Трансвааль в Южной Африке — пришел к заключению, что вулканизм является обычным событием в развитии железорудных бассейнов и нет смысла допускать, что породы, ассоциированные с вулканическими, обязательно сами должны быть вулканического происхождения.

Наиболее тесная ассоциация вулканических (основных) пород с железистыми кварцитами наблюдается в формациях киватинского типа (по Г. А. Гроссу, тип Альгома), что заставило многих авторов допустить непосредственно вулканическое происхождение железорудных пород.

Однако при сравнении типичных вулканогенно-осадочных месторождений железных руд с железистыми рудами киватинского типа хорошо видны существенные различия. Например, в вулканогенно-осадочном месторождении Лан-Диль железные руды локализованы в пределах вулканогенного комплекса. Рудные тела представляют собой линзы протяженностью несколько сот метров с мощностями, быстро изменяющимися от долей метра до немногих метров. Руда по простиранию переходит в туфы и содержит материал туфов. Содержание железа в рудах невелико.

В общем рудный процесс за счет выноса веществ вулканическими гидротермами заканчивался в непосредственной близости от источника их поступления в морскую воду. Ничего подобного не наблюдается в формациях киватинского типа, которые, как и большинство докембрийских железорудных формаций, характеризуются полосчатостью.

В киватинских рудных кварцитах многие редкие металлы, генетически связанные с основными магмами, присутствуют в резко пониженных количествах. Иначе говоря, киватинские железистые кварциты подобно другим докембрийским железистым кварцитам являются почти стерильными. Если источником железорудного материала в докембрии действительно были излияния подводных лав, то железо и его соединения должны были пройти соответствующую «очистку» прежде, чем перейти в тонкий осадок. Такая очистка возможна при широких миграциях железа в докембрийских морских водоемах. Иначе говоря, источник железа в докембрии мог быть разлличным. Железо могло поступить в бассейны накопления как в результате выветривания железистых пород суши, так и за счет подводного вулканизма.

Исключительно тонкая слоистость полосчатых железистых пород и отсутствие в них кластического материала свидетельствуют о том, что они осаждались химическим путем, либо путем коагуляции коллоидов (рис. 14). Очевидно, наибольшей растворимостью отличаются соли двухвалентного железа, в этом состоянии оно мигрирует наиболее интенсивно. При взаимодействии углекислых вод с железо-магнезиальными силикатами образуется наиболее растворимая форма железа в виде $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$. Многие авторы объясняют массовую миграцию железа в докембрии наличием в то время атмосферы, обогащенной CO_2 . Действительно, в свете современных знаний не исключается вероятность повышенного содержания углекислоты в атмосфере раннего и среднего докембрия. Однако в докембрийской атмосфере Земли присутствовал и свободный кислород. Следовательно, на поверхности суши при выветривании коренных горных пород (основных эффузивов) могли формироваться как закисные, так и окисные соединения железа, уносимые в условиях гумидного климата водными потоками в океан.

Дж. В. Грунер (Gruner, 1922) на основании изучения североамериканских докембрийских железорудных пород пришел к заключению, что осадочные месторождения образовались первоначально путем выветривания в обширных

областях зеленокаменных пород и базальтов в теплых и влажных условиях, когда свежие эффузивные породы и туфы отложились на суше. Растительность в виде низших форм была обильной, при этих условиях кремнезем и железо переходили в растворы.

Транспортировка железа в водных потоках легче всего осуществлялась в виде гидрозоля окисного железа $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и, вероятно, железо также в этой форме достигало морской среды. Однако независимо от форм переноса физико-химическая среда осаждения была господствующим фактором определенной

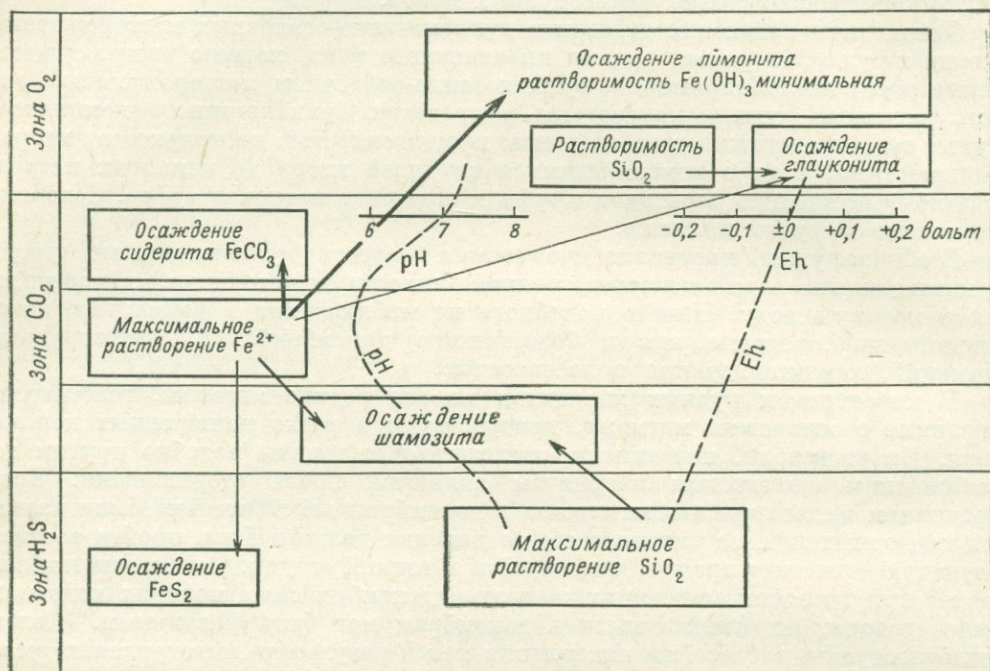


Рис. 14. Зоны образования железных руд в водном бассейне. Стрелками показана миграция различных соединений, толщина стрелок характеризует интенсивность миграции

минералогической фиксации железа (см. рис. 14). Непосредственно в самих морских водоемах дальнейшая миграция железа на большие расстояния могла происходить преимущественно в областях и зонах, обогащенных CO_2 . Наличие этих зон могло быть связано как с проявлением подводного вулканизма, так и с окислением отмирающих организмов планктона за счет углекислого брожения микроорганизмов.

Железистые породы в разных бассейнах представлены разными фациями, вероятно, для осаждения железа наиболее благоприятна была застойная среда, в которой морфологические, тектонические и биологические факторы контролировали циркуляцию, аэрацию и концентрацию растворенных веществ. В такой среде окислительно-восстановительный потенциал Eh может колебаться от положительных (окислительных) значений у поверхности до отрицательных (восстановительных) на дне. Величина pH может изменяться от условий среднещелочных на поверхности до слабокислых на глубине.

Отложение осадков, богатых железом, в докембрийское время происходило в условиях развития геосинклиналей, в которых возникали замкнутые

и полузамкнутые бассейны. Замкнутость бассейнов была связана, по-видимому, с образованием островных дуг, которые являлись местами вулканической деятельности.

В осаждении железа большую роль играли живые организмы моря. Благодаря исследованиям П. Е. Клоуда и Г. Р. Ликари (Cloud, Likari 1968), ископаемые микроорганизмы были обнаружены в породах железистых формаций Южной Африки и Северной Америки с возрастом от 1800 до 3000 млн. лет. Структуры биологического происхождения представлены капиллярами, сфероидами и лучистыми формами размерами в несколько микрон. Они обладают признаками различных родов. Биогенные структуры образованы, вероятно, водорослями планктона. Следовательно, седиментация железа происходила в среде, богатой жизнью.

Н. М. Страхов, детально изучив роль организмов в формировании гипергенных железных руд и их аналогов, пришел к отрицательному заключению. «Итак, в общих закономерностях гипергенного железорудного процесса не только не обнаруживается какого-либо влияния биологического фактора, но встречаются соотношения, противоречащие предвидениям любой биогенной концепции и необъяснимые ею. Общий ход железорудного процесса в еще более ясной и категорической форме свидетельствует против сколько-нибудь заметного участия железоорганизмов в формировании железных руд, чем минералогическо-петрографические особенности последних (Страхов, 1970, стр. 219). Однако в настоящее время столь категорическое высказывание нуждается в определенных поправках. Дело в том, что в древних морских водоемах роль живых организмов в миграции и осаждении железа была не прямой (как непосредственных концентраторов), а косвенной. Зеленые организмы планктона создавали кислородную зону верхних горизонтов морей. Окисление микроорганизмов после их гибели приводило к образованию CO_2 . Наконец, в глубоководных застойных бассейнах обильные сульфатредуцирующие бактерии создавали зону с сероводородным заражением, благоприятную для захоронения органических веществ. Соответствующие фации железорудных формаций теснейшим образом связаны с физико-химическими условиями, которые в значительной мере диктовались жизнедеятельностью микроорганизмов древних морей (рис. 15).

В узкой полосе в области шельфа кислород весьма обильный, и железо должно осаждаться в окисном состоянии. В области застойного придонного слоя, там, где кислород не успевает разложить органические остатки, под действием сульфатредуцирующих бактерий образуется H_2S и железо осаждается в виде сульфида, совместно с органическим веществом. Промежуточная зона, находящаяся между дном (сульфидная обстановка) и хорошо окисленными слоями поверхности, характеризуется восстановительными условиями или же переходными условиями между окислительными и восстановительными. Наличие кислорода адекватно удалению органического вещества, и железо будет осаждаться в закисном состоянии в виде карбонатов или в закисно-окисном состоянии в виде магнетита. Взаимосвязь между осаждением сульфидов, карбонатов, окислов и значениями Eh и pH в значительной степени не находится под влиянием концентрации веществ в растворе. Количество же осаждающегося вещества зависит от концентрации в растворе, но не от природы осаждения.

Все вышесказанное относится к веществам в ионном растворе, однако есть многочисленные данные о коллоидном переносе и осаждении железа. Если коллоидное окисное железо поступает в восстановительную среду, для которой стабильным минералом будет карбонат, то коллоидная форма должна предварительно перейти в раствор и переосадиться в виде карбоната или же железо

будет замещаться карбонатом во время осаждения на морское дно. Только в окислительной среде коллоидные окислы не будут существенно изменяться при осаждении и поэтому будут осаждаться аналогично ионному способу.

В наименее измененных железистых кварцитах месторождения Сингхбум в Индии Э. Спенсер и Ф. Г. Персиваль (Spenser, Percival, 1952) наблюдали полигональную структуру, которая могла образоваться при постепенном усыхании коллоидного геля окислов кремния и железа. Границы между полигонами позднее заполнились относительно чистым кремнеземом. Полигональную структуру определили трещины усыхания, которые образовались во время дегидратации и консолидации первичных кремнезем-железистых окислов коллоидных осадков.



Рис. 15. Зоны осаждения железа в гипотетическом застойном бассейне (схематично). По Г. Джеймсу

Таким образом, формирование геохимических фаций железорудных формаций — окисной, силикатной, карбонатной и сульфидной — предопределялось тектоническим режимом древних геосинклиналей в сочетании с активной ролью биологических факторов в морских водоемах и переносом железа и кремнезема в химически растворимой и коллоидной формах. Так, по Г. Л. Джеймсу, в районе оз. Верхнего на ранних стадиях развития геосинклинали (средний гурон) бассейн был относительно неглубоким, железорудные отложения осаждались в виде окисных и карбонатных фаций. В более позднюю стадию (начало верхнего гурона) бассейн углубился и начали отлагаться преимущественно карбонатные и сульфидные фации.

История формирования осадков криворожской серии в значительной мере является аналогичной истории оз. Верхнего (Войткевич, 1958). В раннюю стадию развития происходило накопление терригенных и вулканогенных пород; в эпоху формирования продуктивной средней свиты накапливались преимущественно осадки окисной, силикатной и отчасти карбонатной фаций железистых пород. Наконец, в заключительной стадии при застойных условиях образовывались сульфидная (углистая) и силикатная фации.

Характерной чертой докембрийских железистых пород является их ритмичная слоистость — чередование кремнезема и железистых слоев. Способ ритмического накопления остается еще не ясным — большинство авторов считают, что существенную роль играл сезонный фактор. Так, по данным Э. Мура и А. Мейнарда (Moore, Maynard, 1929), из общего раствора солей $Fe(OH)_3$ и SiO_4^{4-} , приносимых в водоем в годичном цикле, железо выпадало первым, а кремнезем — вторым. Т. Сакамото (1954) допустил, что вынос железа связан с летним сезоном, а кремнезема — с зимним. Эта точка зрения была поддер-

жана другими авторами. Однако, по мнению Н. М. Страхова, эта схема весьма искусственная и противоречит известным данным о гидрологии речных вод.

Х. П. Эйгстер (1969) высказал новые представления о генезисе полосчатых железорудных формаций. Их образование он связывает с существованием натровых и карбонатно-бикарбонатных солевых растворов с рН, равным 11, содержащих до 2700 г/т SiO_2 . Чередование кремнистых и железистых прослоев в железорудных отложениях вызывается чередованием засушливых и влажных климатических циклов, длящихся сотни и тысячи лет. В засушливый цикл из растворов осаждаются преимущественно железо, в то время как SiO_2 накапливается в растворе. Влажные периоды характеризуются преимущественным осаждением из растворов SiO_2 . Автор считает, что особое значение подобный механизм образования полосчатых железорудных формаций имел место в глубоком докембрии из-за преимущественного развития изверженных пород и подчиненной роли осадочных.

Таким образом, полосчатость железистых пород в данном случае связывается с периодичностью более крупного масштаба, чем годовая сезонная периодичность. Это, вероятно, ближе к истине, поскольку иногда полосы железа и кремнезема достигают значительной мощности (железистые роговики), которая не могла быть обеспечена годичным количеством привносимого материала, тем более в пелагических условиях, удаленных от берега. Однако и в настоящее время вопрос о происхождении слоистости в железистых кварцитах докембрия остается нерешенным. Независимо от механизма физико-химического осаждения железа и кремнезема относительная глубоководность района отложения кремние-железистых гелей и нахождение его заведомо ниже зоны взмучивания определили сохранность седиментационной тонкослоистой текстуры осадка.

После осаждения железисто-кремнистых осадков они подверглись различным воздействиям внешних и внутренних геологических агентов, что привело к образованию богатых рудных тел. Петрографические, химические и структурные особенности большинства железорудных бассейнов докембрия определенно показывают, что формирование богатых железных руд происходило главным образом в результате выноса кремнезема природными водами в зоне гипергенеза. Процесс этот был, по-видимому, очень длительным. Так, для Кривого Рога М. Н. Доброхотов допустил, что процессы химического выноса кремнезема закончились в конце палеозоя. По его данным одновременно с выщелачиванием кремнезема происходил некоторый перенос железа в форме гидроокислов. По Ю. Г. Старицкому, выщелачивание кремнезема и окисление магнетита в мартит в Криворожском бассейне происходило вплоть до третичного периода в условиях мощного развития латеритовой коры выветривания. В олигоцене в связи с трансгрессией моря этот процесс прекратился. В настоящее время железо переходит в раствор при разрушении сланцев и переотлагается в виде гидроокисей при встрече с пористыми рудами.

Несмотря на некоторое расхождение взглядов, общепризнана в настоящее время идея об образовании богатых руд криворожского типа главным образом под влиянием гипергенных процессов. Эту точку зрения разделяют многие зарубежные геологи применительно к другим докембрийским железорудным бассейнам. Очевидно, вполне справедлива идея Ю. Г. Старицкого (1955) о том, что Криворожское железорудное месторождение и аналогичные ему месторождения в других странах по генетическому типу являются не метаморфическими или метаморфизованными (несмотря на то, что метаморфизм определил петрографический облик железистых пород), а остаточными.

ЭВОЛЮЦИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ В ДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В течение геологической истории докембрия наблюдается постепенная смена различных типов железорудных формаций. Впервые наиболее существенные черты эволюции осадочного железорудного процесса установил Н. М. Страхов (1947). «Сопоставляя данные по докембрийским постальгонским рудам, мы можем, как будто уловить даже общее направление эволюции. С ходом геологической истории железорудный процесс все более сосредоточивается на континентальных массивах и приконтинентальных частях морских бассейнов, уходя из пелагических районов последних. Удельный вес морского рудоотложения, хотя и остается очень большим, все же постепенно убывает, значение же континентального, будучи подчиненным, относительно возрастает.

Убывают до полного исчезновения с верхнего палеозоя руды эффузивно-осадочные.

Приближение морских рудных фаций к берегу есть результат изменения физико-химических условий внутри морских бассейнов: возрастания их солености и одновременно уменьшения содержания активной углекислоты. Относительное же возрастание значения континентальных фаций представляет собой, надо думать, своеобразное отражение чисто тектонических процессов, и, в частности, разрастания платформ за счет геосинклиналей. Судя по «фациальному профилю» руд, свойственному каждой из этих регионально-тектонических единиц земной коры, иначе и быть не могло, ибо геосинклинали наиболее благоприятны для формирования руд морских, платформы — для руд континентальных» (Страхов, 1947, стр. 224).

Это заключение Н. М. Страхова в основном сохраняет свое значение и в настоящее время. Однако представление о малой солености докембрийских морей и ее увеличении в более молодых геологических эпохах едва ли может быть принято без существенных оговорок. Исходя из высокой мобильности основных катионов, продолжительности их пребывания в морской среде, а также возникновения океана за счет дегазации (дегидратации) мантии из довольно минерализованной воды, следует полагать, что средняя соленость Мирового океана в докембрии существенно не отличалась от фанерозоя.

Что касается непосредственно характера изменений железорудных формаций в докембрии и несмотря на то, что основные их типы (согласно классификации Л. Н. Формозовой) встречаются на разных возрастных рубежах, можно все же отметить некоторые главные тенденции.

В раннем докембрии преимущественно преобладают вулканогенно-осадочные формации киватинского типа.

В среднем докембрии начинают господствовать преимущественно железосланцевые и железо-карбонатные типы, причем средний докембрий (интервал 2600—1700 млн. лет назад) наиболее богат железорудными формациями и ассоциированными с ними железорудными месторождениями. Этот интервал среднего докембрия представляет собой выдающуюся металлогеническую эру железорудного накопления. В среднем докембрии начинают появляться оолитовые руды в разрезе таконитовых формаций оз. Верхнего и в более крупном масштабе — в системе Трансвааль в Южной Африке.

В позднем докембрии одновременно происходит железорудное осадкообразование джеспилитового и оолитового типов главным образом вблизи континентов. В конце верхнего докембрия джеспилитовый полосчатый тип почти полностью исчезает.

Л. Н. Формозова (1973) выделила главные черты эволюции железорудных формаций докембрия, которые в основном согласуются с ранее отмеченными Н. М. Страховым и другими авторами. Здесь подчеркнем лишь ту черту, отмеченную Л. Н. Формозовой, которая долгое время оставалась мало заметной и игнорировалась многими литологами, изучавшими докембрий: первичный состав железорудных минералов зависит не от геологического времени, а от геохимических условий среды осадкообразования. В каждой из выделенных формаций встречаются все четыре рудные фации (окисная, карбонатная, силикатная и сульфидная) или только некоторые из них.

Как показали Ю. П. Мельник и И. П. Луговая (1972) на примере криворожской железорудной формации, изотопный состав кислорода окислов железа существенно не изменяется в процессе метаморфизма и позволяет выяснить первичную природу осадков. На основании изотопного анализа и минералогеохимических данных ими были выделены три генетические группы магнетита: 1) первичноосадочный, или диагенетический; 2) магнетит, образовавшийся в процессе термической диссоциации карбонатов железа; 3) магнетит смешанного генезиса, возникший в результате метаморфической переработки осадочных толщ, содержащих окислы, карбонаты и силикаты.

Очевидно, ошибочно заключение о том, что большая часть железистых кварцитов возникла в результате регионального метаморфизма из сидеритовых первичных залежей. По современным геохимическим и минералогическим данным основные рудные фации железистых формаций ведут свое начало как первичные осадки от самого раннего докембрия.

Уже в среднем докембрии одновременно формируются оолитовые руды различного фациального состава (см. рис. 15): окисные формы вблизи берега, а закисные — вдали от него, в более глубоководных частях. В еще более глубоких частях морских бассейнов появляются пелагические тонкополосчатые джеспилитовые железистые отложения, представленные преимущественно окисными фациями как более глубоководными. Это противоречит рассмотренному ранее генезису железорудных фаций и представлениям Н. М. Страхова (1963) о том, что с удалением от глинистой зоны во все более пелагическую область моря восстановленность руд убывает, сидеритовые роговики сменяются хлорит-сидеритовыми, сидерит-магнетитовыми, потом магнетитовыми и в крайнем удалении — гематитовыми. Такой характер фациальной зональности отмечен Н. А. Плаксенко (1959) в пределах джеспилитовых руд Курской магнитной аномалии.

В действительности никакого противоречия нет. Интерпретация Н. М. Страхова фациальных особенностей джеспилитовых пород относится к *открытому морю* с хорошей аэрацией и с захоронением органического вещества в глинистых отложениях вблизи берега, где восстановительные условия создавались в процессе диагенеза, отразившись на фациальных особенностях оолитовых рудных залежей. Интерпретация Г. Л. Джеймса образования различных геохимических фаций железорудных формаций относится к *замкнутым и полузамкнутым водоемам*, возникающим в процессе геосинклинального развития. Очевидно, одновременное образование руд как джеспилитового, так и оолитового типов объясняется геологическими и геоморфологическими условиями: тонкополосчатые джеспилиты всегда возникали при химической денудации участков суши со сглаженным пологим рельефом, устраняющим возможность привноса крупнообломочного материала; оолитовые железорудные отложения возникали при быстром сносе материала денудации при резком рельефе суши.

При общих благоприятных геохимических условиях миграции железа в раннем и среднем докембрии поступление или отсутствие кластического материала в бассейны железорудного накопления регулировало общий характер типов железорудных формаций. В конце верхнего докембрия интенсивность миграции железа в морских водоемах резко сократилась и оно стало отлагаться преимущественно в зонах отложения кластического прибрежного материала, что привело к образованию, начиная с палеозоя, гидрогётит-шамозит-сидеритовых руд с оолитовой структурой.

Следовательно, переход от джеспилит-полосчатого к оолитовому железорудному осадконакоплению начался в среднем докембрии и завершился где-то в начале палеозоя.

МЕТАЛЛЫ СЕМЕЙСТВА ЖЕЛЕЗА

ТИТАН

Наиболее ценными промышленными месторождениями титана являются прибрежно-морские россыпи, содержащие рутил, ильменит, монацит, циркон. Такие россыпи известны на восточном побережье Австралии, побережьях Индии, Шри-Ланка, Африки, Бразилии, США (Флорида и др.). Все эти прибрежно-морские россыпи сформировались за счет размыва, сортировки и переотложения кор выветривания главным образом докембрийских горных пород (гнейсов, сланцев, а также магматических пород основного состава).

Второй тип месторождений представлен крупными линзами и дайкообразными телами вкрапленных и сплошных руд ильменит-магнетитового и ильменит-гематитового состава в анортозитах или на контактах анортозитов с вмещающими породами. Кроме ильменит-магнетитовых и ильменит-гематитовых коренных месторождений изредка встречаются также ильменит-рутиловые, имеющие важное практическое значение (в штате Вирджиния, США) и дайки нельсонита, содержащие ильменит, рутил и апатит, ассоциируют с анортозитами и гнейсами докембрия. Пластообразные и неправильной формы рудные тела с ильменитом и рутилом известны на месторождениях Крагеро и Фогне (Норвегия), связанных с анортозитами, залегающими в гнейсах докембрия. Очевидно, в будущем тип коренных титановых руд будет играть важную роль, так как линзы сплошных и вкрапленных титановых руд обнаружены в различных районах распространения докембрийских толщ. Особенно интересны с этой точки зрения площади развития докембрийских анортозитов.

Большинство известных коренных месторождений, с которыми связаны основные ресурсы титана, расположено в пределах древних платформ и щитов. Эти месторождения имеют докембрийский возраст и заключены в сложно дифференцированных массивах основного и ультраосновного состава, имеющих часто значительные размеры. Наиболее крупные по величине интрузивы дифференцированных основных и ультраосновных пород, содержащие главные месторождения титаномангнетитовых руд, расположены на Канадском, Балтийском и особенно Южно-Африканском щитах, где мощные тела анортозитов, габброидов и ультрабазитов приурочены к линейно ориентированным структурам зон глубинных разломов.

Северная Америка обладает значительными запасами титана, приуроченными к многочисленным докембрийским месторождениям, которые обрамляют Канадский щит с востока на запад вдоль южной окраины. Эти месторождения приурочены к поясам разобщенных массивов анортозитов и габброидов в районах р. Святого Лаврентия, Адирондакских гор, озер Онтарио и Верхнего.

В Канаде наиболее крупные месторождения расположены в провинции Квебек в районе оз. Аллард (Аллард-Лейк, Лейк-Гюи, Пьюиджелон, Миллс и др.). Эта группа месторождений генетически связана с массивом габбро-анортозитов размером 150×50 км. Массив сложен чередующимися габбро, норитами и преобладающими анортозитами. Главные рудные скопления приурочены к северо-восточной части массива и характеризуются пластообразной и линзо-

видной формой. На месторождении Лейк-Гно имеется три пластообразных рудных тела, наиболее крупное из которых простирается в анортозитах на 1 км при мощности до 100 м. На других месторождениях рудные тела характеризуются меньшими размерами.

Руды месторождений этого района характеризуются постоянным минеральным составом и представлены сплошными и вкрапленными обособлениями с полосчатой текстурой. Рудные выделения имеют четкие контакты с вмещающими анортозитами и часто содержат ксенолиты последних. Руды обычно крупнозернистые, содержат главным образом ильменит и гематит, в виде примеси присутствуют сульфиды (пирит, пирротин и халькопирит) и нерудные (полевой шпат, пироксен, реже биотит). В рудах высокого качества содержится 75% ильменита и 20% гематита.

Месторождения ильменита района Септ-Урбейн также расположены к северу от р. Святого Лаврентия и характеризуются крупными масштабами оруденения. Здесь известны месторождения Джeneral-Электрик, Ференс и другие, которые приурочены к массиву анортозитов с размерами 30×15 км в поперечнике, залегающему в метаморфических толщах докембрия. Рудные тела простираются на несколько километров в виде линзовидных и дайкообразных обособлений, приуроченных к зонам определенного направления. Для руд этого района характерна примесь рутила; на месторождении Джeneral-Электрик содержание рутила достигает 22% при содержании ильменита — гематита более 70%. На остальных месторождениях кристаллы ильменита и гематита резко преобладают, рутил и шпинель содержатся в подчиненных количествах.

Гематит-ильменитовые руды известны также в районе Иври, где они генетически связаны с докембрийским габбро-анортозитовым массивом площадью 2500 км². Сплошные рудные тела линзовидной формы простираются на расстояния до 250 м при средней мощности 35 м. Наблюдаются также участки вкрапленных руд. Рудные минералы представлены ильменитом (до 60%) и гематитом (27%), отмечается примесь сульфидов и нерудных минералов.

Ильменит-магнетитовые руды также известны в провинции Квебек. В районе Септ-Илес находятся незначительные по размерам месторождения (Моисон-Майн, Оутард Фолл и др.), расположенные в габбро-анортозитовом массиве в виде пластообразных и линзовидных сплошных ильменит-магнетитовых руд и вкрапленных зон. Рудные тела развиты в габбро, приуроченным к центральным частям массива и его краевым зонам в виде удлиненных или изометричных обособлений. Габбро часто характеризуется полосчатой текстурой, которая проявляется в чередовании лейкократовых и меланократовых полос. Последние обогащаются магнетитом и ильменитом с образованием сплошных рудных прослоев. Контакты рудных тел с вмещающими габброидами постепенные. Анортозиты, часто содержащиеся в габброидах, характеризуются резкими контактами с рудными выделениями. Сплошные руды состоят главным образом из железа (50—52%) и двуокиси титана, содержание которой изменяется от 12 до 20%.

В районе р. Сагуней открыто более десяти мелких и средних месторождений ильменит-магнетитовых руд. Рудные залежи приурочены к значительному по размерам габбро-анортозитовому массиву и состоят из крупнозернистых магнетита и ильменита с содержанием около 20% TiO_2 . В этом массиве отмечаются также мелкозернистые рудные выделения, содержащие повышенные количества апатита, которые связаны с зонами изменчивых пород габбро-диоритового состава. Содержание двуокиси титана снижается в этих рудах до 12% при значительном количестве пятиокси фосфора (до 10%).

Месторождения титаномагнетитов в Канаде имеются в провинциях Онтарио и Альберта, в которых известны тела габброидов, содержащиеся в докембрийских метаморфических толщах. Рудные тела месторождений Лидс, Хастинг, Бенффри, Ангус и других генетически связаны с габброидами, в которых кроме вкрапленных рудных зон отмечаются тела сплошных руд. Руды, содержащие титаномагнетит и ильменит, характеризуются варьирующим количеством двуокиси титана (обычно меньше 20%).

США занимают одно из первых мест в капиталистическом мире по запасам разнообразного титанового сырья. Имеются многочисленные коренные месторождения докембрийского возраста, расположенные в Адирондакских горах в пределах Аппалачей, на территории Колорадского плато и в районе оз. Верхнего.

В штате Нью-Йорк ильменит-магнетитовые месторождения располагаются вблизи оз. Сэнфорд и представлены рудными телами, залегающими в центральных участках докембрийского габбро-анортозитового массива Адирондак. Габбро-анортозиты залегают на территории около 300 км² и представлены анортозитами, габбро-анортозитами и габброидами, между которыми наблюдаются постепенные взаимопереходы через промежуточные разновидности пород. Анортозиты представляют собой порфировидные разноминеральные породы, в которых на фоне среднезернистой основной массы, состоящей из плагиоклазов и в меньшей степени из темноцветных минералов (амфиболов, моноклиновых и ромбических пироксенов), апатита и рудных минералов, выделяются крупные порфировидные кристаллы более основного состава (до 50% объема породы). Габброиды считаются более поздними инъекциями и обладают обычно сидеритовой структурой. При этом они характеризуются среднезернистостью, отсутствием фенокристов плагиоклаза и наличием псевдослоистой текстуры. Последняя проявляется в стратификации габброидов на более светлые (существенно плагиоклазовые) полосы и темные выделения темноцветных силикатных минералов, с которыми ассоциируют рудные минералы.

Месторождение Тегавус в этом районе дает около половины добычи ильменита в США. Тела сплошных руд разнообразной формы, представленные прослоями, линзами, штоками и гнездами, а также полосы вкрапленных руд сосредоточены в рудоносной зоне с размерами по простиранию более 500 м и шириной 130 м. Рудные тела тяготеют к габброидам и образованы в сплошных рудах магнетитом (60—64%) и ильменитом (до 30%), в качестве примеси присутствуют темноцветные минералы (амфибол, пироксены), гранат и плагиоклаз. Наиболее крупные рудные залежи залегают в контактовых зонах габброидов и анортозитов, образуя иногда в последних неправильной формы выделения вдоль нарушенных зон. На глубину прослеживается ритмичное переслаивание анортозитов, габброидов и рудных прослоев.

Второе крупное месторождение этого района Ор-Маунтин так же, как и Тегавус представлено рудными телами в габброидах и на контакте последних с анортозитами. Ильменит-магнетитовые залежи приурочены к рудоносному участку, прослеженному по простиранию на расстояние более 600 м при меняющейся ширине (15—60 м). Другие месторождения Адирондакских гор в районе оз. Сэнфорд (Чиней Понд, Каламити Милл Понд), а также месторождения, расположенные вблизи оз. Чамплен (Сплит-Рок, Литл Понд, Линкольн Понд, Дальтон-Ор и др.), незначительны по размерам и характеризуются более низким качеством руд.

В районе Аппалачей известны многочисленные месторождения титановых руд, приуроченные к габброидным массивам среди интенсивно метаморфизо-

ванных докембрийских комплексов пород. Примером может служить месторождение Айрон-Майн Хилл. Габброидный массив, с которым связано оруденение, залегает в кварц-биотитовых и эпидот-хлоритовых сланцах докембрия. Рудная зона прослеживается на 400 м при ширине до 200 м и представлена вкрапленными титаномагнетитовыми рудами, содержащими около 10% TiO_2 .

Месторождения рутил-ильменитовых руд Розленд и Пинег-Ривер являются наиболее крупными в штате Вирджиния. Они приурочены к удлиненному массиву анортозитов размерами 20×4 км. Анортозиты залегают согласно с вмещающими гнейсами докембрия и в значительной мере дислоцированы. В зонах дробления плагиоклаз (андезин) интенсивно катаклазирован, деформирован и характеризуется волнистым угасанием. Для него характерны также перекристаллизация и кристаллизация в зонах грануляции рутила, сфена, ильменита, слюды, актинолита, тремолита, клиноцоизита, альбита, хлорита и редко кварца.

Минералы титана образуют мелкозернистые вкрапленные зоны в анортозитах в виде полос или образуют линзовидные и дайковые обособления нельсонитов, состоящих из апатита и рудных минералов титана. По составу выделяется несколько разновидностей нельсонитов в зависимости от преобладания того или иного рудного минерала (рутил-нельсонит, ильменит-нельсонит, магнетит-нельсонит и др.). Тела нельсонитов чаще ориентированы в широтном и меридиональном направлениях и прослеживаются на расстояния от нескольких десятков метров до 700 м при мощности от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров с образованием расщепленных участков и ответвлений. Линзы рутиловых нельсонитов приурочены непосредственно к анортозитам, тогда как ильменитовые разновидности встречаются не только в анортозитах, но и на контактах последних с вмещающими гнейсами. Контакты между нельсонитами и анортозитами чаще резкие, однако для рутиловых разновидностей характерны расплывчатые очертания.

Руды рутил-нельсонитовых разновидностей состоят из рутила (до 75%) и апатита, в виде примеси наблюдаются ильменит и вторичные (лейкосен, сфен), замещающие рутил. Ильменит-нельсонитовые руды характеризуются полосчатой текстурой и представлены ильменитом, содержание которого иногда превышает 60%, апатитом (до 30%) и примесью темноцветных силикатов.

Многочисленные, но незначительные по размерам месторождения известны далее к югу в штатах Северная Каролина и Арканзас (горы Уичита).

В районе Колорадского плато выступ докембрийских метаморфических образований содержит тела габброидов и габбро-анортозитов, с которыми связан ряд титановых месторождений, обычно незначительных по запасам и с невысоким содержанием двуокиси титана. Однако в этом районе (штат Вайоминг) расположено одно из крупнейших месторождений ильменит-магнетитовых руд США Айрон-Маунтин, связанное с крупным массивом габбро-анортозитов. Рудные тела в виде линз и жил мощностью 15—60 м прослежены в виде рудоносной зоны на расстояние до 20 км. В рудах преобладает титаномагнетит, второстепенную роль играют ильменит, шпинель, оливин и плагиоклаз. Содержание двуокиси титана достигает 28%.

В Скалистых горах среди докембрийских метаморфических толщ известны габброидные массивы, к которым приурочены месторождения титановых руд, не имеющие большого практического значения. Отдельные месторождения известны также южнее (на юге штатов Аризона и Калифорния).

В районе оз. Верхнего титановые месторождения связаны с крупным докембрийским дифференцированным массивом габброидов Дулут, возраст которого 1100 млн. лет. Дифференциаты этого массива представлены анортози-

тами, нормальным габбро, оливиновым габбро и перидотитами. Рудные тела приурочены к меланократовым разновидностям габброидов и представлены сплошными рудами в виде линз, гнезд и штоков, а также полосами неравномерно вкрапленных руд. Содержание двуокиси титана в сплошных рудах 13—15%.

Западноевропейские страны крупных россыпных месторождений не имеют, а обладают в основном коренными месторождениями титана. Здесь выделяется большое количество средних и мелких месторождений, которые образуют титанорудную провинцию Балтийского щита.

В Норвегии известен ряд крупных месторождений, приуроченных к массивам докембрийских габброидов и габбро-анортозитов. На юге Норвегии широко распространены изолированные массивы габброидов, приуроченные к полосе развития докембрийских пород, простирающейся на расстояние более 100 км при ширине около 25 км. Многие массивы помимо широко распространенных апатитовых жил содержат тела титаномагнетитовых руд (месторождения Гомо, Крагеро, Ланго, Ризор и Фогне). Титановые минералы в этих месторождениях представлены ильменитом, рутилом, сфеном, анатазом, иттротитанитом. Рутил характерен для месторождений Крагеро и Фогне.

Севернее отмеченных месторождений в районе Херрефьорд расположены месторождения Спихолдт, Рамси, Филк Хедемарк. Два последних представлены вкрапленными рудами титаномагнетитов, содержащимися в измененных габброидах, которые залегают в докембрийских гнейсовых толщах. Более значительное месторождение Спихолдт залегают в габброидном массиве, дифференциаты которого представлены роговообманковым норитом и диаллаговым габбро. Рудные тела сложены титаномагнетитом (50%) и апатитом (5—10%). Нерудные минералы, содержание которых составляет иногда половину рудного тела, представлены диаллагом, бронзитом, оливином и роговой обманкой.

На юго-западном побережье Норвегии в районе Экерзунд известен ряд месторождений (Блаафельд, Сторганген, Киланд, Лакедаль и Хегдаль), приуроченных к массиву габбро-анортозитов, занимающему площадь около 1500 км², анортозиты слагают большую часть массива и представлены крупнозернистым лабрадором с примесью гиперстена и ильменита. Нориты распространены в гораздо меньшей степени и сложены гиперстеном, лабрадором и небольшими количествами ильменита. В анортозитах залегают пластообразные выделения сплошных ильменитовых руд, содержащих до 40% TiO₂. К норитам приурочены линзовидные зоны вкрапленных ильменитовых руд, в которых содержание ильменита достигает 50%.

Залежи чистых ильменитовых руд характерны для месторождения Лакедаль, однако запасы этих руд невелики. Месторождение Блаафельд характеризуется более крупными запасами. Рудные тела этого месторождения, представленные линзовидными и пластообразными выделениями, простираются на расстоянии от нескольких десятков до сотен метров при мощности 10 м. Они обычно имеют четкие контакты с вмещающими породами. Состав руд существенно ильменитовый, однако иногда отмечается примесь магнетита.

Наиболее крупное месторождение этого района Сторганген представлено зонами вкрапленных ильменитовых руд в норитах, которые простираются на расстояние до 3 км при ширине 30—70 м. Рудные зоны характеризуются стратификацией и полосчатым распределением светлых силикатных обособлений и меланократовых участков с рудными минералами. Контакты руд с вмещающими породами обычно резкие. Ильменит с примесью гематита в этих зонах содержится в изменяющихся количествах (в среднем 35—38%).

На юге Норвегии известна группа ильменитовых месторождений Норит, которые не обладают значительными запасами и поэтому не имеют большого значения. Такого же типа месторождения имеются на западе (Берген, Богсто, Золнор, Родзанд и Хелеевич) и на северо-западе Норвегии (Стиерно, Вестераал и др.).

В Швеции разведано несколько промышленных титаномагнетитовых месторождений. Среди них выделяется крупное месторождение Таберг, расположенное на юге страны и приуроченное к центральной части дифференцированного массива габбро-анортозитов. Наиболее распространенными породами массива являются нориты, к которым приурочена рудоносная зона с богатой вкрапленностью титаномагнетита. Зона прослеживается в виде полосы шириной до 450 м на расстояние около 1 км. Кроме титаномагнетита и ильменита в рудах присутствуют оливин, плагиоклаз, амфибол и примесь апатита и сульфидов. Руды характеризуются невысоким качеством, но запасы очень большие.

Финляндия обладает рядом месторождений титаномагнетитов, в рудах которых в значительных количествах присутствует ванадий (Отанмяки, Вуолийоки и др.). Месторождение Отанмяки приурочено к амфиболитам, залегающим в метаморфических толщах докембрия. Рудные вкрапленные зоны состоят из ильменита, который содержится в хлорит-биотитовых породах. Сплошные рудные тела имеют линзовидную или жильную форму и представлены магнетитом, ильменитом и титаномагнетитом.

В СССР на Балтийском щите имеется целый ряд дифференцированных массивов основных и ультраосновных пород, к которым приурочены многочисленные месторождения и рудопроявления ильменит-магнетитовых, титаномагнетитовых и ильменит-магнетитовых руд. В Карелии месторождения Пудожгорское, Велемякское, Койкарское и другие связаны со среднедокембрийскими интрузиями габброидов. Рудные тела приурочены обычно к нижним частям массивов и простираются на значительные расстояния при средней и небольшой мощности. Сходные месторождения известны и на Кольском полуострове (Сальных тундр, Ханлаута, Марьёское, Пялочнозерское, Цагинское и др.).

Пудожгорское месторождение на восточном берегу Онежского озера интересно тем, что приурочено к малому интрузиву докембрийских габброидных пород (габбро-диабазов). Дайкообразное тело габбро-диабазов залегает в пределах крупного разлома и характеризуется меняющимися углами падения (15° — 40°). Зона вкрапленных руд приурочена к лежащему боку интрузии и прослеживается на большие расстояния по простиранию и падению при мощности от 7 до 23 м. Содержание титаномагнетита в этой зоне колеблется от 45—70% в центре до 25—45% в приконтактных участках. Кроме титаномагнетита и примеси сульфидов в рудоносной зоне содержатся пироксен, плагиоклаз, амфибол и хлорит. Руды характеризуются невысоким качеством и содержат в среднем около 8% TiO_2 .

В пределах Украинского щита габбро-анортозиты Волини и Приднепровья содержат ильменитовые и ильменит-титаномагнетитовые руды в форме вкрапленных участков и зон, характеризующих иногда значительными масштабами. В Приазовье комплексе щелочных габброидов сопровождается многочисленными проявлениями ильменитовых и ильменит-магнетитовых руд. Для Украинского щита больше характерны рассыпные месторождения титана, сформированные за счет выветривания докембрийских габбро-анортозитов в мезо-кайнозой.

Габброидный пояс западного склона Южного Урала характеризуется региональной титаноносностью. Верхнедокембрийские массивы габброидов приурочены к глубинным разломам на стыке с Русской платформой. Интрузивные тела размером до 15—20 км простираются в субмеридиональном направлении

в виде прерывистого пояса на расстояние более 100 км. В районе Башкирского поднятия к этим массивам приурочены мощные залежи ильменит-магнетитовых руд Кусинского, Копанского и других месторождений, характеризующихся высоким качеством руд. Рудоносны обычно центральные части габброидных массивов. Рудные ильменит-магнетитовые тела линзовидной жиллообразной формы часто образуют серии параллельных обособлений, которые повторяют форму вмещающих габброидных дифференциатов. В таких же структурно-геологических условиях находится Юбрьшкинское месторождение титаномагнетитовых руд в Вишерском районе Северного Урала.

В пределах восточной части СССР докембрийский складчатый пояс, простирающийся вдоль южной границы Сибирской платформы на тысячи километров, представлен Енисейским кряжем, Восточными Саянами, Байкало-Олекминской складчатой областью, Становым и Джугджурским хребтами на Дальнем Востоке. Во всех этих складчатых сооружениях известны мощные дифференцированные массивы анортозитов, габбро-анортозитов, габброидов и ультрабазитов. Становой и Джугджурский хребты, обрамляющие Алданский щит, содержат наиболее крупные габбро-анортозитовые массивы, к которым приурочены вкрапленные и сплошные руды ильменита и титаномагнетита.

Наиболее крупный Джугджурский дифференцированный массив габбро-анортозитов простирается на расстояние более 200 км при ширине до 30 км. Дифференциаты в теле массива представлены анортозитами, габброидами, норитами, горнблендитами и пироксенитами. К массиву приурочен ряд рудоносных зон, которые характеризуются псевдослоистостью, образовавшейся вследствие концентрации темноцветных силикатов и рудных минералов в виде полос среди более лейкократовых участков. Рудные минералы представлены ильменитом, титаномагнетитом и примесью сульфидов.

Значительными размерами характеризуются Маймаканский габбро-анортозитовый массив, расположенный на площади более 100 км², с которым связаны зоны вкрапленных и сплошных руд ильменитового и ильменит-титаномагнетитового состава.

Кроме указанного докембрийского складчатого пояса, обрамляющего с юга Сибирскую платформу, к югу от него в Восточной Сибири прослеживается второй пояс габброидных массивов также докембрийского возраста, в котором расположены крупные месторождения ильменит-титаномагнетитовых руд (Арсентьевское, Кручининское, Аленгуйское и др.).

В Азии значительными запасами коренных титаномагнетитовых руд обладает КНР.

В Индии кроме широко известных россыпных месторождений имеются значительные ресурсы докембрийских титаномагнетитовых руд, сосредоточенных на востоке страны (штаты Бихар, Майсур и Андхра-Прадеш). Рудные тела приурочены к габброидам и ультрабазитам и характеризуются повышенным содержанием ванадия. В районе Сингбхум в толще докембрийских пород железорудной серии залегают измененные габброиды, преобразованные в тальковые, тальк-хлоритовые, тремолитовые и другие сланцы. Рудные тела сложены титаномагнетитом с повышенным количеством ванадия. Подобные месторождения имеются также в районах Майнорбандж, Кудادا и др. В рудах месторождений этих районов содержится ванадиеносный титаномагнетит, а также ильменит, рутил и гематит.

В Австралии основные запасы титановых руд связаны с прибрежно-морскими россыпями. Незначительные коренные месторождения титана известны на юго-западе страны в районе городов Аделаида и Перт.

Африка обладает крупнейшими месторождениями титана, которые располагаются в различных докембрийских толщах и приурочены к габбро-анортозитовым массивам. Южно-Африканская Республика занимает первое место в мире по запасам двуокиси титана. Основные запасы титана связаны с крупнейшими месторождениями, приуроченными к сложно дифференцированному Бушвельдскому комплексу основных и ультраосновных пород докембрийского возраста в Трансваале.

Бушвельдский комплекс обнажается на территории более 100 тыс. км² среди вмещающих пород трансваальской системы докембрия (рис. 16). Нижние

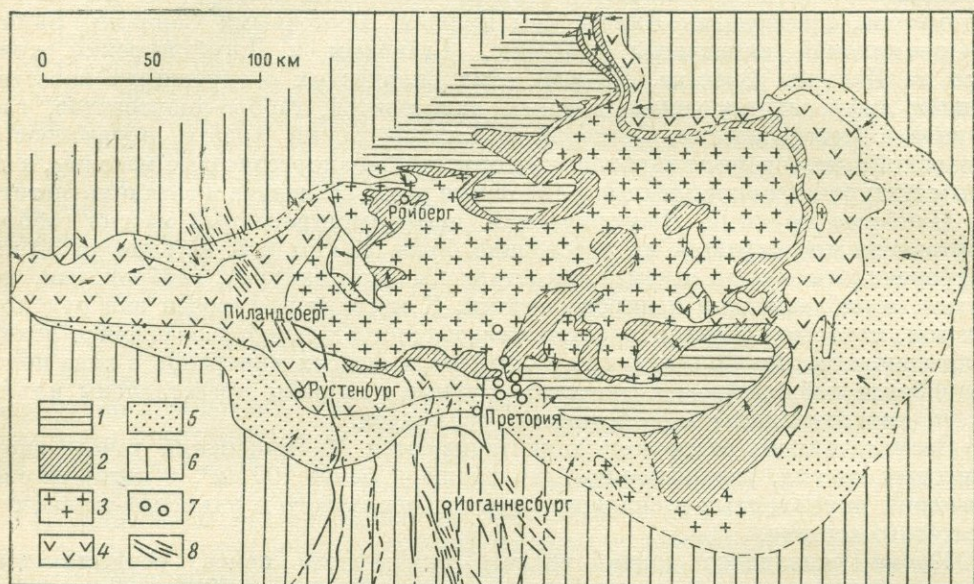


Рис. 16. Схематическая геологическая карта Большого Бушвельдского лополита.
По А. Дю Тойту.

1 — система Ватеберг; 2 — «Ройбергская» группа; 3—4 — интрузивы: 3 — красные граниты, 4 — нориты; 5—6 — подошва, сложенная породами трансваальской системы: 5 — область, инъецированная диабазами, 6 — область без диабазов; 7—8 — послебушвельдские интрузивы: 7 — район развития сиенитов, 8 — дайки. Стрелками обозначено направление падения пластов

дифференциаты комплекса представлены различными породами основного и ультраосновного состава, в верхней части дифференциация обусловила формирование гранитов. Рудоносные зоны простираются на расстояние до 650 км.

Оруденение приурочено к нижним, более основным зонам, и проявлено в форме параллельно или четкообразно расположенных мощных линз или пластообразных залежей титанмагнетита, ленточных выделений хромита и платинусодержащих тел линзовидной или трубообразной формы. Залежи титановых руд сложены магнетитом, ильменитом, титанмагнетитом и гематитом. Наиболее крупное месторождение Магнет-Хейтс расположено к северу от г. Претория.

Месторождения подобного типа, приуроченные к докембрийским базитовым массивам, обнаружены и в провинции Натал в районе р. Тугел. Рудные

тела ильменит-магнетитового состава залегают в габбро-норитовом массиве и содержат до 20% TiO_2 .

Танзания обладает крупнейшими ресурсами титана, приуроченными к докембрийским габброидным массивам, занимая второе место в мире по запасам. Главные месторождения сосредоточены в округе Ньямба, на северо-восточном берегу оз. Ньяса (Лиганга, Люгарав и др.). Рудные тела связаны с дифференцированным комплексом габброидов, залегающих в толще метаморфических пород укинга. Месторождение Лиганга представлено несколькими круто падающими пластообразными залежами сплошных руд, которые прослеживаются по простиранию на несколько километров при мощности от 10 до 200 м. В руде содержатся магнетит, ильменит, кварц и шпинель. Содержание двуокиси титана в среднем 12—13%.

Крупные месторождения титаномангнетитовых руд, связанные с докембрийскими массивами габбро-анортозитов, известны также в Сьерра-Леоне, Того, Нигерии.

Запасы титана в Арабской Республике Египет заключены главным образом в коренном месторождении ильменита Абу-Гхалака, которое приурочено к дифференцированному габброидному массиву, залегающему в метаморфических толщах докембрия. Рудные тела представлены пластообразными и линзовидными залежами мощностью в несколько метров, которые характеризуются полосчатой текстурой, выраженной чередованием полос ильменитового состава и слоев вкрапленных ильменитовых руд. В рудах преобладает ильменит, который содержит пластинки гематита.

Коренные месторождения титана известны также в восточной части о. Мадагаскар, на территории развития докембрийских пород (районы Бетрок, Фулпоинт и р. Вангоа). Руды связаны с габброидными массивами и характеризуются гематит-ильменитовым и магнетит-ильменитовым составом с высоким содержанием двуокиси титана (20—40%).

В Южной Америке кроме россыпей, имеющих наиболее важное промышленное значение, находятся и коренные месторождения титана, главным образом в Бразилии. Ряд месторождений ильменорутила связан с дифференцированными нефелиновыми сиенитами. Известны также метаморфогенные месторождения рутила и ильменита, представленные зонами вкрапленных руд в серицитовых и тальковых сланцах докембрийского возраста в штатах Минас-Жерайс и Гояс.

Запасы двуокиси титана в промышленно развитых и развивающихся странах составляют около 660 млн. т. На долю Африки приходится более половины всех ресурсов титана, которые находятся в двух странах (ЮАР и Танзания) и приурочены к докембрийским породам.

По возрасту докембрийские тела дифференцированных массивов ультраосновных и основных пород, содержащие титановые руды, относятся к верхнему докембрию (возраст их от 2000 млн. лет и моложе). Мощный магматизм Бушвельдского комплекса укладывается в возрастной интервал 2000—1900 млн. лет (Schreiner, 1958; Nicolaysen, 1958). Крупный интрузив габброидов Дулут в штате Миннесота (США) характеризуется временем внедрения 1100 млн. лет. Комплекс габбро-анортозитов в горах Уичито (США) имеет возраст 550 млн. лет. Петрографическое и структурное сходство этих ритмически расслоенных интрузивных комплексов свидетельствует о том, что они сформировались в аналогичных геологических условиях, характерных и для габброанортозитов других районов (Балтийский, Украинский, Индийский и Канадский щиты).

Согласно возрастным и геолого-структурным данным габбро и гранофиры формировались в одни и те же этапы в виде крупных, медленно кристаллизующихся масс в неорогенной континентальной обстановке. Эти магматические комплексы, характеризующиеся тесной ассоциацией основных и кислых дифференциатов, присущи платформенному этапу эволюции определенного участка земной коры и могли возникать на различных участках материков в течение всего верхнего докембрия. Более древние образования не сохраняются, так как они обычно интенсивно метаморфизованы и превращены в сланцевые толщи с вкрапленностью ильменита и рутила (Австралия, Южная Америка и другие районы).

Руды ильменита, титаномагнетита и рутила формировались при расслоении основной магмы в различные стадии кристаллизации. В магматический этап (одновременно с габброидами) возникали вкрапленные руды, образующие сидеронитовую структуру рудных зон, а также согласные линзы и прослои рудных минералов, параллельные псевдослоистости, с постепенными переходами во вмещающие породы. Последние стадии кристаллизации рудного расплава, обогащенного железом, титаном и ванадием, приводили к образованию несогласных рудных тел линзовидной и штокообразной формы с резкими контактами во вмещающих породах. Магматические инъекции часто сопровождались высокотемпературным замещением.

ВАНАДИЙ

Месторождения ванадия характеризуются обычно небольшими масштабами рудопроявления (кроме двух промышленных). Для ванадия характерно три генетических типа месторождений: два типа осадочного генезиса известны в фанерозое, а третий тип характерен для докембрия.

Наиболее известные месторождения докембрийских ванадиевых руд расположены в Африке: Брокен-Хилл (Замбия), Абенабаб и Тсумб (Намибия), представленные зонами окисления этих полиметаллических месторождений. На этих месторождениях развита гнездообразная вкрапленность ванадинита и деклуазита.

В связи с истощением месторождений зон окисления полиметаллических месторождений основные перспективы получения ванадия в будущем связываются с использованием титаномагнетитовых руд, в которых содержание пятиоксида ванадия колеблется от 0,1 до 1—2% (редко 4—5%).

Основные ресурсы разведанных руд ванадия в странах капиталистического мира сосредоточены в США, ЮАР, Намибии и Финляндии. В США ванадий извлекается в основном из урано-ванадиевых (карнититовых и роскоэлитовых) руд фанерозоя, в ЮАР, Финляндии и Норвегии источником служат докембрийские ванадийсодержащие руды титаномагнетитов, а в Намибии — зоны окисления докембрийских полиметаллических месторождений.

В Северной Америке (кроме фанерозойских ванадиевых месторождений) в Канаде и США известны докембрийские месторождения титаномагнетитовых руд, содержащие в качестве постоянной примеси пятиокись ванадия. Титаномагнетиты месторождения Тегавус в Адирондакских горах (США) содержат около 0,4% V_2O_5 . Месторождение Айрон-Маунтин в штате Вайоминг также содержит 0,35—0,45% V_2O_5 .

В Канаде залежи ванадиеносных ильменитовых и титаномагнетитовых руд сосредоточены в провинции Квебек.

В Европе ванадиеносной является Скандинавско-Балтийская титанорудная провинция, которая охватывает Финляндию, Швецию, Норвегию и СССР. В Финляндии месторождения Вуолийоки, Отанмяки и другие в богатых титаномагнетитовых рудах содержат в среднем 2,42% V_2O_5 . В Швеции также добывается ванадий из руд этого типа (месторождение Таберг).

В СССР аналогичные месторождения, разрабатываемые на железо, титан и ванадий, расположены в Карелии (Пудожгорское и Велемякское).

На территории Азии крупные запасы докембрийских титаномагнетитовых руд известны в Индии. Докембрийские титаномагнетиты Индии отличаются высоким содержанием ванадия. Например, руды месторождений в районах Майурбхани (штат Орисса) и Сингбхум (штат Бихар) содержат 0,5—4,0% V_2O_5 (в среднем 1,5—2,5%).

На территории Австралии открыты незначительные гидротермальные месторождения давидита. Однако основные перспективы связываются с титаномагнетитовыми рудами докембрия, характеризующимися большими запасами и высоким содержанием пятиоксида ванадия. В Австралии, не обладавшей ранее значительными запасами ванадия, в последние годы обнаружен целый ряд месторождений, расположенных в западной части страны. В районе Джемсон-Рейндж (северо-восточнее Калгурли) открыто месторождение титаномагнетитовых руд с запасами около 100 млн. т руды, содержащей 48% Fe, 20% TiO_2 и 1,5% V_2O_5 . Совсем недавно выявлены новые месторождения ванадия — одно вблизи р. Перт и второе близ Маунт-Мэгниит (к востоку от Джералдтона). Рудные тела титаномагнетитов в Маунт-Мэгниит прослежены на расстояние до 20 км и содержат в среднем 0,4 V_2O_5 .

Африка обладает значительными ресурсами ванадия. ЮАР занимает второе место по добыче ванадия в капиталистическом мире после США. Ванадий добывается при переработке титаномагнетитовых руд, приуроченных к ультрабазитам Бушвельдского комплекса, содержащих 0,4—1,5% V_2O_5 . Имеется завод, перерабатывающий титаномагнетиты рудника Маночо, располагающегося в 60 км от г. Лейденбурга. Подобные месторождения известны также в провинции Натал.

Намибия также обладает значительными запасами ванадия, приуроченными к зонам окисления полиметаллических месторождений Абенабаб, Берг-Аукас, Тсумб и др. Все они расположены в горном районе Отава (Намибия), который уже давно стал известен как крупный источник ванадия. Ванадиевое оруденение месторождения Абенабаб приурочено к верхним горизонтам зон брекчирования в карбонатных толщах протерозоя. Оруденение связано непосредственно с верхним окисленным горизонтом полиметаллических руд в доломитах и представлено желваковыми и конкреционными образованиями ванадинита и деклуазита, а также вторичными минералами свинца и цинка. Содержание пятиоксида ванадия достигает 2—3% и с глубиной уменьшается.

Нижние, неокисленные горизонты месторождения содержат сульфидные руды свинца и цинка, в которых примесь ванадия незначительна. Значительные запасы ванадия характерны также и для месторождения Берг-Аукас, которое в настоящее время является основным источником ванадия в стране. Давно разрабатываемое месторождение Тсумб помимо других элементов содержит в промышленных количествах ванадий в форме пятиоксида.

Для всех месторождений района Отава установлена общая закономерность: на юго-востоке региона преобладает деклуазит, на северо-западе — моттрамит.

В центральной части Замбии расположена группа месторождений свинцово-цинковых руд, генетически связанных с докембрийскими толщами доломитов. В месторождении Брокен-Хилл содержания свинца и цинка исключительно велики, в виде деклуазита и ванадинита присутствует ванадий.

В Южной Америке значительные запасы ванадия приурочены к полиметаллическим месторождениям Бразилии, образующим линейно ориентированные зоны с возрастом оруденения от 2500 до 500 млн. лет. Зоны окисления этих месторождений, расположенных главным образом в штате Минас-Жерайс, характеризуются высоким содержанием пятиоксида ванадия (до нескольких процентов) в виде деклуазита и ванадинита.

В Аргентине зоны окисления ряда полиметаллических месторождений также содержат деклуазит и ванадинит.

ХРОМ

Крупные месторождения металлургических и химических хромитов очень редки. В настоящее время выделяют три промышленных типа. К первому относятся невыдержанные по мощности месторождения средних и малых размеров в виде пластообразных и линзовидных тел, трубообразных выделений и гнезд массивных и вкрапленных руд хромшпинелидов в ультрабазитах, перидотитах и дунитах. Второй тип месторождений связан с массивами стратифицированных интрузивов основного (нориты) и ультраосновного (пироксениты, перидотиты) состава, в которых пластообразные выделения массивных и вкрапленных руд хромшпинелидов выдержаны по простирацию и падению. К третьему типу относятся россыши аллювиального и реже элювиального происхождения. Для докембрия характерен преимущественно второй тип.

Большинство индустриальных капиталистических стран совершенно лишено собственной сырьевой базы хромитов. Основные запасы этого сырья находятся в Африке и связаны с докембрийскими месторождениями ЮАР и Южной Родезии. Эти страны содержат около 80% ресурсов хромитов в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах.

В Северной Америке запасы хромитов невелики. В США многочисленные мелкие месторождения низкосортных хромитов докембрийского возраста известны в штате Монтана. Месторождения связаны с габбро-норитовыми интрузиями, в которых прослеживаются пласто- и линзообразные выделения вкрапленных и сплошных руд хромитов. Последние имеют мощность от 0,5 до 2,5 м и небольшую протяженность (редко до нескольких сотен метров).

В Западной Гренландии известны пластообразные залежи хромитов, связанные с анортозитовым дифференциатом стратифицированной интрузии ультрабазитов Фискенессетского комплекса, залегающей согласно в гнейсах, возраст которых древнее 2600 млн. лет. В разрезе интрузии установлено от двух до четырех пластообразных тел хромитов мощностью 0,5—3 м (иногда до 20 м), прослеживающихся на значительные расстояния. Хромитовые горизонты Фискенессетского комплекса сходны с пластовыми залежами хромитов Бушвельдского комплекса.

В Западной Европе месторождения низкосортных хромитов известны в Финляндии, наиболее значительным является месторождение Кеми.

Индия обладает значительными запасами хромитов, занимая третье место по запасам в капиталистическом мире. Месторождения хромитов известны в штатах Орисса, Андхра-Прадеш, Бихар и Майсур. Рудные тела связаны с серпентинизированными ультрабазитами (дунитами, перидотитами) и серпентини-

тами. Метаморфизованный комплекс Ситтампунди во многом сходен с образованиями Бушвельского комплекса.

Докембрийские месторождения хромитов в штате Орисса характеризуются многообразием форм и различными генетическими особенностями, хотя имеют близкий возраст, прорывая отложения железорудной серии. Ультраосновные тела, содержащие хромитовое оруденение, образуют небольшие по размерам изолированные массивы, содержащиеся в кварцитах, и многочисленные останцы измененных пород в гранитах. Наиболее крупные тела стратифицированы и в плане имеют размеры 14×2 км. Измененные ультраосновные породы, содержащие хромитовые залежи, представлены серпентинизированными душитами, тальковыми и тремолитовыми сланцами, актинолит-хлоритовыми и магнетитовыми породами. Более поздние образования ультрабазитов не содержат промышленных концентраций хромитов и состоят из крупнозернистых энстатитовых пород (энстатитовых перидотитов, энстатит-диаллаговых перидотитов и метагаббро), содержащих в качестве аксессуория идиоморфный хромит.

Рудные залежи хромитов образуют разнообразные выделения. Кроме рассеянной вкрапленности отмечаются шпировые выделения, а также наиболее важные в промышленном отношении пластообразные рудные тела длиной до 1 км при мощности от 3 до 11 м. Последние содержат плотную грубозернистую или массивную хромитовую массу или мелкозернистые до грубозернистых выделения рыхлых руд. Кроме того, отмечаются хромитовые тела неправильной формы в гранитах с размерами до 16 м по простиранию и 10 м по падению при мощности до 3 м. Известны также хромитовые залежи, приуроченные к секущим трещинным зонам. Рудные минералы представлены главным образом хромитом с переменными количествами серпентина и талька. Наблюдается примесь магнетита, пирротина, ильменита, рутила и пирита.

Австралия не обладает значительными запасами хромитов. Известны докембрийские месторождения низкосортных хромитов, незначительные по масштабам, приуроченные к ультраосновным породам главным образом в провинции Квинсленд.

В Южной Африке сосредоточены главные месторождения хромитов, имеющих важное промышленное значение. ЮАР занимает первое место в капиталистическом мире по запасам хромитов. Главные месторождения хромитов докембрийского возраста расположены в центральной части Трансвааля. Все они приурочены к различным дифференциатам Бушвельдского стратифицированного комплекса ультрабазитов. Широко известны два хромитоносных района (Рюстенбургский и Лейденбургский), которые простираются на десятки километров в юго-западном и восточном направлениях.

В Рюстенбургском районе имеются три полого залегающих горизонта вкрапленных и сплошных руд в анортозитах или на контактах анортозитов и пироксенитов, прослеженные по простиранию с перерывами на десятки километров. Каждый из трех рудных горизонтов состоит из нескольких пластообразных выделений хромита мощностью от нескольких сантиметров до 2 м, разделенных анортозитами и пироксенитами (диаллаг-бронзитовые разновидности). В Лейденбургском районе выделено два рудоносных горизонта, аналогичных предыдущим. В общем руды характеризуются невысоким содержанием окиси хрома и разрабатываются только обогащенные участки.

В последние годы открыты новые месторождения с более высоким содержанием окиси хрома. Они расположены в северо-западной части провинции Трансвааль вблизи г. Постгитерсрюста и представлены пластообразными

выделениями хромитов, генетически связанными с серпентинитами и гарцбургитами докембрия.

Второе место по запасам хромитов в капиталистическом мире занимает Южная Родезия. Здесь выделено два типа докембрийских месторождений. К первому типу относятся пластообразные залежи хромитов, генетически связанные с комплексом ультраосновных и основных пород, известным под названием Великая Дайка, которая простирается на расстояние более 500 км при видимой мощности 5—10 км (рис. 17). Комплекс пород Великой Дайки близок по составу к ультрабазитам Бушвельдского комплекса и также характеризуется дифференциацией пород, причем нориты подстилаются дунитами, перидотитами и пироксенитами. К ультрабазитам приурочены пластообразные залежи хромитов, количество которых в различных районах колеблется от 3 до 10. Мощность этих залежей 10—45 см, падение к центру дайки под углами 15—25°.

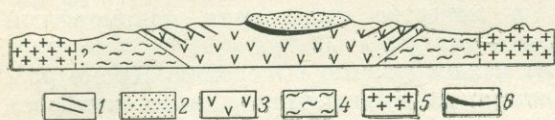


Рис. 17. Разрез через Великую Дайку. По А. Дю Тойту.
1 — полосы хромита; 2 — нориты; 3 — анстатитовые породы; 4 — серпентиниты; 5 — граниты основания; 6 — платиновый горизонт

Комплексы ультрабазитов Великой Дайки, содержащие хромитовые залежи, простираются непрерывно на десятки километров. Рудные тела прослеживаются в меридиональном направлении в виде зоны (длиной до 10 км) оруденелых гнезд и сплошных руд среди тальковых, серпентинитовых и хлоритовых сланцев, сформированных за счет метаморфизма докембрийских ультраосновных пород. Отдельные рудные тела характеризуются мощностью 3—5 м и простираются на 150—180 м. Руды этого месторождения отличаются более высоким качеством по сравнению с рудами Великой Дайки и Бушвельдского комплекса.

Кроме месторождения Селукве к этому типу относятся небольшие по размерам месторождения Белингве, Гвандо и Машаба.

Хромитовые месторождения известны в Сьерра-Леоне на юго-востоке вблизи границы с Либерией, где они приурочены к поясу измененных ультраосновных пород, простирающемуся в северо-восточном направлении на 120 км. Незначительные по размерам месторождения характеризуются высоким качеством руд и связаны с телами серпентинизированных дунитов, серпентинитов, тальковых и хлоритовых сланцев, которые содержатся в гнейсах, амфиболитах и амфибол-биотитовых сланцах серии Камбюи. Метаморфические преобразования ультрабазитов связаны с инъекциями гранитоидов, пегматитов и аплитов и выразились в образовании серпентинитов, антофиллитовых, тремолитовых, тальковых и хлоритовых сланцев.

Оруденение характеризуется полосчатым распределением хромитов с резкими и постепенными переходами между рудными полосами и безрудными дунитами. Иногда оруденение приобретает ритмический характер. Наблюдаются также шлировые выделения и прослои хромитов.

Примером может служить наиболее крупное месторождение Лаго вблизи сел. Ханга. Район месторождения сложен амфиболитами и роговообманковыми сланцами серии Камбюи нижнего архея. Массивы хромосодержащих серпентинизированных дунитов и серпентинитов протягиваются в северо-восточном направлении параллельно с общим простираемьем вмещающих пород. Рудные

тела, представленные хромитами, характеризуются мощностью 1—5 м и содержат массивные и вкрапленные выделения, которые выдерживаются на расстоянии в несколько десятков метров (иногда до 90 м). Рудные залежи отличаются большими углами падения и залегают несогласно с преобладающим направлением сланцеватости вмещающих серпентинизированных пород.

В Того хромитовая зона прослежена на юге страны и характеризуется незначительными масштабами. Хромитовые тела приурочены к серпентинитам, залегающим в амфиболитах серии Дагомей, и представлены шпировыми выделениями. Примером служат месторождения Ахито и Джести.

В Малагасийской Республике эксплуатируются месторождения хромита в районе Андриамены (Бериана, Ранумена и др.).

В Бразилии залежи хромитовых руд характеризуются невысоким качеством. Они известны в районах Санта-Лусия, Кампу-Формоза (штат Байя), Позу-Альто (штат Гояс) и Пьюмки (штат Минас-Жерайс).

МАРГАНЕЦ

Для марганца характерны разнообразные месторождения, но промышленными являются всего два. Первый тип включает пласто- или плащеобразные тела окислов марганца, залегающих на докембрийских породах часто в виде марганцевых шляп. Последние характеризуются высоким качеством руд и имеют наибольшее практическое значение. Второй тип месторождений охватывает окисные и карбонатные руды в мезозойских и кайнозойских отложениях.

Докембрийские месторождения марганца обеспечивают большую часть добычи в капиталистических странах, тогда как в СССР основные ресурсы марганца сосредоточены в кайнозойских месторождениях. Месторождения марганцевых руд докембрия, широко распространенные в Индии, Африке и Бразилии, считаются метаморфогенными, хотя и отличаются друг от друга положением в разрезах докембрийских формаций, минеральным составом руд и различной степенью латеритного выветривания.

Северная Америка не обладает значительными ресурсами докембрийских марганцевых руд. В США известны марганцевые руды в районах Горных штатов. Железо-марганцевые руды добываются также в штате Миннесота (хр. Куона, район оз. Верхнего), где они связаны с железорудными месторождениями.

В Западной Европе и европейской части СССР докембрийские месторождения марганца отсутствуют.

Азия обладает значительными запасами докембрийских марганцевых руд. В СССР они не имеют важного промышленного значения. К этому типу докембрийских метаморфизованных руд относится Мазульское месторождение в Красноярском крае, приуроченное к вулканогенно-осадочным породам докембрия и представленное линзами карбонатных руд, на которых залегают окисленные руды марганцевых шляп. В Восточной Сибири докембрийскими метаморфизованными месторождениями марганца являются Саган-Заба и район Малого Хингана.

Индия обладает развитой марганцеводобывающей промышленностью, занимая второе место в капиталистическом мире по запасам. Индийские месторождения марганца известны еще с конца прошлого века и считаются классическими представителями высококачественных марганцевых руд, связанных с докембрийскими породами, которые выделены также в докембрии Африки и Бразилии. Месторождения метаморфизованных руд марганца Индии приурочены к различным докембрийским образованиям и характеризуются разнообразным

составом руд. Все месторождения можно объединить в две группы. Первая группа включает месторождения высокого качества, которые представлены в основном окисными рудами, имеющими важное промышленное значение. Ко второй группе относятся гондитовые и кодуритовые месторождения силикатных руд марганца, имеющих меньшее практическое значение, так как многие месторождения марганца в Индии, приуроченные к гондитам, представляют собой небольшие по размерам открытые выработки с полукустарными методами разработки, пригодными для добычи только богатых поверхностных руд окисленных зон.

Широко развиты в докембрии Индии латеритные марганцево-силикатные месторождения, приуроченные к выходам пород архейского возраста. Ряд месторождений связан с выходами дарварских пород древнего докембрия и распространены в районах Беллари и Сандур (штат Андхра-Прадеш), Дхарвар, Кадур, Тумкур, Читалдург, Шимога (штат Майсур) и др. Обычно месторождения этих районов многочисленны и располагаются в нижней части латеритного покрова в виде мелких разработок. Главная часть месторождений этого типа связана с более молодыми отложениями верхнего архея, главным образом с отложениями саусарской серии (Roy, 1964). Среди разрабатываемых месторождений наибольшее значение имеют рудники в районах Балагхат и Чхиндвара (штат Мадхья-Прадеш), Бхандра и Нагпур (штат Махараштра) и др. В протерозойских толщах марганцево-силикатные руды встречаются крайне редко.

Месторождения марганцево-силикатных руд залегают согласно с вмещающими породами в виде пластов, пачек и линз метаморфических марганцево-силикатных пород, представленных гондитами и кодуритами. Гондитовая формация подстилает итабиритовую формацию железистых кварцитов.

Гондиты представляют собой марганецсодержащие метаморфические породы, в составе которых отмечаются спессартин, кварц, родонит и некоторые другие силикаты марганца. Кодуриты являются своеобразными гибридными породами, возникающими в контактовых зонах марганцево-силикатных пород и мраморов в результате регионального метаморфизма, сопровождавшегося процессами метасоматоза с привнесением калия. В результате кодуриты сложены калиевым полевым шпатом, спессартин-андрадитовым гранатом, марганцевым пироксеном, родонитом и апатитом.

Гондиты и кодуриты образуют мощные пластовые тела, простирающиеся на 3—5 км при мощности от нескольких метров до 50 м. Рудные тела часто дислоцированы и вместе с вмещающими породами смяты в складки. Основные запасы руд этого типа месторождений сосредоточены в зонах выветривания, где образуются крупные скопления богатых марганцевых руд с содержанием марганца 30—50%, тогда как неизменные гондиты и кодуриты содержат 10—20% марганца. Богатые марганцевые руды представлены гипергенными минералами (пиролозитом, псиломеланом, манганитом и др.) в виде натечных, жильных и землистых выделений. Эти руды прослеживаются обычно на небольшую глубину 10—30 м, редко 100 м, причем качество руд с глубиной ухудшается. В отличие от месторождений окисных руд, которые образуют пластовые выделения, рудные тела в гондитах и кодуритах, представленные марганцевыми шпаями, характеризуются сложными условиями залегания.

Месторождения окисных марганцевых руд встречаются изредка в древних (ниже докембрийских) метаморфических породах. К этому типу относится месторождение Бхарвели в штате Мадхья-Прадеш. Главная часть месторождений окисных руд приурочена к более молодым среднедокембрийским форма-

циям. Они представлены обычно пластообразными и линзовидными выделениями, залегающими согласно с вмещающими породами чампанерской, колханской, железорудной и араваллийской серий. Рудные тела часто интенсивно дислоцированы и смяты в складки вместе с вмещающими породами.

Наиболее крупный марганценосный пояс как окисных, так и силикатных руд расположен на территории штатов Мадхья-Прадеш и Махараштра. Он протягивается дугообразно на 209 км в длину (с севера на юг) при средней ширине 26 км (Roy, 1964), включая районы Балагхат, Бхандара, Нагруп и Чиндвара. Рудные тела имеют пластообразную, изредка линзовидную форму с размерами по простиранию до нескольких километров и мощностью до 10—15 м. Руды месторождений этого типа высокого качества и представлены главным образом браунитом и псиломеланом. Наиболее крупные месторождения этой полосы сосредоточены в районах Балагхат, Уква, Бхарвели, Тироди, Чикла, Говари, Ситалар и Донгри Бузург. В районе Балагхат во вмещающем комплексе кристаллических сланцев пласты марганцевых руд простираются на расстояние более 3 км при средней мощности около 8 м. Падение рудных пластов крутое ($50-60^\circ$) на северо-запад. В рудах преобладает браунит. В районе Уква рудный пласт также простирается с северо-востока на юго-запад на расстояние более 3 км при мощности 3—6 м и углах падения $20^\circ-60^\circ$ на северо-запад. В рядом расположенном районе Бхарвели мощность рудного тела 5—15 м, причем в зоне складчатости мощность увеличивается до 45 м. Вмещающими породами в районах Уква и Бхарвели служат гранат-сланцевые сланцы и кварциты (лежащий бок), филлиты и серицитовые сланцы (висячий бок).

Месторождение Донгри Бузург представлено рудным телом браунитовых руд, которое простирается на расстояние более 2 км. В этом районе имеются и другие рудные тела окисных марганцевых руд, также залегающие в гондитах, характеризующиеся значительной протяженностью и мощностью 2—20 м. Руды состоят главным образом из браунита, голландита, реже биксбиита, гаусманита и манганита. Большое значение имеют разрабатываемые месторождения в штате Гуджарат. Крупное месторождение Панч-Махал представлено пластовыми телами браунитовых руд, которые простираются на расстояния 2,5—3,5 км при средней мощности около 10 м. Падение пластов довольно крутое (около 45°) и на глубину они разведаны на 120—130 м. Другое крупное месторождение Барода также характеризуется значительными размерами рудных тел и высоким качеством руд.

Для многих месторождений характерно появление в зоне выветривания натечных образований псиломелана и пиролюзита, развивающихся за счет браунита. Эти участки характеризуются самым высоким качеством руд.

Последние обобщения индийских геологов (Roy, 1964; Rao, 1964) по вопросу генезиса марганцевых месторождений позволяют считать гондиты и связанные с ними месторождения марганца результатом метаморфизма древних осадочно-вулканогенных формаций, обогащенных марганцем. Это мнение согласуется с выводами Н. С. Шатского (1954), который выделил гондитовую формацию в качестве докембрийской марганценосной яшмовой формации, относящейся к группе вулканогенно-осадочных формаций.

В качестве доказательства осадочно-метаморфического генезиса рудных марганцевых месторождений С. Роу (Roy, 1964) приводит следующие данные для наиболее крупного и известного марганцевого пояса в штатах Мадхья-Прадеш и Махараштра. На всех месторождениях этого пояса марганцевые рудные тела согласно переслаиваются и смяты в складки совместно с вмещающими пелитовыми, псаммитовыми и карбонатными породами. Согласно геологическим

данным марганцевые рудные тела и вмещающие метаморфические образования являлись частью одного и того же осадочного цикла и были позднее совместно регионально-метаморфизованы, т. е. марганцевые руды явились сингенетичными осадками.

Рудные тела пояса штатов Мадхья-Прадеш и Махараштра приурочены к трем определенным стратиграфическим горизонтам, ассоциирующим с пелитовыми сланцами (зоны Лохангли, Мансар и Корбаоли). Один из горизонтов ассоциируется с кристаллическими мраморами, содержащимися в формации Лоханги. Рудные тела часто выклиниваются, образуя вытянутые по простиранию линзовидные залежи. Наличие таких структур в слабометаморфизованных участках нельзя объяснить деформациями, поэтому С. Роу (Row, 1964) полагает, что марганценовые осадки могли откладываться в изолированных водоемах. Изучение реликтовой слоистости определенно указывает на неоднородность состава первичных осадков, которые отлагались химическим путем в окислительных условиях. Последнее подтверждается резкими контактами рудных тел с вмещающими породами, а также преобладанием в составе отложений окислов и силикатов марганца и полным отсутствием карбонатов и сульфидов марганца.

Хотя степень метаморфизма марганцовистых образований неодинакова и варьирует от зеленосланцевой до гранулитовой фаций регионального метаморфизма, различия между отдельными месторождениями обусловлены составом и характером распределения марганца в первичных осадках (Бетехтин, 1946). Большинство рудных тел представляют собой продукт метаморфизма первичноосадочных «чистых» окисных руд марганца, ассоциирующие с ними гондиты и кодуриты рассматриваются в качестве аналогичных образований, но «нечистых», содержащих главным образом силикаты марганца. Вторичные месторождения окисных руд марганца, развивающиеся на гондитах и других марганецсодержащих породах, обусловлены длительными процессами выветривания в условиях влажного тропического климата.

В Австралии большинство месторождений марганца располагаются в Западной Австралии в районах Пилбара и Пик-Хилл. Рудные тела связаны с докембрийскими (протерозойскими) метаморфическими породами и характеризуются средними и мелкими масштабами проявления. Наиболее известны месторождения Вуди-Вуди и Хоршпу с довольно высоким качеством руд.

В районах Хамерсли (Западная Австралия) и Мидлбек (Южная Австралия) марганцевые руды ассоциируют с железистыми кварцитами итабиритовой формации нижнепротерозойского возраста. Марганцевые и железо-марганцевые горизонты распределяются неравномерно в железорудных залежах. Содержание марганца в этих горизонтах 20, реже 30%, причем повышенные концентрации марганца обычно связаны с зонами развития мощных толщ доломитов. Минералы марганца представлены псиломеланом, браунитом, пиролюзитом, манганитом и вадом, образующими скрытокристаллические массы, цементирующие участки между гематитом и магнетитом. Незначительные по размерам месторождения марганца расположены также в штатах Квинсленд и Новый Южный Уэльс. В последнее время разрабатывается крупное месторождение высококачественных марганцевых руд на о. Грут-Айленд в заливе Карпентария. Месторождения низкосортных марганцевых руд, связанных с отложениями серии Маримо, образуют меридиональный пояс, простирающийся между Клонкарри и Маунт-Кобальт.

В Африке выделяются две марганцеворудные провинции. Первая расположена в Центральной и Западной Африке и совпадает с поясом железорудных

месторождений киватинского типа, связанных с вулканогенно-кремнистой формацией. Марганцевые месторождения сформировались здесь в результате выветривания гондитов складчатого основания, располагающихся главным образом в разрезе серии Биррим.

Вторая рудная провинция охватывает Южную Африку, в пределах которой метаморфогенные марганцевые месторождения связаны с доломит-кремнистой формацией итабиритового типа системы Трансвааль. Последняя помимо месторождений железистых кварцитов содержит железо-марганцевые и собственно марганцевые месторождения, крупнейшее из которых расположено в районе Постмасбурга.

Архейские месторождения Африки, связанные с гондитами, незначительных масштабов. Мелкие месторождения марганца известны в Гвинее и на севере Либерии. Они связаны с кварцитами, сланцами и гнейсами, содержащими спессартин, которые слагают серию Симанду и сходны с гондитами Индии. В зоне окисления этих пород формируются участки с повышенным содержанием марганца.

Большинство марганцевых месторождений Западной и Центральной Африки связано с гондитами, филлитами и туфами серии Биррим, возраст метаморфизма которой определен в 2200 млн. лет. Марганценозные породы серии Биррим охватывают значительные площади в Гане, Береге Слоновой Кости, Верхней Вольте, Габоне и Конго. На юге Ганы прослеживается рудоносная зона с рядом промышленных месторождений марганца с наиболее крупным месторождением Нсута.

На северо-западе и западе Ганы вблизи границы с Верхней Вольтой и Берегом Слоновой Кости марганценозные зоны гондитов прослеживаются на расстояния в десятки километров. На этой территории расположено крупное месторождение Три Холма. Такого же типа месторождения известны в пределах Берега Слоновой Кости (Гран-Лаху), в Верхней Вольте (Тамбао и Тьере), Конго (Кисенга), Мали (Ансонго).

Прослой гондитов четко выдержаны по простиранию и падению в разрезе метаосадочных и метавулканогенных толщ верхней части серии Биррим. Гондиты обычно слагают линзы и прослой мощностью до 10 м и прослеживаются по простиранию на несколько километров. Марганцевые месторождения обычно приурочены к гондитам, которые обогащаются марганцем в процессе выветривания. Отдельные месторождения связаны также с туфами и филлитами, которые, как и гондиты, часто содержат спессартин. Рудные залежи характеризуются линзовидной и пластообразной формой, варьирующей мощностью (0,5—50 м) и протяженностью по простиранию в несколько километров (редко до 10—20 км). Содержание марганца в рудах колеблется в широких пределах — от 20 до 60%. Главные минералы — пиролюзит и псиломелан с примесью манганита, гаусманита и вада. Марганцевые руды часто сопровождаются гематитом, лимонитом и гётитом.

В условиях влажного тропического климата на всех месторождениях и рудопроявлениях марганца Центральной Африки интенсивно проявились процессы выветривания, которые сформировали марганцевые шляпы и образовали прерывистый латеритный марганцеворудный покров. В зонах окисления наблюдается типичная для всех месторождений зональность. Верхняя часть рудных тел состоит из окислов марганца, образующих плотно сцементированную латеритную шляпу, залегающих на кавернозных и пористых рудах марганца высокого качества. Ниже прослеживаются руды, качество которых ухудшается с глубиной.

В пределах Центральной Африки известны также гидротермальные месторождения марганца — Касекелеса (Заир) и Форт-Розбери (Замбия), представляющие крутопадающими марганценосными жилами в гранитах и кварцевых порфирах. Промышленное значение этого типа месторождений невелико.

В Гане марганецсодержащие породы простираются на расстояние в несколько сотен километров, однако разрабатываются всего несколько месторождений, из которых Нсута является одним из крупнейших рудников в мире. Рудная зона обнажается вдоль хребта и прослежена на расстояние 18 км при мощности 90—100 м. Вмещающими являются метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы серии Биррим. Промышленное значение имеет зона окисления марганецсодержащих филлитов и гондитов, в которой марганец накапливается в количествах более 50%. Выщелоченная марганцевая шляпа имеет мощность в среднем до 35 м и выклинивается на глубине 75—100 м. Она представлена массивными и линзообразными обособлениями высокорудных руд пиролюзит-псиломеланового состава с примесью манганита и полианита.

Существующие мнения о генезисе месторождения Нсута в общем сходятся на том, что образование его связано с остаточными процессами обогащения осадочных марганценосных пород.

Месторождения марганца этого типа широко распространены в Африке. Марганецсодержащие филлиты и гондиты содержат марганец в непромышленных концентрациях (менее 20%), но в зонах окисления, где выщелочены нерудные компоненты, окислы марганца преобладают.

Другое месторождение Ганы Три Холма также приурочено к верхам серии Биррим. Гондиты, с которыми связаны рудные залежи, располагаются среди филлитов темно-серого, почти черного, цвета, простирающихся в северо-восточном направлении. Вмещающие породы интенсивно дислоцированы. Рудные тела мощностью до 60 м простираются на расстояния в несколько сотен метров. Наибольший практический интерес представляют зоны окисления рудных залежей, в которых содержание марганца достигает 50%.

Месторождение Гран-Лаху (Берег Слоновой Кости) приурочено к гондитам, филлитам и графитовым сланцам серии Биррим. Рудоносная зона простирается на расстояние до 15 км и содержит линзовидные рудные залежи, на которых в результате интенсивных процессов выветривания сформированы богатые руды окисленных зон, представленные браунитом, псиломеланом и пиролюзитом. Ниже зоны массивных руд латеритного чехла залегают караваяобразные выделения богатых руд марганца, сцементированные глинистым материалом.

Месторождения Верхней Вольты (Тамбао, Тьере), Мали (Ансонго) и многие другие также приурочены к различным метабразованиям серии Биррим и обладают сходными чертами геологического строения.

В Конго известно крупное месторождение Кисенга, которое приурочено к латеритным зонам докембрийских гондитов и кристаллических сланцев. Марганцевые шляпы характеризуются пологим залеганием и представлены изолированными участками, вытянутыми с запада на восток. Руды сложены пиролюзитом и псиломеланом с содержанием марганца до 50%.

Месторождения марганца Центральной Африки, связанные с гондитами и другими марганценосными метабразованиями серии Биррим, представляющими собой метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, в общем сходны по условиям образования с Индийскими марганцевыми месторождениями, отличаются от них меньшей степенью метаморфизма.

На юге Африки месторождения марганцевых руд приурочены к метаморфическим образованиям системы Трансвааль, возраст которой древнее 2000 млн.

лет. Марганцеводобывающими странами являются ЮАР, Ботсвана и Юго-Западная Африка.

Южно-Африканская Республика обладает значительными запасами марганца и играет видную роль по добыче его в капиталистическом мире. Основные ресурсы марганцевых руд сосредоточены в Капской провинции и Трансваале, где они разрабатываются на месторождениях Курумман, Миддельвит, Ройслот и Постмасбург (последнее является одним из крупнейших в мире).

Марганцеворудный район Постмасбурга расположен в северной части Капской провинции вблизи г. Постмасбург и включает группу рудников на территории протяженностью около 100 км. Рудные тела объединяются в два рудных пояса (Восточный и Западный), которые приурочены к двум меридионально вытянутым горным хребтам. Западный пояс приурочен к хр. Гамагара и непрерывно прослеживается в длину на расстоянии более 60 км при ширине 14 км. Восточный пояс образует выпуклую к востоку дугу и цепь останцов, сохранившихся от размыва.

Месторождения района Постмасбурга залегают в зоне контакта доломитов Трансваальской системы с перекрывающими глинистыми сланцами и кварцитами гамагарской свиты. Руды образуют пласт мощностью от 1,5 до 7 м, который залегают непосредственно на эродированной поверхности доломитов, часто образуя в них карманы и языки. Кровля марганцеворудных пластов имеет четкую границу с перекрывающей железистой зоной, представленной кремнисто-железистыми брекчиями.

Руды представлены в виде двух разновидностей: натечной (гроздевидной) и кристаллической. В составе руд преобладают пиролюзит, псиломелан и браунит, в подчиненных количествах содержатся манганит, гаусманит, ситапарит, барит, диаспор, гематит, магнетит и опал. Минеральные ассоциации в виде плотной смеси тонкозернистых агрегатов, свидетельствуют в пользу коллоидального отложения из растворов. Кристаллический облик марганцевых руд связывается с последующим метаморфизмом. Кроме мнения о формировании месторождения Постмасбург за счет латеритного выветривания марганцевосных осадочно-метаморфических пород существует предположение о гипогенном генезисе. По мнению Дю Тойта (1957), гидротермальные растворы обогащались марганцем при выщелачивании подстилающей доломитовой свиты, а затем формировали руды путем замещения кремнистых образований, конгломератов и сланцев. Сейчас эта гипотеза гидротермального генезиса руд Постмасбурга не поддерживается. Накопление марганца происходило, вероятно, путем выщелачивания его из пород доломитовой свиты, которая обогащена марганцем (3—4%).

В Капской провинции и Трансваале имеются и другие марганцевые месторождения, которые пока полностью не освоены (Курумман, Миддельвит, Ройслот). Широко развиты они в юго-восточной части пустыни Калахари, где также приурочены к верхней карбонатной части системы Трансвааль с подчиненными железистыми прослоями. Марганцевые прослои и линзовидные скопления в карбонатных толщах, кремнистых сланцах и железистых кварцитах содержат натечные и оолитовые выделения, пористые и кристаллические скопления браунита, криптомелана, гаусманита, сформированные в результате обогащения, сопровождавшего процессы выветривания марганецсодержащих карбонатных пород.

В Трансваале высококачественные месторождения докембрийских марганцевых руд известны вблизи г. Йоганнесбурга. Месторождение такого же типа обнаружено и в районе Гопани (на границе с Ботсваной).

В Ботсване месторождение Кваркве, дающее до 70% добычи в стране, и другие более мелкие рудники приурочены к породам серии Блэк-Риф, входящей в состав системы Трансвааль. Они представлены метаморфогенными телами линзовидной формы окисных марганцевых руд, в которых преобладающим минералом является псиломелан.

Марганцевые месторождения, приуроченные к кварцитам системы Трансвааль, известны также в Бечуаналенде.

Все эти руды марганца Южной Африки связаны с итабиритовой формацией, слагающей большую часть системы Трансвааль. Формирование доломитов, кремнистых пород и железистых кварцитов этой формации сопровождалось хемогенным минералообразованием окислов и карбонатов марганца. Вторичные процессы приводили к перераспределению марганца.

Месторождения Юго-Западной Африки (Отжосонго и Очиваронго) связаны с верхнедокембрийскими образованиями серии Дамара и содержат комплексные железо-марганцевые руды. На месторождении Отжосонго рудные образования представлены пластовыми железными рудами, с которыми связаны отдельные железо-марганцевые линзовидные залежи, содержащие пиролюзит и браунит.

Габон обладает крупнейшими в Африке ресурсами богатых марганцевых руд, сосредоточенных на месторождении Моанда (Габон), которое по запасам (более 200 млн. т руды) считается уникальным не только на Африканском континенте. Месторождение Моанда расположено в южной части бассейна Огове и удалено от побережья Атлантического океана на 350 км. Марганцевые руды, залегающие на поверхности, занимают территорию около 30 км² и представлены продуктами выветривания верхнедокембрийских глинистых и графитовых сланцев серии Франсвилль. Рудная пластообразная зона мощностью 5—10 м содержит пиролюзит, псиломелан и манганит. Недостаток сведений в литературе не позволяет решить вопрос о возрасте и генезисе этого месторождения, хотя в настоящее время принято считать, что продукты выветривания, являющиеся основной рудой, накапливались вплоть до кайнозоя.

В Южной Америке главным производителем марганца является Бразилия, обладающая крупнейшими в мире запасами. В стране насчитывается более 100 действующих рудников. Марганцевые проявления, связанные с гондитами (квелузитами), не имеют большого промышленного значения.

Наиболее крупные марганцевые месторождения, связанные с итабиритами, находятся в штатах Минас-Жерайс, Мату-Гросу и на территории Амапа. Большинство месторождений представляют собой остаточные концентрации, образовавшиеся в результате выветривания докембрийских кристаллических пород, и в нижней части ограничены зонами выветривания. В рудах месторождений штата Минас-Жерайс прослежены постепенные переходы от итабиритов к высокосортным окисным рудам марганца, свидетельствующие об образовании этих руд путем выщелачивания кремнезема из марганецсодержащих коренных пород (итабиритов) с попутным перераспределением марганца. Марганцевые руды обычно приурочены к итабиритам или к доломитам, кварцитам, филлитам и другим метаобразованиям, также относящимся к формации итабиритового типа. Породы итабиритовой формации обычно содержат прослой и линзы, обогащенные окислами марганца, которые осаждались, по-видимому, синхронно с кремнеземом и окисью железа. Повышенные количества марганца характерны для серий Минас, Рио-дас-Вельяс, Итаколуми и особенно для формации Гандарелла. В среднем в итабиритах около 1% марганца, однако многочисленные зоны, слои, участки обогащены марганцем до нескольких процентов. Итабириты серии Минас содержат несколько прослоев, обогащенных марганцем,

которые прослеживаются по простиранию на сотни метров в виде выдержанных согласных пластов и линз мощностью 0,5—5 м. Промышленные марганцевые руды приурочены к контактам итабиритов с доломитами и кремнистыми доломитами.

Марганцевые минералы в рудах представлены пиролюзитом, псиломеланом, манганитом, криптомеланом, полианитом, вадом и редко браунитом. Отсутствие силикатов и сульфидов в марганцевых рудах свидетельствует о том, что хемогенное осаждение марганца происходило параллельно с осаждением железа и кремнезема, а первичные марганцевые минералы являлись окислами и отчасти карбонатами.

Месторождение Морро-де-Мина в штате Минас-Жерайс занимает одно из ведущих мест по добыче марганца. В нижних частях месторождения руды представлены родохрозитом и родонитом. Выше они преобразованы вторичными процессами в богатые псиломелан-пиролюзитовые руды, которые содержат 48—51% марганца. Из шести рудных тел наиболее крупное простирается на расстояние более 4 км при мощности до 60 м и прослежено на глубину до 250 м.

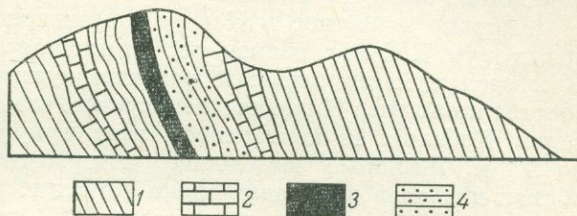


Рис. 18. Разрез месторождения Бурниер штата Минас-Жерайс. По А. Бэтману.

1 — филлиты; 2 — известняки; 3 — марганцево-железные руды; 4 — железосодержащие метаморфические породы — итабириты

Месторождение Лагоа-Граде содержит два линзовидных горизонта марганцевых руд, залегающих в итабиритах и простирającychся на расстояние около 500 м при мощности 1—10 м. Поверхностные участки руд характеризуются колломорфной текстурой и представлены пиролюзитом, псиломеланом и криптомеланом.

На месторождении Бурниер богатые марганцевые руды (содержат до 50% марганца) представлены прослоями и линзами средней мощности около 3 м. Лежащий бок этих залежей сложен железо-марганцевыми итабиритами, которые подстилаются известняками. Висячем боку залегают железистые (гематитовые) итабириты и гематитовые руды, перекрываемые серыми доломитами (рис. 18).

На территории Амапа расположено важнейшее месторождение высококачественных марганцевых руд Серра-ду-Навиу, дающее до 70% добычи марганца в Бразилии. Рудные тела в пределах указанного месторождения приурочены к амфиболитам, биотитовым сланцам и кварцитам. Состав руд характеризуется преобладанием карбонатов марганца. Крупные месторождения высококачественных марганцевых руд разведаны также в штатах Мату-Гросу и Байя.

После Бразилии в Южной Америке значительными запасами марганцевых руд обладает Аргентина (около 100 млн. т), в основном железо-марганцевое месторождение Неукен с содержанием около 25% марганца.

КОБАЛЬТ

Выделяются три промышленных типа месторождений кобальта. К первому относятся рассеянная вкрапленность сульфидов кобальта в медистых песчаниках (Заир, Замбия). Второй тип представлен жилами, содержащими арсениды

кобальта, никеля, серебра (месторождение Кобальт в Онтарио). К третьему типу относятся гипергенные образования в виде окислов кобальта, связанные с плащеобразными корами выветривания ультраосновных пород (СССР, Новая Каледония).

Кроме того, в значительных количествах кобальт добывается попутно при разработке медно-никелевых и полиметаллических руд.

В настоящее время основными источниками кобальта для промышленности являются медистые песчаники Заира и Замбии, сульфидные медно-никелевые руды месторождений Канады и колчеданные месторождения Финляндии. На их долю приходится более половины мировых запасов кобальта и почти вся (более 90%) его добыча. Возраст всех этих месторождений докембрийский.

В Северной Америке значительными запасами кобальта в месторождениях докембрия обладает Канада.

Широко известное в Канаде комплексное месторождение серебро-кобальтовых руд Кобальт вблизи оз. Тимискаминг в настоящее время истощено. В пределах месторождения развиты вулканогенные образования основного состава комплекса Киватин, перекрытые осадочно-метаморфическими породами серии Кобальт. К контактовой зоне приурочены силлы диабазов мощностью до 300 м. Жильные выделения, содержащие кобальт и серебро, залегают вблизи диабазов в породах серии Кобальт, реже в силлах диабазов. Рудные жилы, число которых превышает 100, простираются на расстояние в несколько десятков метров, реже на 100—150 м и обычно выклиниваются на глубине до 100 м, иногда до 300 м и даже до 500 м. Мощность жильных образований незначительна и колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 м, в среднем 0,10—0,15 м. В составе жил обычны кальций, смальтин, кобальтин, никелин, сафлорит и самородное серебро, кроме того, встречаются арсенопирит, глаукоцит, лёллингит, хлоантит, самородный висмут и др.

Содержание металлов в рудах очень высокое: многие выработанные жилы содержали 2—5% кобальта и более 3% серебра. Руды были сформированы в два этапа, разделенные тектоническими проявлениями. В первую очередь выделялись арсениды кобальта и никеля, затем самородные серебро, висмут и кальцит. Руды формировались при невысоких температурах и давлениях, а рудоносные растворы проникали по зонам контактов диабазов с вмещающими породами серии Кобальт. Источник оруденения неясен, так как не все диабазовые силлы сопровождаются жильными образованиями кобальтовых руд.

Другим источником кобальта в Канаде служат медно-никелевые руды, связанные с расслоенными интрузиями ультрабазитов. Примером может служить известное месторождение Садбери, которое характеризуется значительными запасами кобальта при среднем его содержании 0,12% (от 0,05 до 1,0%).

В Северной Америке известны многочисленные месторождения сульфидных медно-никелевых руд, связанные с докембрийскими интрузивами ультрабазитов. Многие из них содержат кобальт в качестве промышленно-важной примеси.

В Европе наиболее крупное месторождение докембрийских медно-колчеданных руд Оутокумпу, расположенное на юго-востоке Финляндии, характеризуется комплексным составом и содержит кобальт в промышленных количествах.

В СССР на Балтийском щите известны докембрийские месторождения сульфидных медно-никелевых руд, связанные с дифференцированными интрузиями основных пород (районы Монче-Тундры, Печенги), в которых имеется примесь кобальта, добываемая попутно.

В Восточной Сибири кобальт в качестве побочного продукта встречается в медистых песчаниках, залегающих в верхней части сакуканской свиты удоканской серии нижнего протерозоя. Месторождения такого типа известны в Китае, где приурочены к песчано-сланцевым и карбонатным толщам синия.

В Индии кобальт встречается в крупных никелевых месторождениях штата Орисса.

Довольно значительные запасы кобальта в Австралии приурочены к комплексным полиметаллическим рудам, содержащим свинец, цинк и медь. Основным источником кобальта служит уникальное свинцово-цинковое месторождение Брокен-Хилл (штат Новый Южный Уэльс), а также группа полиметаллических месторождений Розбери на о. Тасмания. Недалеко от Брокен-Хилла в районе Пайрайтиз-Хилл открыто крупное месторождение кобальтсодержащих пиритов с содержанием в руде 0,5% кобальта.

На востоке провинции Клонкарри имеется более десяти собственно кобальтовых месторождений докембрийского возраста, которые в основном приурочены к узкой зоне, простирающейся с севера на юг от Каджабби до Маунт-Кобальт. Наиболее крупное месторождение этой зоны Маунт-Кобальт связано с тектонически осложненной зоной контакта субмеридионального простираения между кварц-слюдистыми сланцами серии Куридала и силлом метадолеритов. Кобальтин преобладает в рудах, содержащих также медь, вольфрам и уран.

В рудах никелевых месторождений Австралии кобальт часто образует промышленные скопления.

Месторождения Верхней Катанги (Заир) и аналогичные месторождения Замбии в Центральной Африке являются главным источником кобальта в капиталистическом мире как по запасам, так и по добыче. Кобальт присутствует в промышленных концентрациях в медных рудах месторождений известного пояса медистых песчаников, протягивающегося на сотни километров в пределах Заира и Замбии. Докембрийские песчаники и доломиты, вмещающие рудные тела, развиты на территории в сотни тысяч квадратных километров. Вышележащие сланцевые толщи служили экраном для рудоносных растворов.

Рудные тела залегают обычно согласно с вмещающими породами, но иногда приурочены к зонам разломов. По простираению рудные жилы прослеживаются на десятки и сотни метров, достигая иногда 1—2 км. Мощность отдельных жил и пластов также изменчива (2—30 м). Содержание кобальта в различных участках колеблется от 0,02 до 0,5%. Кобальт встречается в кобальтсодержащем пирите, а также образует собственные минералы (линнеит и карролит). Окисленные зоны месторождений обогащены кобальтом, содержание которого достигает 1—3%. Зоны окисления, содержащие обогащенные рудные участки, концентрируют большие количества кобальта. В богатых рудах окисленной зоны месторождения Мусоной (Заир) содержится 6—8% кобальта.

Крупнейшие запасы кобальта сосредоточены в Замбии. Кобальт добывается здесь на месторождениях Балуба, Нкана, Чибулума и другие, которые характеризуются более низким содержанием кобальта (0,05—0,25%) по сравнению с месторождениями Катанги (Заир), так как переработке подвергаются главным образом неокисленные сульфидные руды, содержащие карролит.

Месторождение Балуба в настоящее время является самым крупным потенциальным источником кобальта в капиталистическом мире при среднем содержании кобальта в руде 0,16%.

Генезис руд этого типа вызывал много споров. Наиболее приемлема теория осадочного образования руд, которая подтверждается целым рядом геологических

признаков, в том числе и отсутствием на всей обширной территории медоносного пояса каких-либо магматических проявлений, соответствующих возрасту оруденения.

В Африке имеются и собственно кобальтовые месторождения докембрийского возраста. Это небольшие месторождения Бу-Аззер и Эль-Граара в Марокко. Рудные тела весьма сложного минерального состава залегают в контактовой зоне серпентинитов и диоритов. Мощность жил невелика (не более 1,5 м). Кобальтовые минералы содержатся в различных количествах и представлены кобальтином, смальтином и скуттерудитом. Присутствуют также никелин, арсенопирит, леллингит, золото и др. Содержание кобальта варьирует от 1 до 16%.

В Южной Америке значительных месторождений кобальта как в докембрийских, так и в более молодых отложениях не обнаружено.

НИКЕЛЬ

Докембрийские месторождения никеля относятся к сульфидному типу. Руды представлены в основном пирротином и пентландитом с примесью халькопирита. Генетически они связаны с норитами или перидотитами расслоенных интрузий.

Большая часть никеля добывается из сульфидных руд, основные запасы которых сосредоточены в Канаде. В Канаде находятся крупнейшие в мире месторождения в районах Садбери (Онтарио) и Томпсон (Манитоба), являющиеся основными центрами добычи никеля в течение длительного времени. Более мелкие месторождения этого типа известны в других районах Канады и США.

Месторождения района Садбери образуют огромный никеленосный район. Все они связаны с дифференцированным интрузивным комплексом, который представляет собой норит-микропегматитовое тело мощностью до 3 км,

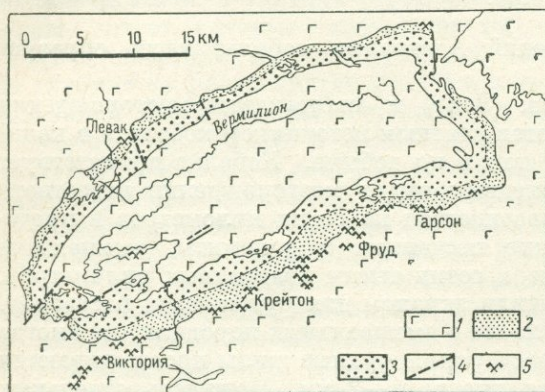


Рис. 19. Схематическая геологическая карта района Садбери.

1 — вмещающие породы гуронского возраста; 2 — нориты; 3 — микропегматиты; 4 — сбросы; 5 — рудники

длиной 58 км и шириной 32 км, обнажающееся на поверхности в виде огромного эллипса (рис. 19). Интрузивный комплекс состоит из внешней каймы норита, маломощной переходной зоны пород основного состава и внутренней зоны микропегматитов, которые в плане имеют вид концентрически овальных полос и являются продуктами дифференциации этого комплекса. Более поздние граниты вместе с сопутствующими аплитами и пегматитами секут нориты. Последние в свою очередь интродированы дайками кварцевого диорита; наиболее поздними интрузиями района являются дайки оливиновых диабазов. Лополит Садбери залегают во вмещающих породах нижнегуронской формации, образующих пологую синклиналичную структуру северо-восточного простирания.

Месторождения сульфидных медно-никелевых руд приурочены к краевой норитовой зоне интрузива в виде придонных и боковых залежей или в виде удаленных от контакта «отжатых» залежей. Придонные и боковые залежи,

характерные в основном для южного контакта, залегают в толще массива или частично во вмещающих породах. Большинство из них связано с кварцевыми диоритами или брекчиями кварц-диоритового состава. Рудные тела характеризуются пластообразной и линзовидной формой, прослеживаются по простиранию на 1—2 км, а по падению на несколько сотен метров при мощности 10—80 м (иногда до 100 м).

Главные месторождения южной зоны контакта — Крейтон, Гарсон и Фруд. Месторождение Крейтон расположено в зоне нарушения, пересекающей кварцевый диорит и расположенный рядом норит. Часть рудных тел залегают в норите, в котором они выклиниваются, другая часть — в дислоцированных породах лежащего бока. Рудные тела месторождения Гарсон залегают среди контактовой брекчии.

Крупнейшее месторождение Фруд является «отжатым», представляет собой отщепленные от норитового интрузива дайки кварцевого диорита с рудами сульфидов, которые отстоят от основного массива более чем на 1 км. Рудное тело простирается параллельно контакту интрузива на 2 км при мощности 100 м и падает в сторону интрузива под углом 60° , соединяясь с ним на глубине. Руды представлены рассеянными включениями, зернами и скоплениями сульфидов во вмещающих породах и в брекчированной зоне кварцевых диоритов, где обломки последних с вкраплениями сульфидов покрываются оболочкой массивных сульфидов.

На северном контакте интрузива рудников значительно меньше. Крупный рудник здесь находится на месторождении Левак, рудное тело которого расположено в граните лежащего бока.

Для всех месторождений района Садбери характерен сходный минеральный состав руд. Главные рудные минералы — пирротин, пентландит и халькопирит, в меньшей степени развиты пирит, магнетит, кубанит, никелин, присутствуют платиноиды, теллуриды золота и серебра, арсениды никеля и кобальта, изредка сфалерит, галенит и молибденит. Среднее содержание никеля в руде 1,2—1,7%, меди 1—2,5%, присутствуют также кобальт и благородные металлы. С глубиной качество руд повышается.

Вопросу генезиса сульфидных медно-никелевых руд Садбери посвящено много работ, в которых отражена история полемики. Первоначально принятая теория о магматической сегрегации сульфидов в пониженных зонах оказалась несостоятельной. Достоверно установлено, что рудные сульфидные образования являются более поздними по сравнению со временем формирования норита. В частности, на руднике Крейтон установлено, что после формирования норитового тела и до отложения сульфидов происходили последовательные интрузии гранитов, кварцевых диоритов и процессы складчатости, сопровождавшиеся расщеплением и скалыванием пород. Следовательно, руды отлагались из позднемагматических инъекций сульфидного расплава, который благодаря низким температурам застывания оставался мобильным после консолидации норитов и более поздних дериватов. Возможен также привнос рудного вещества и специфическими гидротермальными растворами, сопровождавшийся процессами замещения.

Возраст массива Садбери в разных частях массива 1,5—1,7 млрд. лет (Fairbairn *et al.*, 1960).

Второй крупный никеленосный район в Канаде располагается в провинции Манитоба, где многочисленные месторождения сульфидных руд связаны с докембрийскими интрузиями основных и ультраосновных пород. Обычно месторождения невелики по размерам. Однако месторождение Томпсон

отличается крупными масштабами оруденения и высоким качеством руд. Ультраосновные и основные интрузии в этом районе тяготеют к зонам разломов в гнейсах и часто почти нацело превращаются в серпентиниты. Рудные тела месторождения удалены от комплекса ультрабазитов на расстояние более 1,5 км и расположены в тектонической зоне, прослеженной в гнейсах. Массивные сульфидные руды простираются на 4 км. Пирротин и пентландит — основные компоненты руд — в среднем содержат около 2,8% никеля. Руды этого место-

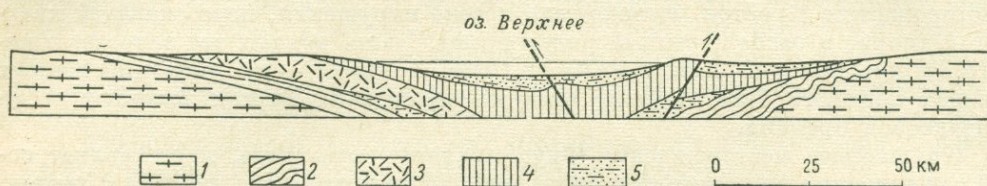


Рис. 20. Обобщающий разрез через бассейн оз. Верхнего.

1 — ранний докембрий; 2 — серия Гурон; 3 — габбро Дулут; 4—5 — серия Кьюиноу: 4 — лавы, 5 — песчаники

рождения в отличие от руд месторождения Садбери содержат мало меди (0,2%) и незначительные количества благородных металлов.

Небольшие по масштабам месторождения сульфидных медно-никелевых руд, связанных с ультрабазитами, известны также в провинции Квебек.

Крупное месторождение докембрийских медно-никелевых руд в США находится в штате Миннесота (район оз. Верхнего) и связано с габброидным массивом Дулут. Интрузив основных пород внедрился между верхней и средней свитами вулканогенных и метаосадочных пород серии Кьюиноун и имеет форму лополита. Л. Сильвер и Дж. Грин (1963 г.) определяли свинцово-изотопным методом возраст цирконов из всех типов пород, генетически ассоциированных с лополитом Дулут. В среднем они показали возраст 1115 ± 16 млн. лет, что соответствует возрасту, полученному ранее аргоновым методом. Согласно исследованиям С. Голдич и др. (1957 г.), габбро, интрузирующее формацию Бивабик, имеет возраст 1100 млн. лет. Подобный возраст получен для диабазитов из комплекса Бивер-Бей. Гранит Мелен из штата Висконсин, ассоциирующий с габброидным комплексом, показал возраст по биотиту 1050 млн. лет, а по полевому шпату 1100 млн. лет. Таким образом, возраст 1100 млн. лет достоверно датирует время интрузии Дулутского габброидного комплекса.

Рудная зона вкрапленных сульфидов приурочена к горизонту мощностью более 100 м, залегающему в троктолитах нижней части массива (рис. 20). Протяженность этого рудоносного горизонта очень велика (не менее 45 км). Руды представлены халькопиритом, кубанитом, пирротинном, пентландитом, частично борнитом и сфалеритом. Иногда присутствуют ильменит и магнетит. Содержание меди и никеля в богатых вкрапленных рудах около 1%. Месторождения подготавливаются к разработке (Sims, 1968). Этот район является наиболее перспективным в качестве производителя никеля.

В европейской части СССР никелевые месторождения найдены в двух районах — на Балтийском щите и Воронежском кристаллическом массиве. На Кольском полуострове имеется два промышленных центра — Монче-Тундра и Печенга. Никеленосный плутон Монче-Тундры расположен на территории более 50 км² и включает массивы Нюд и Поаз (восточная часть) и массив Ниттис-Кумужья-Травяная в западной части, которые являются частями единого интрузивного тела (рис. 21).

Интрузивный комплекс Монче-Тундры расположен в структурно-ослабленной зоне, приуроченной к пологому тектоническому контакту между кольцевой серией и свитой Имандра-Варзуга. Вмещающие породы представлены комплексом архейских гнейсов и кристаллических сланцев кольцевой серии и комплексом эффузивно-осадочных метаморфизованных образований свиты Имандра-Варзуга, которые собраны в складки. Массив сложно дифференцирован — от оливиновых пироксенитов и норитов до альбитофиров. Сульфидная минерализация приурочена к так называемому критическому горизонту донных залежей, содержащему многочисленные ксенолиты нижележащих вмещающих гнейсов, и представлена вкрапленными рудами пентландит-халькопиритового состава. Наряду с пластообразным типом массивов основных пород известны также псевдослоистые стратифицированные тела пироксенит-перидотитового состава, залегающие несогласно на гнейсах архея.

Сульфидная минерализация в этих вертикально дифференцированных массивах приурочена к мульдообразному углублению корытообразного массива. Руды представлены вкрапленными обособлениями и прожилковыми телами. Вкрапленное оруденение сконцентрировано в придонной части массива, при переходе в подстилающие породы оно затухает. Рудные тела в виде сплошных крутопадающих жил приурочены к системе субпараллельных трещин разрыва в центральной части массива.

Минеральный состав вкрапленных руд, приуроченных к критическому горизонту и удаленных от него, в общем одинаков. Главными рудными компонентами являются пирротин, пентландит и халькопирит; встречаются также магнетит, ильменит и хромит. Изредка наблюдаются гипергенные минералы, в частности виоларит, развивающийся по пентландиту, а также валлерит, ковеллин и халькозин, замещающие халькопирит. Пирит встречается очень редко. Жильные выделения сульфидных руд представлены преобладающим пирротинном с примесью пентландита, халькопирита и магнетита и спорадическим пиритом. Другие минералы находятся в резко подчиненных количествах, характеризуются малыми размерами и представлены ильменитом, кубанитом, валлеритом, сфалеритом, аленитом, борнитом, виоларитом и платиноидами.

Изучение возраста Мончегорских никеленосных интрузий показывает очень сложный и длительный процесс формирования пород и руд этого массива. Проведенные А. П. Виноградовым, Л. С. Тарасовым и С. И. Зыковым (1959) исследования модельным свинцовым методом изотопного состава свинца сульфидов Мончегорских месторождений указывали на очень древний их возраст (3 млрд. лет). Однако в связи с господствующими в то время представлениями о протерозойском возрасте свиты Имандра-Варзуга и верхнепротерозой-

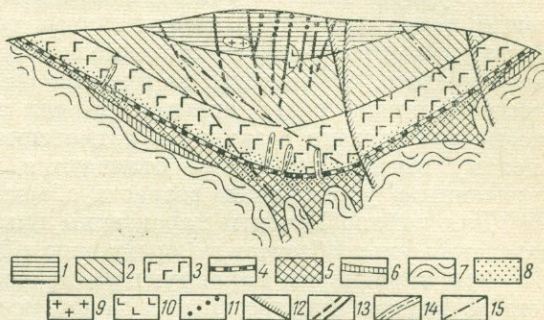


Рис. 21. Схема широтного геологического разреза горы Ниттис.

1 — бронзититы; 2 — зона перемежаемых прослоев бронзититов и гарцбургитов; 3 — плагиоклазовые гарцбургиты с редкими прослоями оливинового бронзитита; 4 — неравномернозернистые плагиоклазовые бронзититы с прослоями токситового гарцбургита и трахитоидного гиперстенита; 5 — нориты и габбро-нориты; 6 — диориты; 7 — гнейсы; 8 — вкрапленные руды; 9 — пегматоидные бронзититовые шпильки; 10 — зональные пегматиты; 11 — диорит-пегматиты; 12 — диабазы; 13 — рудные жилы; 14 — габбро-норит-пегматиты; 15 — тектонические нарушения

ском возрасте самой Мончегорской интрузии, авторами был сделан вывод о существовании на глубине гипотетического «древнего» источника свинца типа парандовской серии и вынос свинца этого источника 1800 млн. лет назад. Последующими исследованиями это представление было опровергнуто. Возраст циркона из гранитоидов района Ниттис-Кумужья-Травяная был определен в 2800—2900 млн. лет. Близкие значения возраста (3000—3100 млн. лет) были получены Э. В. Собоновичем и др. (1963), применившим для оценки возраста Мончегорского плутона свинцово-изохронный метод.

Э. К. Герлинг и др. (1962) определяли возраст меланократовых пород Монче-Тундры калий-аргоновым методом. При исследовании амфиболсодержащих пород они получили однотипные результаты, близкие к 3000 млн. лет. Однако для пироксенитов и особенно перидотитов был получен возраст 6500 млн. лет и древнее, что выходит за пределы современных представлений о возрасте Земли. Причина этого явления до сих пор окончательно не выяснена. Возможно это связано с захватом радиогенного аргона решеткой пироксена, поскольку именно пироксены отличаются избыточным содержанием аргона и «ураганным» удревнением возраста объектов.

Для района Печенги характерны иные структурно-геологические условия залегания ультрабазитов по сравнению с Мончегорским плутоном. Для района Печенги характерны варьирующие по размерам пластовые интрузии, заключенные внутри протерозойских пород печенгской свиты. Последняя характеризуется многокилометровой мощностью и преобладанием в составе эффузивных метаобразований. Интрузивные тела ультраосновных и основных пород имеют форму удлинённых линз, залегающих согласно с вмещающими пачками филлитов, переслаивающихся с туфами и туфогенными сланцами. Лишь в отдельных случаях контакты пластовых тел интрузивов срезают слоистые текстуры во вмещающих породах.

Дифференциация массивов проявлена отчетливо. Перидотиты и пироксениты приурочены к лежащему, а габброиды — к висячему боку. Наблюдаются тектонические зоны дробления, связанные обычно с нижними контактами интрузивов.

Медно-никелевое сульфидное оруденение представлено двумя типами: вкрапленными зонами и рудными залежами брекчиевидных руд. Последние в пределах рудоносной тектонической зоны нередко выходят за пределы интрузивного тела в нижележащие вмещающие породы. Вмещающими породами служат серпентинизированные перидотиты, иногда амфиболизированные пироксениты.

Вкрапленные руды Печенги отличаются от мончегорских приуроченностью к висячему боку мощной тектонической зоны. Такая вкрапленность формировалась метасоматическим путем одновременно с интенсивным метаморфизмом вмещающих меланократовых пород. Сульфидная минерализация, приуроченная к нижнему контакту интрузии, характеризуется разнообразием морфологических форм рудных тел и представлена брекчиевидными, сплошными, жильными и гнездовыми выделениями. Главные минералы в рудах представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом и магнетитом, иногда титаномагнетитом и ильменитом. Никель и медь являются основными компонентами руд, однако в них присутствуют кобальт и благородные металлы.

На территории европейской части СССР выявлена новая никеленосная провинция в пределах юго-востока Воронежского кристаллического массива. Те же дифференцированные комплексы ультраосновных и основных пород представлены двумя разобщенными комплексами пород (троснянско-мамонов-

ским и песковатским). Для интрузии троснянско-мамоновского комплекса характерно пространственно совмещенное положение в пределах единой структурно-тектонической зоны, сложенной кристаллическими сланцами протерозоя, и совместная приуроченность к Лосево-Мамоновской тектонической зоне и системе оперяющих разломов северо-западного простирания.

Троснянско-мамоновский комплекс объединяет породы трех главных фаз внедрения. Ранняя фаза представлена дунитами, перидотитами и пироксенитами. Ко второй фазе относятся плагиоклазсодержащие ультраосновные породы и меланократовые оливиновые габброиды. Заключительная фаза объединяет габброиды и габбро-диориты. Процессы внутрикамерной дифференциации развиты слабо; хорошо проявлены процессы метасоматической проработки и ассимиляции габброидных пород под воздействием гранитоидов существенно натриевого или существенно калиевого составов с образованием гибридных пород щелочноземельной ассоциации (габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты) и субщелочной ассоциации (габбро-сиениты, диорито-сиениты, кварцевые сиениты). Кроме того, в составе комплекса выделяется известковистая серия пород, представленная лейкократовыми габбро и амфиболитизированными габбро-анортозитами. Вторичные процессы выразились в широко проявленных процессах серпентинизации, амфиболитизации, оталькования, хлоритизации и др.

Результаты определения абсолютного возраста свидетельствуют о широких масштабах магматизма и метаморфизма в Беломорскую тектоно-магматическую эпоху (2000+100 млн. лет назад). На территории вблизи Лосево-Мамоновской зоны разломов магматические и метаморфические явления были главными, затушевывая в значительной мере все остальные более ранние проявления магматизма и метаморфизма. Л. Н. Овчинников и др. (1971 г.) выполнили около 100 определений калий-аргоновым методом пород никеленосных интрузивов троснянско-мамоновского комплекса и вмещающих метаморфических отложений воронцовской серии протерозоя. Все они показали значения возраста около 2000 млн. лет.

Песковатский интрузивный комплекс контролируется молодыми разломами субмеридионального простирания и характеризуется субплатформенными условиями образования. Для него характерно широкое развитие процессов внутрикамерной дифференциации вещества при участии гравитационных сил магматических течений. Отдельные интрузивные тела комплекса имеют сложно дифференцированное строение, участками ритмически слоистое и представлены рядом пород от перидотитов до лейкократовых норитов со всеми переходными разностями между ними. Выделенные разновидности пород, объединенные в соответствующие дифференцированные серии, характеризуются вертикальной зональностью в телах интрузивных массивов.

Выделяется пять характерных серий пород (сверху вниз): 1) массивные нориты и габбро-нориты; 2) верхняя оливиновая серия, представленная двумя магматическими ритмами трехчленного строения от плагиоперидотитов до оливиновых габбро-норитов; 3) ритмически расслоенная роговообманковая серия, состоящая из пяти магматических ритмов различной степени дифференцированности от плагиопироксенитов и меланократовых габбро в нижних частях ритмов до лейкократовых норитов в верхних частях ритмов; 4) нижняя оливиновая серия представлена оливиновыми габбро; 5) гипербазитовая серия пород, представленная чередующимися «слоями» перидотитов и пироксенитов. Формирование комплекса относится к началу платформенного развития этой территории. Интрузивы песковатского комплекса формировались, очевидно, в интервале 1800—1900 млн. лет.

Калий-аргоновым методом возраст амфиболов и пироксенов габброидов и пироксенитов троснянско-мамоновского и песковатского комплексов определен 3300—4200 млн. лет. Однако эти цифры свидетельствуют не о возрасте указанных комплексов, а об обогащении пород аргоном. Объяснить эти значения можно только тем, что Лосево-Мамоновская и Песковатская зоны разломов, каждая длиной более 100 км, явились зонами глубинного залегания (вплоть до мантии). В период наиболее интенсивной тектоно-магматической деятельности (2000—1800 млн. лет назад) по этим зонам из мантии могла происходить диффузия аргона, которая и привела к накоплению последнего в ультрабазитах.

В Азии докембрийские месторождения никеля известны в Индии. Крупное месторождение руд никеля и кобальта расположено в штате Орисса.

Австралия обладает значительными запасами никеля, занимая четвертое место в капиталистическом мире после Новой Каледонии, Канады и Индонезии. Главные месторождения сосредоточены в Западной Австралии, где сульфидные никелевые руды приурочены к поясу серпентинизированных ультраосновных интрузий в районе Калгурли. Вмещающими породами являются зеленокаменные толщи, расположенные в поле гранито-гнейсов архейского массива Иилгарн. Зеленокаменные породы представляют собой наиболее древний комплекс Западной Австралии и объединены в серию Калгурли, которая сложена метаморфизованными лавовыми потоками с подчиненными прослоями туфов, полосчатых железистых кварцитов и джеспилитов. Породы интенсивно дислоцированы, смяты в складки, многократно интрузированы различными изверженными породами. В результате широко проявленных в позднем архее процессов гранитизации, зеленокаменные породы с залегающими в них телами ультрабазитов образуют изолированные ареалы в гранитогнейсах.

Серпентинизированные тела ультрабазитов имеют силлообразную форму и характеризуются стратифицированным, псевдослоистым строением. Рудные залежи приурочены к лежащему боку интрузий вблизи нижнего контакта и представлены пирротином и пентландитом с примесью пирита и халькопирита.

Главные промышленные месторождения сульфидных никелевых руд расположены в пределах зеленокаменного пояса Норсмен — Лавертон — Уилун. Наиболее крупными являются месторождения Камбалда и Уиндарра. На месторождении Камбалда сплошные сульфидные руды приурочены к контакту ультрабазитов с нижележащими метабазальтами. В теле интрузива руды представлены вкрапленными сульфидными обособлениями. Запасы месторождения оцениваются в 10 млн. т при содержании 3,8% никеля.

Африка не обладает значительными месторождениями никеля. Месторождения медно-никелевых сульфидных руд известны в ЮАР. Месторождение Пилансберг расположено в Трансваале и связано с комплексом пород основного состава докембрийского возраста. Руды сложены пирротином, пентландитом и халькопиритом (содержание никеля около 3%, меди — 0,7%). В Капской провинции также имеются медно-никелевые месторождения.

Южная Родезия имеет докембрийские медно-никелевые месторождения, связанные с расслоенными интрузиями основного и ультраосновного состава. Наиболее крупные из них — Мадзива, Троян и Эмпресс — находятся к северо-востоку от Солсбери в районе Гатума, известны месторождения и в районе Биндура.

В Бразилии запасы никеля невелики. Основная их часть представлена силикатным никелем (гарниеритовые руды). Наиболее крупным месторождением является Хосе-ду-Токантис (штат Гояс), приуроченное к серпентинитам.

ХАЛЬКОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

МЕДЬ

Генетические типы промышленных медных месторождений докембрия представлены как эндогенными (магматогенными), так и экзогенными месторождениями. Запасы меди в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах сосредоточены главным образом в США, или, Замбии, Конго, Перу и Канаде, на долю которых в настоящее время приходится более 80% разведанных запасов и столько же добычи меди (без СССР). Более половины запасов меди сосредоточено в меднопорфировых рудах (с содержанием около 1% меди), встречающихся в докембрии и фанерозое. Примерно 35% разведанных запасов меди приходится на докембрийские медистые песчаники, характеризующиеся высоким качеством руд. Медноколчеданные руды содержат несколько более 5% общих запасов (меди в них в среднем 1,4%). На долю докембрийских месторождений меди приходится около 60% общих запасов.

В Северной Америке находятся крупнейшие месторождения меди, расположенные в США, которые занимают первое место по запасам меди в капиталистических странах. Ведущее место по запасам и добыче принадлежит кайнозойским месторождениям меднопорфировых руд западных штатов (Аризона и Юта), на долю которых приходится до 70% добычи меди в США.

Докембрийские меднопорфировые руды развиты незначительно. Примером может служить месторождение Рэй в Аризоне, которое представлено рудоносной пластообразной залежью с промышленным содержанием меди на площади 900×600 м. Рудоносный участок сформирован в результате процессов вторичного обогащения участков первичной минерализации в кристаллических сланцах серии Пинал.

Более многочисленны в США докембрийские месторождения медноколчеданных руд. В штате Аризона (округ Джером) известны рудники Юнайтед Верде и Юнайтед Верде Экстеншен. В этом районе обнажаются докембрийские зеленокаменные породы и кристаллические сланцы, интродуцированные штоком диоритов, а также гранитами и кварцевыми порфирами верхнего докембрия.

Месторождение Юнайтед Верде образовано одной из самых крупных залежей массивных руд медноколчеданного типа в мире и представлено трубообразным телом с размерами около 250×200 м в поперечнике (с раздувами до 600 м), прослеженное на глубину около 1,8 км.

Состав и качество руд одинаковы в разных частях рудного тела, которое заключено в кристаллических сланцах и кварцевых порфирах (лежащий бок) и ограничено висячем боку диоритами (рис. 22). Верхняя часть залежи была окислена до глубины 50 м и содержала богатые медные руды со значительным количеством серебра. Массивные неокисленные руды представлены пиритом (преобладает), халькопиритом, арсенопиритом и сфалеритом; присутствуют также тетраэдрит, магнетит и гематит. Вторичные минералы представлены халькозином, ковеллином, борнитом; встречаются нерудные минералы: кварц, серицит, хлорит, эпидот, различные карбонаты, серпентин и флюорит.

Среднее содержание меди в рудах обычно 1%, иногда до 6% (в обогащенных зонах). В значительных количествах присутствуют цинк (2—4%), серебро (40—53 г/т) и золото (0,1—0,6 г/т).

Месторождение Юнайтед Верде Экстеншен, в настоящее время отработанное, представляет собой докембрийскую зону окисления и вторичного обогащения. Верхняя часть месторождения еще в докембрийское время была смещена по разлому. В этой части

руды, богатые халькозином, содержат до 25% меди.

В районе оз. Верхнего (штат Мичиган) расположен один из крупнейших меденосных районов, представленный уникальным месторождением самородной меди, которое к настоящему времени почти выработано. В строении района участвуют до 400 лавовых потоков базальтов, включающие до 30 прослоев конгломератов и песчаников. Вся эта толща (мощность до 7,5 км) относится к серии Кьюиноун верхнего докембрия (возраст 1100 млн. лет). Пластообразные залежи медных руд образуют рудоносную зону в южном крыле крупной синклинали, которая простирается на 160 км (из них 42 км высокопродуктивные) при ширине от 3 до 6,5 км. Породы этой зоны падают к северо-западу в сторону оз. Верхнего под углом 40° и появляются вновь на поверхности уже в провинции Онтарио. Рудоносна средняя часть серии Кьюиноун.

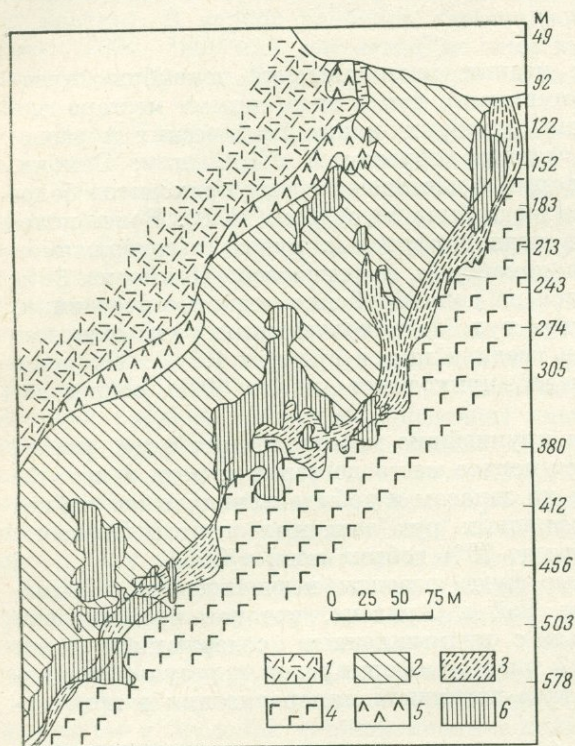


Рис. 22. Геологический разрез рудника Юнайтед Верде.

1 — диориты; 2 — массивные сульфиды; 3 — кристаллические сланцы; 4 — кварцевые порфиры; 5 — кварцевые породы; 6 — выработанная площадь

Жильные тела, содержащие самородную медь, представлены тремя главными типами: миндалекаменными залежами, трещинными жилами и конгломератовыми залежами. Миндалекаменные залежи, давшие около половины выработанной меди, приурочены к верхним участкам базальтовых потоков, характеризуются средней мощностью около 4 м и прослежены в отдельных случаях вниз по падению до 3 км. Минерализованные зоны базальтов обладают ячеистой или обломочной текстурой и характеризуются серой окраской в отличие от безрудных участков, которые содержат примесь гематита и окрашены в красно-бурый цвет. Самородная медь содержится в миндалевидных пустотах, где присутствуют также кварц, кальцит, хлорит, эпидот, адуляр, серицит, анкерит и цеолиты. Содержание меди в этих залежах 1,5—2,25%. Залежи самородной меди в красноцветных конгломератах представлены вкраплениями, выполняющими поры и пустоты, а также замещающими цементирующую массу и обломочный материал. Рудоносные участки конгломератов обесцвечены и

сопровождаются адуляром, кварцем, эпидотом, кальцитом. В миндалекаменных участках кроме цеолитов отмечаются пренит и датолит, в конгломератах они отсутствуют. Немногочисленные секущие жилы содержат самородную медь (одна жильная залежь содержала скопление самородной меди весом 500 м), а также халькозин, арсениды меди, никеля и кобальта.

Месторождения аналогичного типа известны на территории Канады (вдоль побережья оз. Верхнего), но они незначительны по размерам.

Образование месторождений самородной меди этого района напоминает формирование месторождения Корокоро (Боливия), в котором самородная медь содержится в красноцветных песчаниках. Существует две точки зрения о генезисе месторождений оз. Верхнего. Согласно обеим гипотезам оруденение формировалось восходящими гидротермальными растворами. Но источником меди могли служить нижележащие интрузивы основного состава или гидротермальные растворы, которые обогатили определенные участки за счет растворения первичных сингенетичных скоплений меди в базальтах и конгломератах.

В Канаде крупнейшие месторождения никеля одновременно служат главными источниками и медных руд. Все они имеют докембрийский возраст и расположены в пределах Канадского щита. В районе Садбери сосредоточены все главнейшие запасы не только никеля, но и меди. В штате Мичиган известны месторождения прожилковых и вкрапленных руд медноколчеданного типа, которые залегают в меденосных базальтах и красноцветных песчаниках протерозоя.

Вторым важным типом медных руд в Канаде являются докембрийские медноколчеданные месторождения, известные в провинциях Квебек, Манитоба и Саскачеван. Эти месторождения представлены телами массивных и вкрапленных руд в зонах замещения различных вулканогенных пород докембрия, которые секутся дайками средних и основных пород.

Наиболее крупным месторождением этого типа является Норанда, расположенное на севере провинции Квебек. Вмещающие породы серии Киватин представлены измененными эффузивами риолит-дацитового состава, которые смяты в складки и прорваны дайками диоритов, сиенит-порфиров и самых молодых габброидов.

Рудные тела образованы в виде массивных залежей медно-сульфидных руд, сформировавшихся в результате гидротермального замещения зон брекчированных дацитов и туфовых прослоев, сопровождавшегося окварцеванием и хлоритизацией. Залежи сплошных руд характеризуются различными размерами: по простиранию притягиваются на 400 м при мощности до 45 м и на значительные расстояния по падению. Руды содержат в среднем 2,1—2,7% меди и представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом с подчиненными количествами сфалерита, галенита и магнетита. Кроме того, присутствуют самородное золото и серебро, приуроченные к богатым золото-кварцевым жилам гидротермального замещения. Среднее содержание золота 5,5 г/т, в отдельных зонах до 100 г/т. Руды этого месторождения обогащены селеном, добыча которого составляет значительную часть производства капиталистических стран.

Вторым значительным месторождением этого типа является Флин-Флон, залегающее в измененных лавовых потоках, туфах и метаморфических породах серии Киватин, содержащих также тела горнблендитов, лампрофиров и кварцевых порфиров. Рудная залежь линзовидной формы сложена массивными сульфидными рудами, которые прослеживаются по простиранию на 780 м при мощности до 120 м. На глубину зона протягивается более чем на 1 км, местами наблюдаются пережимы и расщепление рудного тела. Контакты

с вмещающими породами постепенные через зоны вкрапленных сульфидов. Это месторождение также образовалось в результате гидротермального замещения мощной зоны дробления вулканогенно-сланцевой толщи, которая в значительной мере серицитизирована.

Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом и халькопиритом, в качестве примесей присутствуют арсенопирит, галенит и магнетит. В рудах отмечаются кварц, кальцит и реликты сланцев. Среднее содержание меди 2,7%; цинк содержится в значительных количествах (среднее содержание 4,2%), что ставит это месторождение в ряд главных производителей цинка в Канаде. Промышленных концентраций достигают также золото, серебро, селен, теллур и кадмий.

Месторождения докембрийских медноколчеданных руд известны и в других районах Канады. Новым перспективным районом на Северо-Западных территориях является район р. Коппермайн в округе Маккензи (Kindle, 1970). Здесь обнажаются измененные лавовые потоки, переслаивающиеся с метапесчаниками и сланцами позднедокембрийской серии Коппермайн-Ривер, которые интродуцированы дайками и силлами диабазов, габброидов и диоритов. Руды месторождений этого района сингенетичные и эпигенетические.

В сингенетичных рудоносных зонах установлена мелкая рассеянная вкрапленность сульфидов (халькопирита, борнита, халькозина) и самородной меди в метаосадочных породах, сульфидов меди в дайках диоритов, халькозина — в диабазах и самородной меди — в базальтах.

Эпигенетические месторождения более разнообразны. Среди них наиболее важное значение имеют месторождения замещения, которые представлены телами сульфидов, существенную роль в которых играет халькозин. Они приурочены к метаморфизованным песчаникам и кремнистым сланцам вблизи разломов, а также к карбонатизированным зонам смятия и брекчирования в миндалекаменных базальтах.

Второй тип эпигенетических месторождений жильный (выполнения пустот). Кварцевые, кальцитовые, доломитовые, а также смешанного состава жилы, приуроченные к дислокационным структурам в базальтах и метаморфических породах, содержат халькозин и борнит. Отмечаются залежи руд в виде халькозиновых импрегнаций в миндалекаменных базальтах, слагающих верхние зоны покровов, а также в участках рассланцевания и дробления базальтов массивной структуры. Содержание меди в промышленных зонах составляет около 3%.

Сульфидные месторождения меди докембрийского возраста известны также на п-ве Гаспе (Холланд), на о-вах Кейп-Бретон и Тимагами (Rose, 1966; Milligan, 1970) и в других районах распространения докембрийских пород. Эти месторождения имеют средние или незначительные размеры. Примером может служить месторождение Черчилл, которое расположено в пределах территории, сложенной докембрийскими сланцами, кварцитами, известняками и доломитами, прорванными дайками диабазов. Рудные тела имеют мощность 2—7,5 м, выдержаны по падению и простиранию. Все они приурочены к зоне деформаций и переработки в известняках, известковистых аргиллитах и сланцах. В составе рудных жил преобладают анкерит, кварц и сульфиды (халькопирит, пирит). Присутствуют также обломки измененных вмещающих пород, свидетельствующие о формировании рудных тел в зонах деформаций путем замещения уже после главного этапа складчатости. Пострудные диабазы в некоторых участках внедрялись по тем же обособленным зонам, в которых были сформированы рудные тела, и местами разрушили их.

В пределах Европейского континента ряд месторождений меди медноколчеданного типа известен в пределах Балтийского щита. Наиболее значительными являются месторождения Оутокумпу (Финляндия) и Болиден (Швеция).

Месторождение Оутокумпу находится на юго-востоке Финляндии и связано с докембрийскими кварцитами. Рудное тело, приуроченное к зоне дислокаций и брекчирования, соответствует структурным элементам этой зоны. Форма тела линзовидная, оно прослежено по простираению на расстояние до 3,7 км при мощности 6—15 м. По падению эта залежь протягивается на 300—400 м. Руды образуют зоны цементации обломков кварцитов сульфидами (пиритом, пирротином и халькопиритом с примесью сфалерита). Меди содержится в среднем 3,7%; извлекаются также попутные компоненты — никель, кобальт, золото, серебро, платина и селен.

Месторождение Болиден расположено в пределах территории, сложенной вулканическими и осадочно-метаморфизованными породами, прорванными к югу от месторождения дайками лампрофиров с возрастом 1970 млн. лет (Grip, Wirstam, 1970). Рудные залежи приурочены к полосе развития измененных кварцевых кератофиров, кератофиров и дацитов в зоне контакта с несогласно залегающими на них филлитами. Последние образуют куполовидную структуру, осложненную складчатостью более высокого порядка. В пределах этой структуры известно более 30 рудных тел массивных сульфидов, которые характеризуются жильной и линзовидной формой. Два наиболее крупных линзовидных тела приурочены к вертикальной тектонической зоне, которая прослежена в центральной части куполовидной структуры и с глубиной расширяется.

Формирование рудных тел сопровождалось процессами интенсивного изменения вмещающих вулканогенных пород. В результате этих процессов образовались кварц-серицитовые и хлоритовые сланцы, а также серицит-андалузитовые зоны вблизи рудных тел.

Руды характеризуются комплексным составом минералов, сформированных в три этапа. Выделяются три типа руд: арсенопиритовые (около 20%), золото-сульфидные в кварц-турмалиновых и лампрофировых жилах (5%) и медноколчеданные (более 70% всех руд). В рудах наиболее распространены пирит, арсенопирит, халькопирит и пирротин; в небольших количествах содержатся минералы висмута, кобальта, сурьмы и селена, сфалерит, апатит и рутил. Отмечается также примесь галенита, станнина, магнетита, тухолита, самородного золота и серебра.

Среднее содержание меди в рудах 1,4%, мышьяка 6,9%, золота и серебра соответственно 15 и 49 г/т. Попутно извлекаются также кобальт и висмут.

Более мелкие месторождения медноколчеданного типа известны также в других районах Финляндии (Луйконлахти, Хитура) и Швеции. Выявлены они и на территории Норвегии (Тьеррфьеллет), где имеются также каледонские месторождения.

В СССР известным месторождением меди докембрийского возраста является Удоканское, расположенное в Восточной Сибири. Горизонты тонко- и мелкозернистых меденосных песчаников, соответствующие дельтовым литолого-фаціальным комплексам, характеризуются четко выраженным стратиграфическим положением среди отложений удоканской серии («Особенности . . .», 1968). Породы удоканской серии сложены кварцитовидными песчаниками с линзами и прослоями кварц-карбонатных образований, алевритами и алевритами, которые в районе месторождения образуют крупную брахисинклираль северозападного направления. Нижние части разреза характери-

зуются преобладанием прибрежно-морских фаций, верхние части сложены преимущественно дельтовыми отложениями. В пределах этого района известны также интрузивные образования и жильные выделения, представленные породами основного и кислого состава.

В отличие от других месторождений меденосных формаций, которые характеризуются пестрой окраской, породы удоканской серии окрашены в серый цвет. Песчаники, несущие медно-сульфидное оруденение, состоят главным образом из обломочных зерен кварца, плагиоклазов и микроклина с акцессорной примесью турмалина, циркона, апатита и сфена. Цементирующая масса сложена кварц-серицитовым и карбонатным веществом с новообразованиями мусковита и эпидота. Горизонт меденосных песчаников характеризуется постепенными переходами в безрудные отложения, повторяя в общем структуру вмещающей брахисинклинальной структуры, и образует на поверхности замкнутую эллипсоидную зону.

Рудные тела имеют вид пластов и линз с частыми раздувами, пережимами и выклиниванием на отдельных участках. Первичное оруденение в меденосных песчаниках представлено пиритом, магнетитом, халькопиритом, борнитом, халькозином и сфалеритом. Вторичными минералами являются халькозин, куприт, малахит, азурит, хризоколла, халькантит, самородная медь, гематит и гидрогетит. Сульфидные минералы меди вместе с другими минералами образуют мелкую вкрапленность в песчаниках, иногда прожилки и линзовидные выделения. Для верхних зон рудных залежей характерны процессы окисления руд, приводящие к образованию малахита, в меньшей степени — азурита и хризокоаллы, которые пропитывают песчанистые отложения, образуя на плоскостях отдельности, слоистости и трещиноватости примазки, налеты и корочки.

Медное оруденение в медистых песчаниках Удокана характеризуется осадочным генезисом. Об этом свидетельствуют стратификация рудных тел, обусловленная ритмичностью отложений, с которой связана многоярусность оруденения, а также зональность минералов и элементов-спутников («Особенности . . .», 1968), отсутствие связи оруденения с магматизмом и дизъюнктивными нарушениями (Гринвальд, 1971) и др.

Сульфидное оруденение в удоканской серии после формирования в осадочных условиях подверглось изменениям при диагенезе, эпигенезе и метаморфизме. Эти процессы, сопровождавшиеся окислением, привели к перераспределению рудного материала и частичному выносу меди, которая затем отложилась в форме сульфидных прожилков (1—2 мм), а также вкрапленности в жильных выделениях кварцевого, кварц-карбонатного и кварц-эпидотового состава.

Время накопления осадков меденосной удоканской серии по данным урано-свинцового метода укладывается в интервал 2100—1800 млн. лет (Богданов и др., 1971). Цифры возраста около 3000 млн. лет, полученные этими авторами, рассматриваются в качестве возраста материнских пород, за счет которых формировались меденосные песчаники.

Новый тип месторождений меди обнаружен на юго-востоке Якутии в зоне Кыллахской структуры. В этом районе в разрезе майской серии докембрия горизонт мелкогалечниковых кварцевых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников характеризуется цементом, замещенным сульфидами меди (халькопирит, борнит, халькозин и ковеллит).

Месторождения сульфидов меди осадочного генезиса известны в КНР. Рудные горизонты этих месторождений характеризуются пластообразной

формой и согласным залеганием во вмещающих осадочно-метаморфических толщах верхнего докембрия, которые представлены кварцитовидными песчаниками, сланцевыми и карбонатными породами синийского возраста. Обычно наблюдаются постепенные переходы рудоносных горизонтов во вмещающие безрудные толщи. Мелкая вкрапленность образована в основном борнитом и халькопиритом, в меньшей степени энаргитом и теноритом. Отмечаются также крупновкрапленные руды и рудные участки ячеистого сложения, в которых преобладает борнит. Халькозин характерен для наиболее обогащенных медью залежей с полосчатой текстурой. Месторождения этого типа известны в районах Юньнань, Шанси, Кiangси и др.

В КНР известно также крупное месторождение прожилково-вкрапленных руд докембрийского возраста, расположенное в районе горного хребта Чжунтяошань. Вкрапленные зоны и прожилковые выделения халькопирита и молибденита связаны с дайками гранодиорит-порфиров, интрузирующими измененные и рассланцованные эффузивные образования.

В Индии известны многочисленные месторождения меди, приуроченные к различным докембрийским образованиям (штаты Андхра-Прадеш, Раджастан, Мадхья-Прадеш).

Медный пояс Кхетри (штат Раджастан) прослеживается с севера на юг в виде минерализованных зон разломов и скалывания на расстояние более 80 км (Das-Gupta, 1964). Район сложен мощной толщей метаморфических толщ системы Дели, которая делится на два отдела (нижний — Алвар, верхний — Аджабгар) и представлена филлитами, различными кристаллическими сланцами (биотитовыми, андалузитовыми, силлиманитовыми и др.), кварцитами, доломитами, мраморами и гнейсами. Они интродированы породами основного и кислого состава. Возраст пегматитов, секущих систему Дели, по радиоактивным минералам определен в интервале от 610 до 735 млн. лет. На территории Кхетри широко проявились процессы складчатости, сопровождавшиеся разрывными нарушениями, которые во многих случаях явились вместилищами рудных залежей. Отмечаются также и послерудные нарушения.

Рудные залежи контролируются разрывной тектоникой и слагают линзовидные и пластообразные зоны, обогащенные сульфидами. В северной части пояса они приурочены к гранатовым, хлоритовым, биотитовым и андалузитовым сланцам и мраморам верхней части системы Дели, а в нижней ее части — к амфиболовым кварцитам. Рассеянная вкрапленность сульфидов отмечается в основных и кислых породах. В южной части пояса минерализованные зоны приурочены главным образом к верхней части разреза системы Дели.

Сульфидные руды состоят из пирротина, пирита, кубанита, халькопирита, сфалерита и галенита. Отмечаются следующие минеральные ассоциации, встречающиеся совместно или порознь (от преобладающих к менее распространенным): пирротин-халькопирит-пиритовая, пирротин-сфалерит-галенит-халькопиритовая, пирит-халькопирит-кубанитовая, пирит-пирротиновая и халькопирит-кубанит-валлериит-сфалерит-пирротиновая (Das-Gupta, 1964). С сульфидами ассоциируют магнетит, изредка ильменит, рутил, гематит и флюорит. Отмечается также самородная медь в ассоциации с неизмененными (первичными) пиритом и халькопиритом. Зоны окисления достигают 100 м глубины и содержат широкий комплекс вторичных минералов меди (куприт, малахит, азурит, хризоколла и др.).

В штате Бихар находится медный пояс Сингбхум, в пределах которого расположены главные медные рудники страны. Этот пояс образует тектони-

ческую зону длиной около 160 км, простирающуюся с северо-запада на юго-восток. Зона отделяет метаморфические породы от вышележащих метаморфизованных вулканогенов и кварцитов докембрийского возраста (рис. 23).

Рудные тела, приуроченные к местам пересечения с трещинными структурами хлоритовых сланцев, представлены залежами массивных сульфидных руд и разветвляющимися жилами. Главные рудные минералы — халькопирит (преобладает), пирротин и пирит; с пирротинном ассоциирует пентландит. На месторождениях Сурда и Кендади присутствует арсенипирит. Молибденит характерен для месторождения Сурда; молибденит, арсенипирит и бравоит встречаются на месторождении Мосабони. Содержание меди в среднем около 2%.

Месторождения меди докембрийского возраста известны также в штате Андхра-Прадеш. В этом районе, сложенном докембрийскими метаморфическими толщами и интрузивными образованиями, развиты месторождения меди, свинца и барита. Расположение месторождений определяется региональной зональностью: медная минерализация приурочена к внутренним частям рудоносной тектонической зоны (Rao, Ballurkar, 1971).

В штате Мадхья-Прадеш месторождение Маланджанд в районе Балагхат характеризуется довольно крупными масштабами. На территории месторождения развиты среднедокембрийские метаморфические породы (филлиты, кристаллические сланцы, метапесчаники и конгломераты), содержащие тела гранитов и метадолеритов. Метаморфические поро-

ды вместе с изверженным комплексом инъецированы кварцевыми жилами, а также характеризуются зонами окварцевания.

Рудоносная зона, содержащая сульфиды, представлена участками окварцевания в гранитах. Меньшее значение имеет сульфидная минерализация в маломощных кварцевых жилах гранитов и рассеянная вкрапленность сульфидов в гранитах. В рудах преобладают халькопирит и пирит с примесью борнита, ковеллина и халькозина. Изредка отмечаются молибденит и самородная медь. Содержание меди колеблется от 1,67 до 4,9% (в среднем 2,2%). Докембрийские месторождения меди известны также в штате Тамилнад.

В Австралии главным источником меди служит район Маунт-Айза в Квинсленде, дающий до 70% общеавстралийской добычи меди. Крупные месторождения меди расположены главным образом в восточной и южной

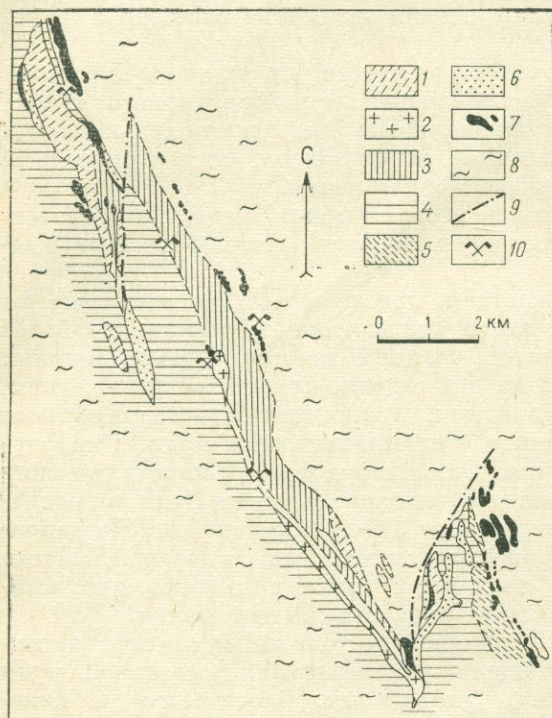


Рис. 23. Схематическая геологическая карта меденосного пояса Сингбхум (месторождение Мосабони).

1 — хлоритовые и биотитовые сланцы; 2 — натриевые граниты; 3 — милониты; 4 — метавулканические породы; 5 — роговообманковые сланцы; 6 — хлоритоиды; 7 — кварцит-кварцевые породы; 8 — слюдистые сланцы; 9 — разломы; 10 — рудники

частях рудной провинции Клонкарри — Маунт-Айза. Наиболее крупное месторождение Маунт-Айза представляет собой изолированную рудоносную зону, содержащую медь, цинк, свинец и серебро, которая расположена в западной части указанной провинции. На северо-западной окраине рудной провинции расположены месторождения Маунт-Оксайд, Леди-Анни и ряд других более мелких месторождений.

Большинство крупных медноколчеданных месторождений залегает в слабо метаморфизованных глинистых толщах верхнего докембрия (протерозоя), представленных отложениями графитовых, углистых и доломитизированных филлитовидных сланцев. К этому типу относятся месторождения Маунт-Айза, Маунт-Эллиот, Хэмден (Куридала) и Маунт-Оксайд. Большинство месторождений приурочено к зонам контактов и дробления, контролируется в большей степени разломной тектоникой, нежели литологическими факторами (месторождения Дачесс, Трекелано и др.). Месторождения Розебуд (Балларат), Доломит (Клонкарри) и Грейт-Австралия (Клонкарри) приурочены к доломитизированным филлитовидным сланцам и представлены вкрапленными низкосортными рудами в линзовидных доломитовых и кальцитовых телах, образовавшихся в результате перераспределения карбонатов магния и кальция при метаморфизме.

Большинство месторождений меди приурочено к разломам и зонам дробления субмеридионального направления, которые располагаются по восточной и западной окраинам рудной провинции Северо-Западного Квинсленда. Часто отмечается связь медноколчеданных месторождений с гранитными комплексами, что особенно характерно для восточной окраины провинции. В западной части провинции видимой связи оруденения с гранитоидами не наблюдается. Во многих случаях отмечается связь оруденения с интрузиями основного состава, обычно в тех зонах, где на них залегают пористые слабометаморфизованные породы.

Месторождение Маунт-Айза приурочено к широкой полосе брекчирования и дробления субмеридионального простирания в тонкослоистых филлитовидных сланцах, смятых в складки. Сланцы в зоне дробления интенсивно изменены (доломитизированы и окремнены). Сульфидное оруденение, главные минералы которого представлены халькопиритом, пиритом и пирротином, связано с крупными кремнисто-доломитовыми линзовидными телами. Содержание меди в руде в среднем около 3%.

Р. К. Картер, Дж. Х. Брукс (1965) связывают образование рудных тел Маунт-Айза с конечной фазой внедрения гранитоидных интрузий. При этом сульфиды меди образовывались в процессе метасоматического замещения, приуроченного к зонам трещиноватости, скальвания и напластования в доломитизированных и кальцитизированных сланцах. Согласно другой теории, сульфиды сингенетичны с вмещающими сланцами, а промышленные концентрации (часто в постседиментационных структурах) обусловлены метаморфическими и тектоническими процессами. Хотя все руды промышленного значения в районе Маунт-Айза являются в основном продуктами эпигенетических процессов, последние данные (Farguharson, Wilson, 1971) свидетельствуют о том, что формирование сульфидных руд происходило не в один этап 1500—1600 млн. лет назад, как это считалось ранее, а многостадийно, причем первоначальное осадочное накопление сульфидов происходило 1930—1800 млн. лет назад.

Месторождения меди в Австралии известны также в Новом Южном Уэльсе (Тараго и Кадия), Южной Австралии (Канманту, Берра) и в пределах Север-

ной территории (Маунт-Даймонд). Кроме того, медь добывают из докембрийских полиметаллических руд месторождений группы Брокен-Хилл, а также крупного месторождения медно-никелевых руд Камбалда.

На территории Африки решающая роль по добыче и запасам меди принадлежит докембрийской меденосной зоне Центральной Африки (Замбия и Конго).

Кроме того, промышленные месторождения меди докембрийского возраста известны в Юго-Западной Африке и ЮАР; добывают медь также в Восточной Африке.

В месторождениях медистых песчаников содержится основная часть общих запасов меди капиталистических и развивающихся стран, добываются также уран, цинк, германий и другие элементы. Для этих месторождений обычны крупные масштабы оруденения и высокое, равномерно распределенное содержание меди в выдержанных пластообразных залежах.

В Заире богатые месторождения меденосного пояса Верхней Катанги образуют зону шириной 50—60 км, которая прослеживается в юго-восточном направлении на расстояние более 300 км. Главные месторождения этого пояса — Камбове, Луисшиа, Руаши, Кипуша и др. (рис. 24).

Рис. 24. Схематическая геологическая карта меденосной площади Катанга.

1 — граниты; 2 — серия Кунделунгу; 3 — рудоносные отложения системы Катанга; 4 — кристаллические сланцы

Далее на юго-восток, уже в пределах северной части Замбии, меденосный пояс простирается на расстояние более 200 км при ширине до 65 км. Известные месторождения Роан-Антелоп, Нкана, Муфулира, Нчанга характеризуются крупными масштабами оруденения. Открыты новые месторождения (Чибулума, Банкрофт). Все месторождения этой меденосной провинции сходны между собой.

В Катанге на эродированной поверхности глубоко метаморфизованных отложений среднего докембрия (гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и поля гнейсо-гранитов) залегают рудоносные толщи системы Катанга. Современный эрозионный срез обнажил складчатые структуры этой системы, которые характеризуются интенсивностью складчатых процессов, многочисленными разрывными нарушениями и значительным количеством надвигов.

Рудоносными являются доломитовые слои, горизонты песчаников и доломитизированные сланцы в верхних частях разреза серии Катанга, подвергшиеся значительным тектоническим преобразованиям. Рудные залежи часто прослеживаются на поверхности вдоль обнажающихся верхних частей антиклиналей, залегая согласно с вмещающими породами. Мощность отдельных рудных пластообразных залежей и линз колеблется от 2 до 35 м. Они образуют рудоносную зону мощностью до 100 м. Длина отдельных рудных тел изменяется от десятков метров до 1 км и более. По падению они прослеживаются на 1 км.

Главные месторождения меди в провинции Катанга (Заир) сложены окисленными рудами. Зоны окисления прослеживаются на глубину 150 м и в некоторых случаях образуют крупные залежи богатых руд. Окисленные минералы меди этих месторождений привнесены в результате изменения более высоких горизонтов, которые в значительной степени эродированы. Подтверждается это тем, что большинство залежей такого типа не подстилаются сульфидными

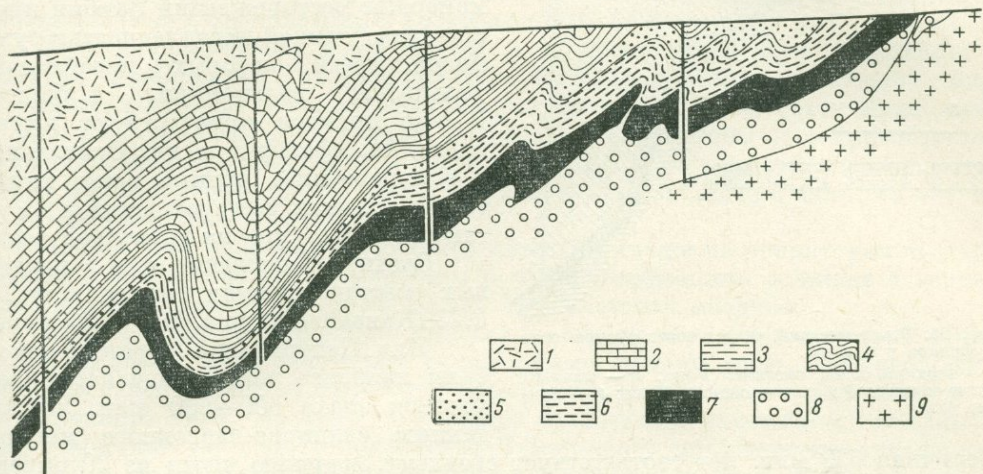


Рис. 25. Геологический разрез месторождения Чамбиши в Замбии.

1 — габбро; 2 — доломиты; 3 — песчанистые сланцы; 4 — кварциты и сланцы; 5 — верхний горизонт кварцитов; 6 — кварциты всячего бока; 7 — сульфидные руды; 8 — кварциты лежачего бока; 9 — граниты

сингенетичными рудами, т. е. не имеют видимой связи с сульфидными образованиями.

В зонах окисления рудные минералы многочисленны и представлены малахитом, хризоколлой, азурином, купритом, теноритом, мелакоцитом, самородной медью, окислами железа, марганца и кобальта. Среднее содержание меди в окисленных рудах 4—7%, в отдельных случаях 10—15%. Сингенетичные минералы сульфидных зон в цементе песчаников и других пород представлены халькопиритом, пиритом, халькозином, борнитом, сфалеритом, галенитом, магнетитом, гематитом. Отмечаются также кварц, турмалин и карбонаты. Содержание меди в этих рудах около 3—4%.

В рудах медного пояса Катанги кроме меди в промышленных количествах содержатся цинк, кадмий, уран, ванадий, германий и благородные металлы.

В Замбии породы рудоносной системы Катанга характеризуются менее крутой складчатостью и в меньшей степени развитой разломной тектоникой. Рудоносные горизонты приурочены к песчаникам и сланцам, расположенным в нижних частях разреза (по сравнению с Конго) системы Катанга, породы которой образуют синклиналильные структуры — крупные мульды (Муфулира, Нчанга, Роан-Антелоп, Нкана). В каждой мульде рудоносным является определенный горизонт — аркозовые песчаники, доломитизированные кварциты, сланцевые глины или сланцы.

Месторождения Замбии состоят из одного или нескольких пластов, насыщенных вкраплениями сульфидов меди (рис. 25, 26). Форма рудных залежей

обычно пластообразная, причем они характеризуются постоянством и однородностью оруденения при равномерной мощности по простиранию и падению пластов. Мощность отдельных рудных залежей 5—25 м. По простиранию

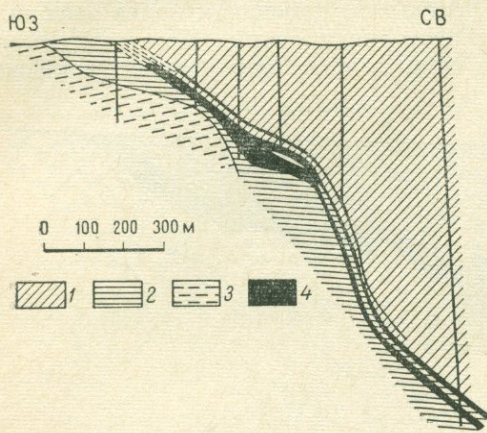


Рис. 26. Геологический разрез через рудное тело Муфулира в Замбии.

1 — верхний отдел системы Роан; 2 — нижний отдел системы Роан; 3 — сланцы Мува; 4 — рудные тела

Величина 620 млн. лет соответствует среднему значению почти из 20 определений возраста образцов урановой смолки из месторождения Шинколобве (одновозрастного с медной минерализацией Заира и Замбии), которые проводились с применением изотопного анализа в разных лабораториях (табл. 15).

Минералы из медного пояса Катанги (Заир) и Замбии относятся к так называемому катангскому циклу или эпохе минерализации. Большинство датированных минералов из Катанги и медного пояса, по мнению А. Холмса и Л. Каэна, одновременно с поздней фазой складчатости Кунделунгу или следуют непосредственно за ней. Докембрийский комплекс Катанги в Заире представлен различными немymi толщами горных пород, которые местами залегают горизонтально, но в пределах меденосного пояса образуют складчатые структуры катангид, простирающихся на юго-восток в Замбию. Система Катанга подразделяется на три отдела — нижний (Роан), средний (Большой Конгломерат) и верхний (Кунделунгу). Ранее комплекс Кунделунгу относился к палеозою, однако наложенное урановое оруденение в породах Кунделунгу с воз-

рудные пласты прослеживаются на несколько километров и по падению — более чем на 1 км.

В отличие от руд Катанги рудные минералы месторождений Замбии представлены тонкой вкрапленностью сульфидов, среди которых преобладают халькозин, халькопирит и борнит. В виде примеси присутствуют пирит, ковеллин, сфалерит и др. Окисленные и выщелоченные рудные зоны характерны для всех месторождений и достигают 60—80 м (уровня грунтовых вод).

Среднее содержание меди в различных месторождениях изменяется от 2,23 (Кансапшин) до 4,89% (Чибулума).

Для Центральной Африки в докембрии наиболее четко выделяется возрастная эпоха 600—630 млн. лет (по данным свинцово-изотопного метода).

Таблица 15

Возраст минералов меденосного пояса Катанги (Заир)

Минерал; месторождение	Метод определения	Возраст, млн. лет
Бетафит; Лунадзи (Замбия)	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	485
Урановая смолка; Нкана (Замбия)	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	612
Микроклин; Прес-Бомба (Заир)	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	470
Микроклин; Маноно-Китотоло (Заир)	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	505
Микроклин; Лугуша (Заир)	Ar ⁴⁰ /Pb ⁴⁰	565
Урановая смолка; Шинколобве (Заир)	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	620
Кюрит; Катанга (Заир)	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁷	625
Урановая смолка; Луисшиа (Заир)	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	610
Микроклин; Кап-Млонга (Заир)	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	765

растом 620 млн. лет служит верхним пределом возраста всех образований Катанга — Кунделунгу.

Нижний структурный этаж в этом районе, представленный интенсивно метаморфизованными породами (гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты), а также интрузивными образованиями, на эродированной поверхности которых отлагались рудоносные толщи системы Катанга, был образован в интервале 2600—750 млн. лет. К наиболее позднему периоду (750 млн. лет) относится формирование гранитов Нчанга. Отложение осадков, метаморфизм и складчатость системы Катанга происходили в интервале 750—550 млн. лет.

Медь накапливалась в это время в морских известково-магнезиальных илах и прибрежных песчано-галечниковых отложениях, а также илах и песках дельтовой зоны в условиях сухого жаркого климата. Накопление меденосных осадков происходило в пределах узкой зоны и сопровождалось неоднократной трансгрессией и регрессией моря. В течение фанерозоя в пределах медного пояса происходили незначительные поднятия, которые обусловили расчлененность рельефа.

Проявления медистых песчаников известны также на территории Нигера, Габона и Конго, где они приурочены к серии Франсвилль, а также в верхнепротерозойских отложениях на севере Конголезской впадины.

В ЮАР известно несколько средних и мелких месторождений докембрийского возраста, представленных сульфидными рудами меди. Месторождение Окип на западе Капской провинции содержит низкосортные сульфидные руды вкрапленного типа, которые образованы процессами замещения. Месторождение Мессина (на севере провинции Трансвааль) представлено сульфидной залежью в зоне цоизит-кварцевых пород в гранито-гнейсах. Главные рудные минералы месторождения — халькозин, борнит, халькопирит и пирит.

Однако основные запасы меди в ЮАР сосредоточены в карбонатитовом месторождении Палабора (северо-восток провинции Трансвааль). Интрузивное тело на поверхности характеризуется неровно эллиптическими очертаниями размером около 18 км² и простирается вглубь в виде трубообразной залежи на глубину до 1350 м. Залежь сложена пироксенитами, фоскоритами, содержащими до 25% апатита, и карбонатитами. Последние состоят из титаномагнетита, кальцита, халькопирита и примеси бадделеита. Содержание меди в рудах в среднем 0,7%.

Новое месторождение сульфидных руд меди Фалаборво открыто в провинции Трансвааль. Кроме того, медь добывается попутно при разработке золоторудных и платиновых месторождений.

В Южной Родезии запасы меди незначительны и содержатся в месторождениях сульфидных руд в районе северо-западнее Солсбери (Амкондо, Малли, Саньяти), открыты новые месторождения Гвай и Шаклетон.

В Юго-Западной Африке незначительные месторождения меди докембрийского возраста известны в районе Тсумб, где они представлены линзами сульфидов гидротермального замещения в доломитах на контакте с аплитами.

Линзы и метасоматические залежи медно-сульфидных руд известны в Габоне и Конго. Они обычно характеризуются высоким содержанием меди, но мелкими масштабами оруденения; рудоносны верхнепротерозойские отложения. Примером может служить месторождение Миндули (Конго), сложенное прожилково-вкрапленными рудами сульфидов в карбонатизированной зоне контакта песчано-сланцевой толщи, несогласно залегающей на породах известково-сланцевого состава. Руды состоят из халькозина, халькопирита, куприта и галенита; широко развиты вторичные минералы зоны окисления. Содержание

меди в рудах 4—5%. Другие месторождения этого района также контролируются разломной тектоникой и приурочены к карбонатным породам.

В Кении единственное разрабатываемое месторождение медных руд Макалдер расположено в пределах золотоносной зоны в районе оз. Виктория. Оно представлено массивными линзами, содержащими пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит, из которых добывают медь, цинк, золото и серебро. Кроме того, разведано сходное месторождение Кингангои Хилл.

В Уганде известно сульфидное месторождение меди и кобальта, расположенное вблизи массива Рувензори. Рудные тела месторождения характеризуются пластообразной формой и приурочены к зонам биотитовых и амфиболовых сланцев, залегающих в гнейсовой толще серии Килембе, возраст которой 2100—2200 млн. лет.

Главные рудные минералы — пирит, халькопирит и пирротин; реже встречаются сфалерит, мэннеит, пентландит. Развита также вторичные минералы (куприт, хризоколла, малахит и др.). Медь содержится в среднем в количестве 1,95—2,16%. Пирит и пирротин концентрируют кобальт до 1—2%.

Руды эти образовались в результате процессов складчатости и метаморфизма, сопровождавшихся переотложением сингенетических сульфидов в кристаллических сланцах.

В Мавритании наиболее крупным является месторождение Гельб-Морган, расположенное вблизи г. Акджуджта, представленное залежами сульфидных руд, залегающих в кристаллических сланцах докембрия. Кроме сульфидов руды содержат до 35% магнетита и самородное золото.

Незначительные по размерам месторождения меди докембрийского возраста известны и в других странах Африки.

В Южной Америке докембрийские месторождения меди малочисленны. В Бразилии они залегают в породах щита.

Месторождение меди докембрийского возраста в районе Педра-Верде (штат Сеара) приурочено к верхней части докембрийской толщи филлитов. Оруденение представлено вертикально падающей залежью сульфидных руд в виде вкрапленной зоны в филлитах. Главные рудные минералы представлены халькозином, борнитом, халькопиритом и пиритом. Среднее содержание меди около 1% (мощность зоны 1—10 м).

Месторождение рассматривается в качестве древней коры выветривания докембрийских филлитов, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов. В последующие этапы образовавшаяся кора была незначительно метаморфизована, приняла вертикальное положение при складчатости и ее перекрыли отложения кембрия.

Таким образом, месторождения типа медистых песчаников, широко распространенные в Африке, известны также и на других континентах. Обычно они развиты вблизи древних (архейских) нуклеарных структур и приурочены к структурам синклинальных бассейнов. Для них характерны сходные циклы осадкообразования и условия диагенеза, а также время формирования, ограниченное верхним докембрием.

СВИНЕЦ И ЦИНК

Месторождения свинца и цинка являются совместными и разрабатываются на оба металла. В докембрийских формациях представлены почти все генетические типы месторождений этих металлов. Около 70% запасов свинца и цинка промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран прихо-

дится на долю США, Канады, Австралии, Мексики, Перу и ФРГ. При этом значительная часть запасов Канады, США и Австралии сосредоточена в докембрийских месторождениях.

В США крупные запасы свинцово-цинковых руд сосредоточены в районах Три-Стейс (юго-запад Миссури, юго-восток Канзаса и северо-восток Оклахомы), а также в виде свинцового пояса на юго-востоке Миссури. В последние годы значительно возросла роль Горных штатов, среди которых ведущее место занял штат Айдахо. В этом штате вся добыча практически сосредоточена на месторождениях рудного района Кер-д'Ален, которому принадлежит одно из главных мест в США по запасам свинца и цинка. Месторождение это считается крупнейшим в капиталистическом мире источником серебра.

Район Кер-д'Ален представляет собой крупную богатую рудную провинцию с широким развитием кроме серебряно-свинцовых залежей жил золото-вольфрамовых, медных и серебряных руд. Район месторождений сложен породами серии Белт, представленной кварцитами, аргиллитами и глинистыми известняками. Серия Белт подразделяется здесь на шесть формаций, из которых формация Сент-Реджис отличается интенсивной рудоносностью. Формация эта сложена преимущественно тонкослоистыми красно-серыми кварцитами и аргиллитами со слоями массивных кварцитов, общей мощностью до 420 м. Породы подверглись интенсивной складчатости и разбиты сбросами преимущественно северо-западного направления. Наиболее мощный разлом района характеризуется вертикальными и горизонтальными амплитудами в несколько километров.

Породы серии Белт слабо метаморфизованы, содержат штоки монцонитов, дайки лампрофиров и диабазов. Общая мощность серии 6 км.

Рудные тела представлены жилами, сложенными в основном сидеритом, кварцем, анкеритом и отчасти баритом. Урановое оруденение обнаружено в Кер-д'Ален и Саншайн, расположенном в южной части района.

Данные по возрасту урановых минералов Саншайн показали расхождение. По мнению Ф. Эккельмана и Дж. Л. Калпа, расхождение возрастных значений связано с потерей радиогенного свинца в эпоху ларамийского диастрофизма. С учетом эманирования эти авторы предлагают принять как наиболее вероятный возраст формирования руд 1100—1200 млн. лет. По определениям Д. Миллера и П. Гаста (Miller, Gast, 1957), четыре образца галенита, отобранные из разных частей месторождения Саншайн, показывают модельный возраст 1400 млн. лет. По данным Б. Фрикланда (Fryklund, 1960), для района Кер-д'Ален характерно шесть этапов минерализации, причем по данным модельного возраста свинцов галенита главный этап минерализации характеризуется значением 1250 млн. лет.

Учитывая неточность датировки возраста по изотопному составу рудного свинца, следует отдать предпочтение данным изотопно-свинцово-урановых определений, указывающих на возраст 1030 млн. лет. Согласно полученным возрастным значениям период седиментации мощной белтской серии предшествовал дате 1030 млн. лет. При этом, если заложение Белтской геосинклинали происходило после внедрения гранита Багдад и метаморфизма серий Вишну и Джавапай в Аризоне, то формирование серии Белт относится к периоду 1400—1030 млн. лет назад. В этом случае отложения серии Белт примерно соответствуют периоду отложений гренильской серии северо-восточного окаймления Северо-Американского континента.

Таким образом, данные абсолютного возраста оруденения Саншайн свидетельствуют о значительно более древнем возрасте серии Белт и оруденения,

чем это считалось раньше. Между началом кембрия и окончанием формирования Белтской геосинклинали имел место крупный хронологический перерыв — примерно 500 млн. лет.

Рудные залежи в районе Кер-д'Ален приурочены к зонам скалывания, дробления и небольшим сбросам, крупные сбросы безрудны. Жилы заполнения трещин или линзовидные залежи замещения зон дробления характеризуются обычно крутым падением и значительными размерами. Средняя мощность жил 2,7 м, по простиранию некоторые из них прослеживаются на расстояние более 2 км, а по падению на глубину до 1600 м. В некоторых случаях рудные тела залегают в виде рудных столбов.

Руды представлены вкрапленными зернами и обособлениями в основном сидерита и галенита в жильной породе, состоящей из кварца, кальцита, доломита и барита. Присутствуют также халькопирит, магнетит, пирротин, арсенопирит, редко буланжерит, джемсонит, борнит, халькозин и др. Среднее содержание свинца в отработанных залежах 7,2%, цинка 4,6%. Попутно извлекаемое серебро содержится в количестве 180 г/т.

Сульфидные свинцово-цинковые руды, кварц-халькопиритовые жилы и кварц-золото-серебряные вкрапленные зоны имеются также в штате Аризона. Примером может служить месторождение Айрон-Кинг, приуроченное к зоне дробления в докембрийских породах. Рудные тела представлены кулисообразно расположенными жильными и линзовидными залежами массивных сульфидных руд с заметной полосчатой текстурой. Руды сложены пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, в меньшей степени халькопиритом и теннантитом. Присутствуют также кварц, анкерит, серицит и хлорит.

В штате Нью-Джерси известны уникальные месторождения цинка Франклин и Стерлинг Хилл, характеризующиеся своеобразным минеральным составом руд. В районе месторождения широко развиты интенсивно складчатые толщи крупнокристаллических мраморов разного цвета, относимые к докембрию. На западе района мраморы контактируют с гранито-гнейсами докембрия, при этом полосчатость мраморов, обусловленная чередованием слоев различной окраски и сложения, параллельна зоне контакта, характеризующей крутыми углами падения.

По зонам трещиноватости в кальцитовых мраморах отмечаются отдельные незначительные выделения доломитов. В гнейсах и мраморах расположены пегматоидные тела гранитного и граносиенитового состава, вокруг которых развиты зоны скарнирования слюдисто-гранат-пироксенового состава. Более поздние внедрения (палеозойские) представлены дайками диабазов, которые часто секут рудные тела.

Оба месторождения характеризуются крючкообразной или изогнутой формой. Мощность рудных тел колеблется от 3 до 30 м, по падению они прослежены на расстояние до 450 м. Они приурочены к зонам брекчирования в мраморах, а также к контактовым зонам с гнейсами.

В рудах преобладают цинковые минералы в виде окислов и силикатов (цинкит, франклинит, виллемит и др.), а не сульфидов, обычных для полиметаллических месторождений. Хотя генезис этих месторождений вызывал много споров, наиболее приемлема точка зрения об их осадочно-метаморфическом происхождении.

В штате Нью-Йорк известны два своеобразных существенно цинковых месторождения (Эдвардс и Балмат), которые приурочены к докембрийским мраморам, залегающим в крыльях эродированной антиклинали. Ядро последней сложено гранитными породами (рис. 27). Рудные залежи в этих месторож-

денях прослежены на глубину до 600 м и представлены телами замещения в складчатых мраморах вблизи контактов с гнейсами. Рудные залежи жильной формы, часто изогнутые, образованы сфалеритом и пиритом, содержание которых в сумме 16%, а также примесь галенита, халькопирита, пирротина, магнетита и гематита. Рудные минералы распределены в виде гнезд, вкраплений и прожилков в нерудной жильной породе, состоящей из карбонатов, кварца, талька, диоксида, тремолита, хлорита, барита и граната.

Канада обладает крупными запасами свинца и цинка, сосредоточенными в докембрийских месторождениях. Одна из богатейших свинцовых провинций, включающая самый крупный на Северо-Американском континенте рудник Сулливан, расположена в провинции Британская Колумбия и служит продолжением рудоносных толщ района Кер-д'Ален штата Айдахо.

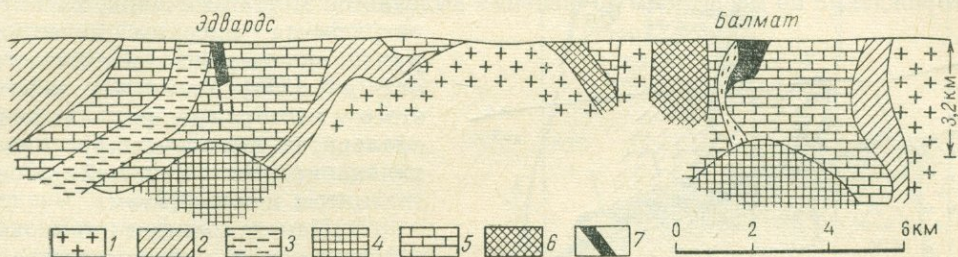


Рис. 27. Продольный разрез цинковых рудников Эдвардс и Балмат.

1 — порфиридные граниты; 2 — гранатовые гнейсы; 3 — гнейсы; 4 — граниты; 5 — известняки; 6 — габбро; 7 — цинковая руда

Месторождение Сулливан расположено в районе развития верхнедокембрийских толщ, сложенных интенсивно дислоцированными кварцитами, перемежающимися с аргиллитами, алевролитами и конгломератами. Эти породы интродуцированы послонной силлами и дайками габброидов и гранофиров. Оруденение локализовано в линзах массивных сульфидов, залегающих параллельно напластованию вдоль межпластовых и внутрипластовых зон дробления в полого падающих толщах конгломератов, кварцитов и аргиллитов. Наиболее крупная линза массивных сульфидов протягивается на 1900 м при мощности от нескольких до 80 м (рис. 28). Жила состоит из рудных столбов, сложенных массивными пиритами.

Рудные тела сформированы в процессе замещения сульфидами осадочных отложений (аргиллитов, алевролитов и кварцитов) в тектонически ослабленных зонах, сохранив реликтовую сложность первичных пород. Вещающие породы обычно изменены процессами альбитизации, турмалинизации и хлоритизации, причем альбитизация характерна для всячего бока, а обогащение турмалином свойственно породам лежащего бока.

Рудные тела обычно обладают полосчатой текстурой и состоят главным образом из галенита, сфалерита, пирита и пирротина. Небольшая часть руд сложена халькопиритом, арсенопиритом, буланжеритом, магнетитом и касситеритом. Нерудные минералы представлены кварцем, турмалином, альбитом, серицитом, хлоритом, кальцитом и гранатом. Из этих комплексных руд помимо свинца и цинка, среднее содержание которых соответственно 7—8,3 и 5—6,5%, попутно добывают серебро, золото, медь, олово, сурьму, кадмий и серу.

В Канаде известно крупное колчеданное месторождение Флин-Флон, приуроченное к эффузивно-осадочной толще докембрийского возраста, которая

подверглась складчатости. На крыльях складок в тектонически ослабленных межпластовых зонах залегают сульфидные тела замещения колчеданных руд со сфалеритом и халькопиритом.

В районе Флин-Флон открыт ряд месторождений аналогичного типа, в которых преобладает сфалерит. Среди этих месторождений наиболее крупным является Чизел Лейк, характеризующееся высоким содержанием цинка (в среднем 11—12%).

В провинции Квебек несколько цинковых и медно-цинковых месторождений расположены на северо-западе района вблизи оз. Маттагами (Норметалл, Квемонт, Маттагами Лейк). Рудные тела этих месторождений сформированы в виде залежей сульфидов в результате процессов метасоматического замещения в ослабленных зонах осадочно-вулканогенных толщ докембрия. Среди этих месторождений по масштабам оруденения выделяется Маттагами Лейк, характеризующееся высоким качеством

руд (цинк содержится в количестве от 8 до 12%). Массивные залежи этого месторождения сложены сфалеритом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, в меньшей степени галенитом и магнетитом.

В Канаде свинцово-цинковые месторождения найдены также в провинциях Онтарио, Манитоба и Северо-Западной территории.

В Европе докембрийские месторождения свинца и цинка играют незначительную роль, сосредоточены они главным образом в пределах Балтийского щита. Ряд таких месторождений известен в Швеции, из них крупным является

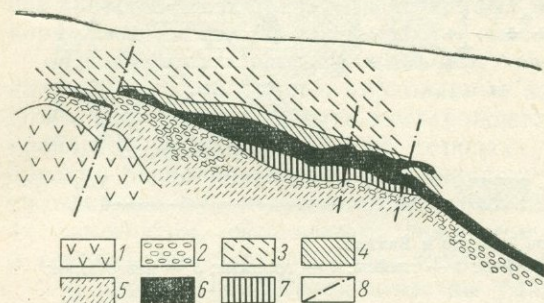


Рис. 28. Разрез рудника Сулливан.

1 — габбро и гранофировые породы; 2 — конгломераты лежачего бока; 3 — альбитовые породы; 4 — хлоритовые породы; 5 — турмалиновые породы; 6 — руда; 7 — пирротин; 8 — тектонические нарушения

Васьбо в районе Идре, а также месторождения в Лапландии. Мелкие и средние месторождения руд свинца и цинка расположены в районе Соллефтео (на побережье Ботнического залива). Рудоносный пояс шириной 15 км прослеживается в докембрийских породах на расстояние около 100 км. Второй рудоносный пояс приурочен к метавулканитам, мелкозернистым гнейсам и кристаллическим известнякам докембрия Центральной Швеции. Наиболее известно в этом поясе месторождение Фалун. Ряд незначительных месторождений свинца и цинка имеются в Финляндии (Корскас) и Норвегии, где они приурочены к измененным зеленокаменным породам докембрия.

В СССР докембрийские месторождения полиметаллических руд располагаются на окраинах Сибирской платформы. Они представлены свинцовыми, свинцово-цинковыми и медно-свинцовыми рудными телами в осадочных породах верхнего докембрия и находятся в пределах Енисейского кряжа, Иркутского амфитеатра и Туруханско-Норильского бассейна.

Полиметаллические месторождения известны также в синийских карбонатных толщах. Примером может служить Горевское месторождение свинца и цинка (Попов, 1969).

В КНР месторождения свинца, цинка и меди докембрийского возраста приурочены к осадочно-метаморфическим толщам северного обрамления Китайской платформы.

Индия производит незначительное количество свинца и цинка. Руды этих металлов, известные в районах штатов Тамилнад, Бихар и Мадхья-Прадеш, приурочены к докембрийским кристаллическим сланцам или кристаллическим известнякам в виде жил и неправильной формы выделений. Главное месторождение, в котором содержится 7% свинца и цинка, находится в районе Завар.

Одно из первых мест в мире по разведанным запасам свинца и цинка занимает Австралия. Качество руд месторождений Австралии очень высокое, содержание свинца колеблется от 6 до 16%, цинка от 7 до 20%. Важнейшие месторождения полиметаллических руд в Австралии сосредоточены в районе Брокен-Хилл, в западной части Нового Южного Уэльса. Рудоносные залежи промышленного значения занимают территорию около 10 км².

Район сложен метаморфическими толщами двух докембрийских серий — Вилаяма и Торрванги. Породы серии Вилаяма представлены древними осадочными песчано-глинистыми отложениями, которые интенсивно изменены в результате регионального метаморфизма и превращены в силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы и гранат-магнетитовые кварциты. Осадочно-метаморфические толщи содержат многочисленные тела гранито-гнейсов, аплитов, амфиболитов, серпентинитов, долеритов, а также большое количество пегматитов. Кроме силлиманитовых, гранатовых и биотитовых гнейсов в процессе метаморфизма в результате гранитизации первичноосадочных пород были сформированы поля гранито-гнейсов и аплитовые выделения.

Серия Вилаяма несогласно перекрыта отложениями серии Торрванги, представленной кварцитами, глинистыми и известково-глинистыми сланцами, а также доломитизированными известняками и слоями валунов и тиллитов. Складчатые деформации отложений серии Вилаяма сформировали спокойные синклинальные структуры с резкими изоклинальными поднятиями, которые погружаются в южном направлении. Пластические деформации сопровождались образованием значительного количества разрывных нарушений. Наиболее древняя группа разломов типа Манди-Манди характеризуется субмеридиональным простиранием; более молодые сбросы типа Такаринга простираются в субширотном направлении. Нарушения обычно имеют межпластовый характер, причем зоны перемещения крутопадающих пластов сопровождаются брекчированием. Амплитуды перемещений достигают нескольких километров.

Рудные тела в этом районе характеризуются линзовидной формой (рис. 29). Они обычно приурочены к зонам дробления и разрывных нарушений, простирающихся согласно с направлением пластов осадочно-метаморфических толщ. Главное рудное тело Брокен-Хилл локализуется в пределах антиклинория,

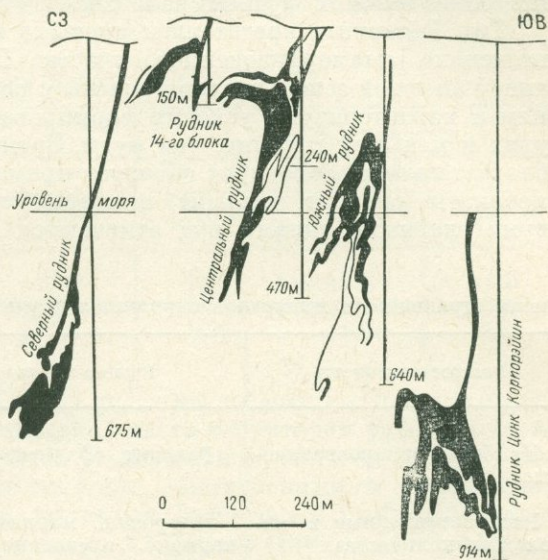


Рис. 29. Формы рудных тел месторождения Брокен-Хилл

сложённого силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами, амфиболитами и гранитизированными породами.

Свинцовая минерализация сопровождалась во многих случаях процессами метасоматического замещения. Руды делятся на два типа. К первому относятся руды типа Брокен-Хилл, залегающие в окварцованных песчаниках, содержащих гранат, которые интенсивно раздроблены и значительно переработаны метасоматическими процессами. Рудные минералы представлены галенитом и сфалеритом, жильные породы состоят из силикатов (пироксена, полевых шпатов, граната, родонита), кальцита, кварца и флюорита. Эта ассоциация минералов характерна для главного рудного тела, а также для многочисленных более мелких рудных залежей.

Тип Такарина представлен рудными телами, залегающими по периферии интенсивно метаморфизованного участка Брокен-Хилл в слабо метаморфизованной внешней зоне. Они приурочены к полого падающим разрывным нарушениям и характеризуют условия формирования руд при более низких температурах и меньшей глубине, чем руды Брокен-Хилла. В рудах этого типа преобладает галенит, сфалерит образует примесь. В жильной породе преобладают карбонаты (сидерит, кальцит) и кварц, силикаты отсутствуют. Между этими двумя главными типами руд отмечаются переходные разности (табл. 16).

Таблица 16

Распространенность минералов первичных рудных зон месторождения Брокен-Хилл

Распространенность	Рудные минералы	Нерудные минералы
Наиболее распространенные	Галенит, сфалерит	Гранат, флюорит, кальцит, кварц, родонит, бустамит, манганбергит, пироксмангит
Распространенные в наибольших количествах	Пирротин, марказит, халькопирит, арсенопирит, леллингит	Полевой шпат, апатит, га-нит
Распространенные локально в небольших количествах	Вольфрамит, шеелит, молибденит, кобальтин, пирит, магнетит	Манганокальцит, мусковит, биотит, графит, стюартит, турмалин
Распространенные локально в небольших количествах, видимые только под микроскопом	Кубанит, тетраэдрит, пираргирит, дискразит, гудмундит, станнин, линнеит, никелин, вильямит, брейтгауштит, борнит, бурнонит, буланжерит, валлерит, джемсонит, бартерит, штерибергит, золото, сурьма	Роговая обманка, рутил, ильваит, бастнезит

Главное рудное тело месторождения Брокен-Хилл образует залежь массивных свинцово-цинковых руд, которые возникли в процессе замещения. Залежь характеризуется неправильной линзовидной формой и обладает более мощной сводовой частью вследствие перегиба (см. рис. 29). Минерализованная зона параллельна плоскостям напластования и контактам вмещающих осадочно-метаморфических толщ, т. е. залегает согласно в складчатых образованиях. По простиранию залежь прослеживается почти на 5,5 км, имея всего лишь один перерыв из-за нарушения и на всем этом расстоянии представлена промышленными рудами, мощность которых около 90 м. На глубину залежь прослежи-

вается до 1 км. Руды содержат 10—16% свинца, 8—14% цинка, 100—350 г/т серебра, а также медь, кадмий и золото.

В результате спектрометрических определений обнаружено резкое различие в изотопном составе галенитов руд типов Брокен-Хилл и Такаринага. Свинец в рудах типа Такаринага аномальный и содержит повышенное количество радиогенных изотопов Pb^{206} , Pb^{207} и Pb^{208} , а свинец в рудах Брокен-Хилл отличается пониженным содержанием этих изотопов.

Геологические и минералого-петрографические данные не позволяют определить, какие значения возраста более правильны: по методу А. Холмса — Ф. Хоутерманса или по методу С. Камминга (табл. 17). Следует, однако, учесть, что месторождение Брокен-Хилл находится в докембрийской серии Вилаяма,

Таблица 17

Модельный возраст свинцов месторождения Брокен-Хилл

Минерал	Метод А. Холмса — Ф. Хоутерманса		Метод С. Камминга		
	U^{238}/Pb^{204}	Возраст, млн. лет	Возраст, млн. лет		
			по Pb^{206}	по Pb^{208}	Средний
Галенит, обр. 1	9,8	1730	1420	1533	1470
Галенит, обр. 2	9,7	1680	1450	1580	1520
Галенит, обр. 3	9,4	1720	1400	152	1460

которая по вещественному составу близка рудовмещающим толщам месторождения Радиум-Хилл, залегающего в западной части территории развития серии Вилаяма. Возраст первичных давидитов Радиум-Хилл (1500 ± 30 млн. лет) совпадает с возрастом галенитов Брокен-Хилл, вычисленным с коэффициентами Камминга. В пользу последнего результата Р. Рассел и Р. Фаркуар приводят известный факт, что возраст галенитов Садбери в Онтарио, вычисленный по Каммингу, соответствует возрасту, определенному аргоновым и стронциевым методами, в то время как расчет по методу Холмса — Хоутерманса дает обычно несколько завышенный результат. Возраст галенитов Брокен-Хилл по методу Холмса — Хоутерманса хорошо согласуется с возрастом давидитов уранового месторождения Крокерс-Уэлл (1700 млн. лет), рудовмещающие толщи которого также являются частью серии Вилаяма. Очевидно, рассмотренные месторождения относятся к длительной эпохе формирования 1500—1700 млн. лет назад.

Руды типа Такаринага представляют собой, по-видимому, смесь обычного свинца типа Брокен-Хилл с радиогенным свинцом вмещающих пород и соответствуют более поздней стадии минерализации (по изотопным соотношениям свинца 1020 ± 150 млн. лет).

Таким образом, в пределах всего рудного поля района Брокен-Хилл отмечается два периода минерализации (1500—1700 и 1020 млн. лет), и наиболее крупные месторождения урана и полиметаллов также относятся к двум разным металлогеническим эпохам.

Определение возраста пород района Брокен-Хилл аргоновым методом позволило уточнить хронологическую последовательность важнейших геологических событий (Binns, Miller, 1963). Четыре возрастные группы полностью относятся к докембрию и характеризуются значениями 1600, 1345, 1300 и 916 млн. лет.

Дата 1600 млн. лет соответствует метаморфизму серии Вилаяма. Первоначально осадочные породы этой серии были преобразованы в гранатовые, биотитовые и другие гнейсы и сланцы. Главное оруденение Брокен-Хилл формировалось одновременно или несколько позднее метаморфизма. Возрастные значения 1345 и 1300 млн. лет близки и могут характеризовать время метаморфизма северо-западной части района Брокен-Хилл и внедрение гранитов Манди-Манди, которые представлены массивной мусковит-микроклин-плагиоклазовой разновидностью. Значение 916 млн. лет характеризует складчатость и метаморфизм серии Торрованги.

Работы Б. Е. Хоббса (Hobbs e. a., 1968) подтверждают наличие трех главных этапов формирования рудного района Брокен-Хилл, по данным определения абсолютного возраста разными методами. Начало минерализации по их данным относится к дате 1700 млн. лет. Она приурочена к проявлениям интенсивного метаморфизма силлиманит-альмандиновой и гранулитовой фаций, который оказал определенное влияние на перераспределение первичноосадочных полиметаллических руд. Формирование гранитного интрузива Манди-Манди и секущих пегматитовых тел характеризуется верхним пределом 1560 млн. лет. И, наконец, длительный процесс ретроградного метаморфизма, сопровождавшийся формированием минерализации типа Такаринга, закончился к началу палеозоя.

На примере месторождения Брокен-Хилл можно проследить эволюцию представлений о генезисе стратиформных полиметаллических руд в связи с накоплением фактического материала (King, 1968). В период с 30-х годов по 50-е была наиболее распространена точка зрения на образование месторождения Брокен-Хилл в результате избирательно проявившихся процессов замещения осадочных толщ под действием гидротермальных растворов, которые считались производными гипотетического глубинного батолита гранитов. В настоящее время это месторождение считают стратиформным, сформированным в результате осадочных процессов, которые приводили к накоплению рудного вещества в сингенетичных вмещающих осадках. Последние затем подверглись складчатым деформациям и метаморфическим преобразованиям. Рудный материал первично накапливался при формировании вмещающих осадочных толщ в периоды, благоприятные для осаждения и концентрации рудных компонентов.

В Новом Южном Уэльсе, кроме месторождений района Брокен-Хилл, в последние годы выявлены новые участки полиметаллических руд. Вблизи г. Тараго вскрыты крупные рудные залежи с содержанием свинца 3,3% и цинка 9,6%. В последние годы значительную роль в добыче свинца играет месторождение Маунт-Айза в северо-западной части Квинсленда. В этом районе полоса оруденения серебряно-свинцово-цинковых руд шириной до 900 м прослежена на 8 км.

Район месторождения сложен верхнедокембрийскими породами. Свита Маунт-Айза, содержащая рудные тела, представлена породами зеленокаменной толщи, а также вышележащими осадочно-метаморфическими образованиями (глинистые, кремнистые, известковистые и доломитизированные сланцы и кварциты). Еще выше залегают пологопадающие отложения, содержащие золотосодержащие конгломераты и аркозы, завершающие разрез докембрийских толщ.

Сланцевые рудовмещающие толщи свиты Маунт-Айза интенсивно дислоцированы с крутыми углами (около 60°) падения пластов при общем субмеридиональном простирании складчатых структур. Они относительно слабо метаморфизованы и незначительно рассланцованы, резко отличаясь этим от под-

стилающих пород среднего докембрия, которые характеризуются высокой степенью метаморфизма. Для пород свиты Маунт-Айза характерны главным образом процессы окварцевания и карбонатизации.

Большинство разрывных нарушений в районе месторождения развиты вдоль напластования различных слоев и выражены согласными зонами дробления и брекчирования с зеркалами скольжения различных масштабов проявления.

Рудные залежи линзовидной формы приурочены к толще глинистых сланцев, переслаивающихся с кремнистыми, известковистыми и доломитовыми прослоями, и образуют восьмиклометровую минерализованную зону. Часто рудные тела залегают в зонах дробления согласных тектонических нарушений (рис. 30). Мощность отдельных линз 60 м; по простиранию и падению они прослеживаются на 400—500 м. Обычно рудные тела, залегающие согласно с вмещающими глинистыми сланцами, располагаются кулисообразно, что отчетливо видно на вертикальных разрезах (рис. 31).

Кроме кулисообразно расположенных линз свинцово-цинковых руд отмечаются также зоны кремнисто-доломитового состава, характеризующиеся более крутым падением. Они представляют собой секущие зоны разломов, содержащие тела заполнения, в которых прослеживается медная минерализация в виде скоплений и гнезд в трещинах, а также массивных медных колчеданов, содержащих до 5% меди.

Рудные минералы свинцово-цинковых руд района Маунт-Айза представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, пирротином, петландитом, тетраэдритом, марказитом, электрумом и др. Среднее содержание свинца 7,5—9%, цинка 7—8%, серебра 160—200 г/т. Структурно-возрастные и геохимические построения (Farguharson, Wilson, 1971) позволили наметить последовательность основных геологических событий в районе Маунт-Айза (табл. 18).

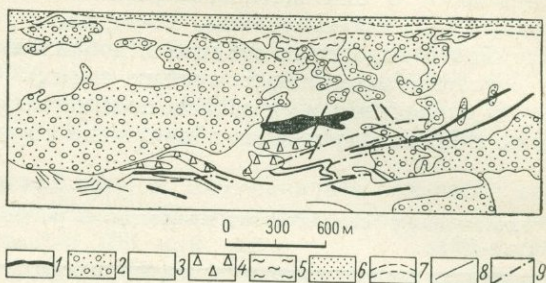


Рис. 30. Геологическая карта района Маунт-Айза. 1 — рудные тела; 2 — аллювиальные отложения; 3 — глинистые сланцы; 4 — брекчированные породы; 5 — зеленокаменные породы; 6 — кварциты; 7 — зона скалывания Маунт-Айза; 8 — дизъюнктивные нарушения; 9 — оси антиклиналей

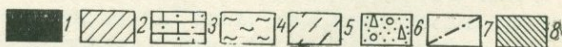
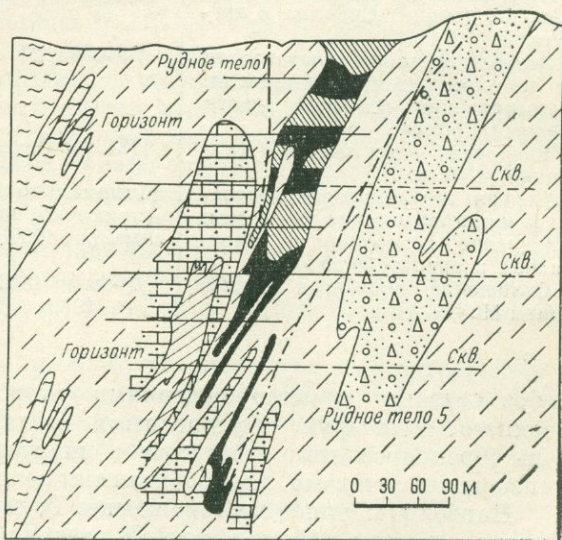


Рис. 31. Поперечный разрез через рудное тело Бляк-Стар.

1 — серебрино-свинцово-цинковая руда; 2 — медная руда; 3 — окварцованные доломиты; 4 — зеленокаменные породы; 5 — глинистые сланцы; 6 — зона окремнения, доломитизации и брекчирования; 7 — сбросы; 8 — выработанные пространства

Возраст оруденения галенитов из свиты Маунт-Айза по данным модельного возраста (по Холмсу — Хоутермансу) определен датой 1570—1580 млн. лет. Однако эта одностадийная модель не удовлетворяет современным представлениям о сингенетически-ремобилизационном генезисе руд Маунт-Айза. Рудные тела сформированы, по-видимому, из смешанного источника — одностадийного выделения свинцов и добавления древних многостадийных свинцов (в согласно залегающих рудных телах).

В последнее время запасы полиметаллических руд в Квинсленде увеличились. Вблизи Маунт-Айза обнаружено крупное месторождение Хилтон с содержанием 7,7% свинца, 9,6%

Таблица 18

Геохронология геологических процессов в районе Маунт-Айза

Основные геологические процессы	Возраст, млн. лет
Региональное охлаждение, диффузия аргона	1400 (примерно)
Инъекционные процессы и замещение (гранит Сибилла и пегматиты)	1560 (примерно)
Вторая генерация складчатости и метаморфические процессы. Формирование основной части гранита Сибилла	1656 ± 21
Внедрение адамеллитов (Калкадоон и Эвен)	1785 (примерно)
Первая генерация складчатости и метаморфические процессы. Внедрение гранодиорита Калкадоон и гранито-гнейсов	Минимально 1800 (примерно) максимум 1930 ± 51
Отложение первичных осадков свиты Маунт-Айза	Древнее 1800—1930

цинка и 180 г/т серебра.

В Африке известно два главных района свинцово-цинковых руд. Первый район представлен фанерозойскими месторождениями Северной Африки. Второй район расположен на юге Африки и охватывает район Тсумб — Отава — Гротфронтейн в Юго-Западной Африке и месторождение Брокен-Хилл в Замбии. Кроме того, цинк добывается попутно с медью из месторождений медистых песчаников Катанги (Заир) и Замбии.

В Юго-Западной Африке свинцово-цинковые месторождения докембрийского возраста известны в разных районах. Основные запасы свинца, цинка, меди и се-

ребра связаны с месторождениями метасоматического типа в доломитах верхнего докембрия. Рудоносными являются тектонически осложненные зоны (брекчированные, контакты с интрузивными породами), представленные линзовидными телами, трубообразными залежами и ветвящимися прожилками.

Наиболее крупное месторождение Тсумб расположено в северной части страны в горном районе Отава. В строении района принимают участие доломиты, известняки, согласно переслаивающиеся с кварцитами, глинистыми сланцами и аркозами. Рудные залежи метасоматического происхождения расположены в северном крыле крупной синклинали субмеридионального простирания и представлены круто падающими телами трубообразной формы, залегающими в доломитах. Вмещающие доломиты часто перекристаллизованы.

Наиболее крупная рудная залежь изометричной формы, размеры ее в плане 1000—1500 м². Рудные минералы составляют около 65—70% и представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, халькозином, борнитом, энаргитом, тетраэдритом и германитом. Кроме сульфидов содержатся еще кварц и доломит. Широко развиты процессы окисления, распространяющиеся на большую глубину. Отмечается комплекс разнообразных вторичных минералов (малахит, церуссит, англезит и др.). В рудах месторождения содержатся

промышленные количества германия, ванадия и кадмия, образующих собственные минералы. Содержание свинца 10—28% (в среднем 14%), цинка 3—15%, меди 5—14%. В сумме содержание свинца, цинка и меди очень высокое (40—45%).

Крупные запасы свинца, цинка, а также ванадия сосредоточены на месторождении Абенабаб. В этом районе рудоносны также зоны тектонических брекчий в доломитах. Рудные залежи представлены сульфидами свинца, цинка, меди и ванадия. Значительным источником полиметаллических руд в этом районе является также месторождение Берг-Аукас. Известны и другие месторождения.

Месторождения полиметаллических руд в Юго-Западной Африке относятся к наиболее поздним докембрийским образованиям, возраст которых определен для месторождения Абенабаб 790 млн. лет.

Вторым крупным источником свинца и цинка в Африке является Замбия. Наиболее крупное месторождение свинцово-цинковых руд Брокен-Хилл расположено в центральной части страны. Оно связано с доломитами и сланцами докембрия, которые подверглись складчатости, сопровождавшейся разрывными нарушениями. Рудные тела мощностью 15—30 м приурочены обычно к тектоническим зонам и местам их пересечений в доломитах и представлены метасоматическими залежами сплошных сульфидных (жилы, трубы) руд с высоким содержанием цинка (24—36%) и свинца (7—23%). Рудные минералы представлены сфалеритом и галенитом с примесью халькопирита и ванадинита. Окисленные зоны содержат церуссит, виллемит, пироморфит, деклуазит и др.

В Танзании наиболее крупным является месторождение в районе Мпанда. Оно связано с аляскитовыми гранитами, которые интродуцируют докембрийские толщи биотит-олигоклазовых гнейсов, кварц-слюдистых сланцев, кварцитов, филлитов и амфиболитов. Рудные тела, залегающие на контактах с аляскитами, образованы жильными кварцевыми и сидеритовыми залежами мощностью до 4—5 м. Рудные минералы в них представлены пиритом, галенитом, халькопиритом, борнитом, гематитом, вольфрамитом, шеелитом и аргентитом. Нерудные минералы — кварц и сидерит, иногда кальций и барит. Содержание свинца около 6%, меди — 0,6%.

Отмечаются также рудоносные зоны, простирающиеся в метаморфических толщах на расстояние до 10 км при ширине около 100 м. Они приурочены к зонам нарушений и содержат локальные промышленные залежи свинцовых руд в виде неравномерно распределенных гнездообразных скоплений.

ЮАР обладает незначительными запасами свинцово-цинковых руд. Мелкие месторождения известны на севере Трансвааля, где они приурочены к толщам доломитов, перемежающихся с кварцитами. Рудные тела жильной формы мощностью в среднем 1,2 м простираются на расстояние до 200 м в зонах брекчирования мелкозернистых кварцитов. Сульфиды, представленные главным образом галенитом, ассоциируют с баритом — основным жильным минералом. В провинции Трансвааль имеются также галенит-сфалерит-сидеритовые, галенит-сидеритовые и галенит-кварц-сидеритовые жилы, которые залегают в породах, аналогичных породам Бушвельдского комплекса, а иногда в виде метасоматических залежей в доломитах Трансваальской системы.

Медно-полиметаллические руды, связанные с верхнедокембрийскими карбонатными толщами, известны в Габоне и Конго и характеризуются незначительными масштабами проявления. Примером может служить месторождение Маруати (Конго).

Вкрапленные медно-полиметаллические руды в вулканогенно-осадочных породах докембрия выделяются в Мали (месторождение Тассалит) и Южной Родезии (месторождение Соньяти).

В Южной Америке докембрийские месторождения свинца и цинка известны в Бразилии, но они незначительны по размерам.

Для выяснения эволюции изотопного состава свинцов в орогенных поясах различных материков были систематизированы все данные по изотопному составу рудных свинцов, опубликованные в периодической литературе. Как известно, есть несколько способов расчета возраста природного свинца по его изотопному составу. В данной работе избран метод Холмса — Хоутерманса. Для вычисления модельного возраста использовали формулу

$$\frac{y-b}{x-a} = \frac{1}{137,8} \left(\frac{e^{\lambda_2 \omega} - e^{\lambda_2 t}}{e^{\lambda_1 \omega} - e^{\lambda_2 t}} \right),$$

где x — Pb^{206} ; Pb^{204} ; $y = Pb^{207}$; Pb^{204} характеризуют изотопный состав в исследуемом образце; $a = Pb^{206}$; Pb^{204} ; $b = Pb^{207}$; Pb^{204} характеризуют изотопный состав первичного свинца; $1 : 137,8$ — современное отношение изотопов урана ($U^{235} : U^{238}$); λ_1 и λ_2 — константы распада урана соответственно U^{238} и U^{235} ; ω — возраст Земли; t — возраст (искомый) свинцового минерала.

Многие свинцы характеризуются такими изотопными отношениями, когда вычисленный по ним модельный возраст совпадает с установленным геологическим возрастом (сингенетичные свинцы). Отклонение модельного возраста свинцовых месторождений от действительного геологического возраста говорит об аномальных свинцах, которые дают завышенные или заниженные значения — Блайберг-тип и Джоплин-тип (Б-тип и Д-тип).

Наличие аномалий Б-типа указывает на то, что материал свинца испытал ранее «первичную минерализацию», т. е. в предшествующее образование данного минерала время он был отторжен от радиоактивной материнской среды, а затем мобилизован и вошел в состав более молодой минерализации. Таким образом, модельный возраст свинцовых минералов принципиально дает возможность выяснить первую минерализацию в истории свинца.

Наличие аномалий Д-типа не всегда можно объяснить известными данными. Поскольку они обычно связаны с избытком Pb^{206} , можно считать, что материнская среда по каким-то причинам во время, предшествующее минерализации, оказалась резко обогащенной U^{238} . Миграция урана не влияет на изменение отношения U^{235} и U^{238} , поэтому можно допустить, что материнская среда оказалась обогащенной промежуточными продуктами распада уранового ряда (например, Io , Ra , Rn , RaD), продолжительность жизни которых значительно превышает срок существования промежуточных членов ряда актиноурана.

Минеральные месторождения в большинстве случаев тесно связаны с орогенными зонами земной коры и формируются на всем протяжении орогенеза, начиная с ультраосновного и основного, преимущественно подводного магматизма, за которым следует син- и посторогенный магматизм. При этом орогенез и орогенный магматизм могут быть закончены в течение одного цикла (альпийский орогенез) или проявляются в нескольких циклах (германотипный орогенез).

Месторождения свинца различного возраста и генезиса характеризуются разным изотопным составом. Свинец галенита, формирующегося из магматического источника при рудообразовании, сохраняет изотопный состав, аналогичный изотопному составу свинца источника в момент формирования.

Авторами собраны опубликованные в отечественной и зарубежной литературе данные по изотопному составу свинцов (более 4000 анализов) и вычисленных модельный возраст. Полученные цифры обобщены в виде гистограмм для каждого материка по отдельным орогенным зонам, соответственно докембрийским, каледонским, герцинским и альпийским структурам в пределах каждого материка.

Северная Америка. В докембрийских орогенных зонах выделяется несколько кульминационных тектоно-магматических этапов (2800—3200, 2400, 2000 млн. лет) и наиболее ярко выраженный пик 1600 млн. лет (рис. 32). Возобновление орогенной и рудообразующей деятельности связано с интервалом 600—900 млн. лет. Таким образом, становление Северо-Американского континента закончилось после 1600 млн. лет. Позднее древнейшие консолидированные сооружения

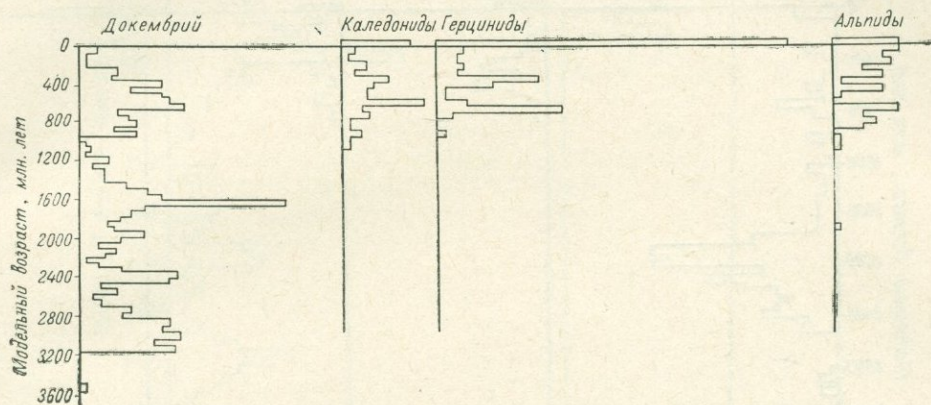


Рис. 32. Гистограммы значений модельного возраста по галенитам Северной Америки

не остались неподвижными, они подверглись процессам тектонической активизации, что сопровождалось привнесом значительного количества радиогенного свинца. Об этом свидетельствует широкое развитие свинцов палеомезозоя и аномалии вблизи нулевой отметки.

Каледониды Северной Америки характеризуются двумя пиками на границах интервала 350—750 млн. лет. Это свидетельствует об унаследованности развития каледонских (таконских) структур на месте прогибов, закладывающихся в позднем докембрии. Верхняя граница интервала характеризует завершение каледонского этапа складчатости и магматизма. Несомненно, что в этот период происходила регенерация древних докембрийских свинцов. Привнос радиогенных компонентов обуславливает наличие пика аномальных свинцов Д-типа.

Герцинским (апалачским) структурам свойственны те же аномальные пики, которые выявлены в каледонидах, что также говорит о широких процессах ремобилизации древних свинцов в герцинский этап складчатости.

Еще более отчетливая картина миграции и перераспределения древних свинцов характерна для альпийских зон Северной Америки. Здесь установлено несколько пиков в интервале 0—800 млн. лет.

Европа. Гистограммы модельного возраста, построенные по отдельным орогенным поясам платформы и ее обрамления соответственно для докембрийских каледонских, герцинских и альпийских сооружений, дают возможность сделать некоторые выводы (рис. 33).

Для докембрийских структур основной пик на гистограммах приходится на интервал 1700—2600 млн. лет. Это первые признаки появления стабильных структур в докембрии, не испытавших в дальнейшем складчатых деформаций фундамента и геосинклинальных циклов развития. Обычно это реликтовые зоны древнейших геосинклиналей, которые не испытывали инверсии и сохранились в эпоху активных процессов гранитизации, не были затронуты позднейшими магматическими процессами. Интервал 1750—1800 млн. лет на гистограмме соответствует главному карельско-свекофенскому тектоно-магматическому этапу, когда в основном уже произошло закрытие докембрийской геосинклинали, о чем свидетельствуют сингенетические свинцы.

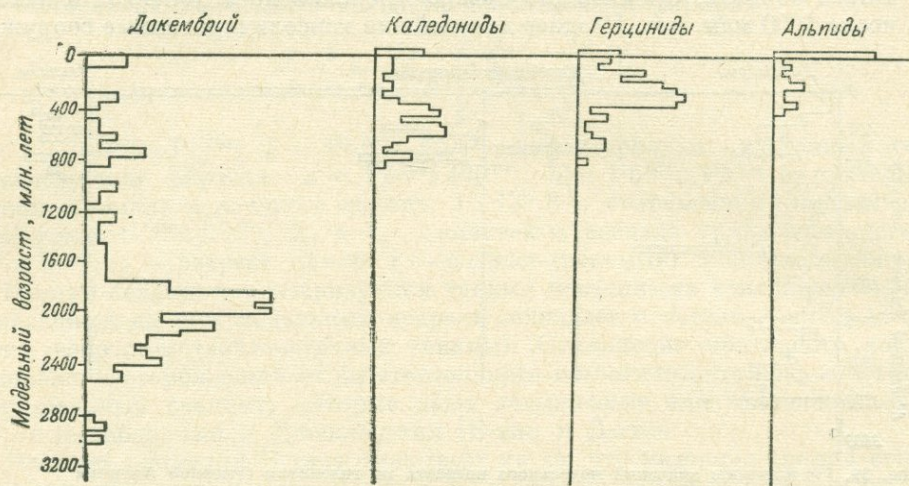


Рис. 33. Гистограмма значений модельного возраста по галенитам Европы

Прерывистый разброс более молодых свинцов на гистограмме соответствует прохождению свинца через более древние, уже один раз сформировавшиеся горные породы, в которых образовалось значительное количество радиогенных изотопов свинца. Очевидно, древнейшие массы уже сформировавшихся структур не оставались неподвижными, время от времени в них происходили процессы активизации, сопровождавшиеся магматическими и гидротермальными процессами, в результате которых было привнесено значительное количество радиогенного свинца, о чем наглядно говорят прерывистые аномалии и аномалии вблизи нулевой отметки на гистограмме для докембрия. А сами прерывистые пики на гистограмме говорят не о возрасте этих галенитов во вмещающих горных породах, а лишь о времени переноса более древних отложений свинца в более молодые.

Основной пик на гистограмме каледонских сооружений соответствует 350—450 млн. лет. Это время появления стабильных структур в каледонидах Европы. Существенного разброса возраста свинцов на этой гистограмме не наблюдается, так как взято незначительное количество фактического материала по изотопным измерениям месторождений Европы. Эти данные в основном приходятся на каледониды Англии. И все же можно допустить, что пик 430—450 млн. лет отражает, очевидно, общую закономерность формирования каледонских свинцов. Более древний возраст обусловлен привнесением свинца из докембрийских образований в каледониды.

О появлении стабильных структур герцинид свидетельствует основной пик на гистограмме 150—350 млн лет. Очевидно, присутствие более древних свинцов (Б-тип) в герцинидах соответствует времени переноса свинца из более древних каледонских и докембрийских образований. Более молодые свинцы (Д-тип) соответствуют свинцам, возникшим в радиоактивной среде с повышенным содержанием промежуточных продуктов уранового ряда, что может происходить при длительной гидротермальной деятельности.

Альпийские сооружения характеризуются основным пиком 0—50 млн лет и аномальными свинцами, указывающими на то, что жесткость альпийских

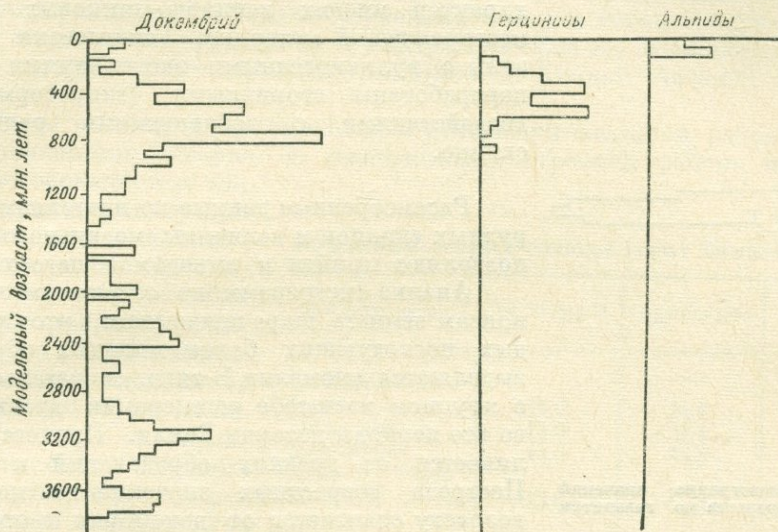


Рис. 34. Гистограмма значений модельного возраста по галенитам Африки и о. Мадагаскара

сооружений, достигнутая 50 млн лет назад, не явилась препятствием для миграции свинцов из более глубоких горизонтов земной коры в верхние горизонты. Более древние свинцы соответствуют регенерированным формам свинцов (герцинических, каледонских) из более древних сооружений.

Общий пик свинцов, присутствующих в докембрийских, каледонских, герцинических и альпийских сооружениях, соответствует интервалу 280—430 млн лет. Таким образом, в европейской части СССР каледонской эпохе складчатости и магматизма соответствует период активизации в пределах докембрийских сооружений.

Африка и о. Мадагаскар. Процессы формирования магматических комплексов и связанных с ними эпох рудообразования в докембрии Африки отличаются от докембрия других материков. Наиболее древние пики в интервалах 3600—3800 млн лет, 3000—3500 млн лет и 2200—2300 млн лет указывают на ранние этапы консолидации определенных структур (рис. 34). В отличие от Северной Америки, Европы и Австралии характерного пика в интервале 1600—1800 млн лет, соответствующего карельско-свекофенскому тектоно-магматическому этапу, нет. Основной максимум приходится на интервал 500—800 млн лет (катангский тектоно-магматический этап).

Анализ гистограммы докембрия Африки и Мадагаскара не решает вопрос однозначно. Во-первых, максимум в интервале 500—800 млн лет может

указывать на время тектоно-магматической активизации древних ранее консолидированных структур материка. Во-вторых, максимум этот в значительной мере может отражать аномалию Д-типа, связанную с накоплением избытка радиогенных свинцов. Более вероятны процессы активизации (автономной).

Австралия. Для докембрия Австралии очевиден один выдающийся максимум в интервале 1600—1800 млн. лет (рис. 35). Очевидно, этот период является главной тектоно-магматической эпохой, с которой связаны крупнейшие месторождения этого материка. В последнее время австралийские геологи отмечают стратиформный характер многих свинцово-цинковых и других месторождений материка. Генетически они связаны с вулканогенными эксгаляциями и позже переработаны вторичными (гидротермальными) воздействиями с добавлениями радиогенного свинца.

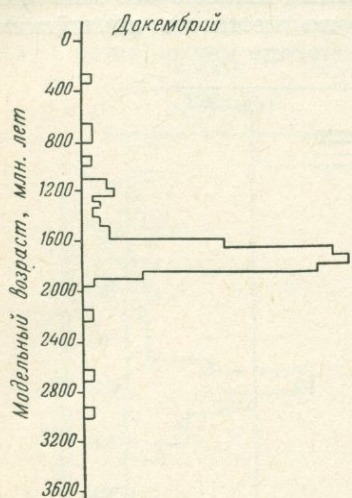


Рис. 35. Гистограмма значений модельного возраста по галенитам Австралии

Рассмотренные данные по изотопному составу рудных свинцов и величины модельного возраста позволяют прийти к выводам общего характера.

Анализ гистограмм по отдельным орогенным поясам земного шара показывает, что среди каж-дых последующих более молодых образований выделяются аномалии Б-типа, свидетельствующие о крупном масштабе регенерации древних пород во все периоды истории Земли. Процесс этот усиливается от древних образований к молодым. Пестрота возрастных значений по модельному

возрасту сдвигается от докембрия в сторону палеозоя и дальше. Таким образом, поступление

свинцов и геохимически близких с ним металлов из мантии происходило в основном в раннем и среднем докембрии, а более молодые этапы геологической истории характеризовались преимущественно неоднократной переработкой древних свинцов.

Наличие аномалий Д-типа, указывающих на «будущий» возраст, свидетельствует о значительной миграции радиогенного свинца и промежуточных продуктов распада урана в гетерогенной среде. Этот процесс наиболее отчетливо выступает в пределах северных материков.

На большинстве гистограмм отчетливо прослеживается пик в интервале 350—600 млн. лет как в докембрийских тектонических зонах, так и в каледонских, герцинских и альпийских зонах. Этот этап, совпадающий в основном с каледонским тектоно-магматическим циклом, является главным в рудообразовании на территории Европы, Северной Америки, Африки и отчасти Азии.

Непосредственно в пределах Южной Африки и Мадагаскара можно отметить районы автономной активизации, к которым непосредственно относятся свинцовые рудопроявления с модельным возрастом 400—600 млн. лет. Таким образом, данные по изотопному составу свинца многих месторождений и рудопроявлений свидетельствуют о возрастающей сложности и многоактивности формирования самих месторождений, что связано, с одной стороны, с поступлением новых порций свинца из мантийных горизонтов, с другой стороны, с переотложением корового свинца стратисферы, в которой неизбежно устанавливается гетерогенное распределение урана, тория и свинца.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

К наиболее крупным по запасам месторождениям золота в докембрии относятся золотоносные конгломераты (с ураном), которые характеризуются значительными масштабами оруденения и выдержанностью по падению и простиранию. Это широко известные месторождения в Южной Африке, Канаде и Бразилии.

Наиболее важным в промышленном отношении является район Поркьюпайн в провинции Онтарио. В геологическом строении района принимают участие зеленокаменные толщи метаморфизованных вулканических пород киватинского возраста, на которых с несогласием залегают осадочно-метаморфические отложения серии Тимискаминг. Основу мощной складчатой толщи Киватин образуют лавовые прослои, кварциты, амфиболиты, силлы основных и ультраосновных пород и огнейсованные граниты. Они согласно залегают по отношению друг к другу и переходят в мигматиты. Во всей провинции Киватин широко распространена свинцовая минерализация возрастного интервала 2400—2700 млн. лет. Серия вулканических и осадочных пород Тимискаминг развита на территории около 2600 км² и простирается от границ Квебека до оз. Кирленд в Онтарио. Сбросом Лардер-Лэйк область разделяется на Северный и Южный поясы, залегающие на эродированной поверхности складчатого Киватина. Для серии Тимискаминг характерно частое переслаивание тонких пластов полосчатых граувакк, аркозов, туфов и трахитов с крупными конгломератами, содержащими валуны диаметром до 1,7 м (табл. 19).

Поскольку приближенный возраст 2000 млн. лет следует рассматривать как посттимискамингский, можно считать, что седиментация серии Тимискаминг происходила в период 2600—2000 млн. лет назад, если ориентироваться также по возрасту посткиватинских интрузий.

Вулканические и осадочные отложения метаморфизованных пород подвержены складчатым деформациям, образуя Поркьюпайнскую синклинали. Породы интродированы телами аляскитовых порфиров, альбититов, кварцевых и оливиновых диабазов. Разрывные деформации в метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах, выраженные полостями в трещинах и зонах скалывания, явились местами залегания золоторудных кварцевых жил.

Рудоносные зоны приурочены к северному и южному разломам по краям Поркьюпайнской синклинали. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, участками маломощных субпараллельных линзовидных кварцевых выделений,

Таблица 19

Модельный возраст свинцов серии Тимискаминг

Месторождение	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴	Возраст, млн. лет
Кампвелл-Чи-богамау . . .	15,0	34,9	2000 ± 200
Гордония . .	15,0	34,8	2000 ± 200
Мах-Элори . .	15,0	34,5	2000 ± 200
Хеарст Таупшип	15,3	35,0	1800 ± 200

неправильной формы кварцевыми образованиями и трубообразными телами. Средняя мощность кварцевых жил 3 м. Они простираются на расстояние от 150 до 600 м по простиранию и на значительную глубину по падению. Зоны субпараллельных или кулисовидных маломощных кварцевых прожилков содержат минерализованные участки в малом количестве. В этих случаях рудоносны вмещающие породы. Кварцевые выделения неправильной формы имеют мощность до 30 м и прослеживаются в длину до 150 м.

Золото содержится в кварцевых жилах и сульфидно-минерализованных вмещающих породах. Рудный кварц кроме золота и его теллуридов содержит пирит, пирротин, халькопирит, шеелит, сидерит, а также серицит, хлорит, альбит, турмалин, доломит и ангидрид. В некоторых кварцевых жилах в заметных количествах присутствует углерод. Золото обычно встречается в самородном виде и ассоциирует с пиритом. Среднее содержание золота в различных рудниках 9—13 г/т. Руды образовались в результате процессов выполнения открытых полостей трещин и замещения вмещающих пород.

Вторым важным районом добычи золота в Онтарио является Киркленд-Лейк, в значительной мере сходный с районом Поркьюпайн. В районе месторождения также развиты осадочно-метаморфизованные толщи серии Тимискаминг, подстилаемые эффузивными образованиями киватинского возраста и расчлененные дайковыми телами сиенитов и пород основного состава. Эти образования слагают синклинальную структуру, для которой характерны многочисленные разрывные нарушения. Параллельно простиранию синклинали прослеживаются надвиги, которые секутся диагональными сбросами. Рудные кварцевые жилы приурочены к надвигам, представленным двумя главными рудоносными нарушениями (северным и южным), а также серией более мелких параллельных трещин. Они простираются в субширотном направлении, характеризуются максимальным вертикальным смещением до 600 м и соединяются поперечными и диагональными сбросами, образуя в плане сетчатую мозаику. Отдельные поперечные нарушения протягиваются от южной зоны разломов к северной.

Рудные залежи приурочены к трещинам в интенсивно раздробленных сиенитах. Золото-кварцевое оруденение образует жилы, залежи неправильной формы, брекчиевидные зоны и рудные столбы. По простиранию оруденение прослеживается на расстояние от нескольких метров до 600 м при мощности 1,5—30 м. По падению некоторые залежи прослежены на глубину до 1,5 км.

Основная рудоносная зона приурочена к северному контакту и представлена серией жильных выделений длиной около 3,6 км, минерализованных в виде отдельных блоковых структур. Мощность этой зоны 30 м и более. Золото содержится в кварцевых жилах, а также в сульфидных зонах промежуточных (вмещающих) пород. Кварцевые выделения замещали вмещающие породы, которые интенсивно окварцованы, а также участками карбонатизированы. Трещины выполнялись главным образом кварцем, что характерно для поперечных сбросов. Самородное золото, а также теллуриды золота содержатся в кварце, кальците и минерализованных измененных вмещающих породах. Золото ассоциирует с пиритом. Кроме того, наблюдаются пирротин, халькопирит, турмалин. Среднее содержание золота 9 г/т.

Район оз. Литтл-Лонг, расположенного севернее оз. Верхнего, также характеризуется наличием золото-кварцевых месторождений. В этом районе на эродированной поверхности эффузивных толщ Киватина залегают осадочно-метаморфические толщи, интродуцированные телами диоритов, порфиров и диабазов. Золото-кварцевые жилы приурочены к разрывным нарушениям и пред-

ставлены телами выполнения трещин скалывания, а также зонами замещения во вмещающих породах. Мощность отдельных жил 1—3 м. Золото содержится в кварце и промежуточных участках сульфидно-минерализованных вмещающих пород более 12 г/т.

В провинции Квебек имеется несколько месторождений, также приуроченных к площадям развития вулканогенных образований киватинского возраста, интрузивных телами интрузивных пород различного состава. Жильные золото-кварцевые тела и зоны окварцевания сопровождаются сульфидной минерализацией вмещающих пород. Содержание золота в них около 9 г/т (месторождения Битти, Лемак, Малартик и др.).

Аналогичные месторождения расположены на территории, простирающейся от Квебека и Онтарио до р. Маккензи в Северо-Западной территории (районы Лардер-Лейк, Ред-Лейк, Патриция и др.).

В районе оз. Атабаска месторождения представлены золото-кварцевыми жилами и мощными штокверками, приуроченными к интрузивным телам кислого состава. К северу от Большого Невольничьего озера в районе Йеллоунайф известны протяженные маломощные кварцевые жилы с высоким содержанием золота. Богатые золоторудные месторождения располагаются также к востоку от Большого Невольничьего озера (Джейнт-Йеллоунайф) с содержанием золота в среднем 22 г/т. Эти районы сложены древними вулканогенными и осадочными сериями Атабаска и Йеллоунайф, в которых развиты кварцевые жилы с сульфидами и арсенидами, содержащими золото.

Докембрийские месторождения золота известны также в провинции Британская Колумбия (например, месторождение Брелорн с содержанием золота 6—16 г/т).

Кроме того, золото добывается в значительных количествах попутно из докембрийских месторождений медноколчеданных руд (Норанда), полиметаллических месторождений Манитобы и медно-никелевых руд Садбери.

Докембрийские месторождения золота известны в США. Ведущее положение по добыче золота в стране занимает давно разрабатываемое месторождение Хомстейк в Южной Дакоте, обладающее крупными запасами.

В этом районе залегают две метаморфизованные толщи первоначально осадочных и вулканогенных пород докембрия, которые представлены metabазальтами, кремнистыми, железо-кремнистыми и графитовыми сланцами. Древняя толща носит название Немо, более молодая — Эстес. Обе системы последовательно прерываются гранитами, с которыми связаны пегматиты. Минералы из пород массива Блэк-Хиллс, в котором расположено месторождение Хомстейк, явились объектом тщательных возрастных исследований в нескольких лабораториях США. Большинство данных показало хорошую согласованность. Совпадение свинцово-изотопных отношений позволяет считать возраст секущих пегматитов 1620 млн. лет (по ураниниту).

Возраст золоторудного месторождения Хомстейк долго оставался неясным и оценивался геологами как докембрийский или кайнозойский. Для решения этого вопроса был определен изотопный состав свинца галенитов, ассоциирующих с золоторудными зонами. Образец галенита, непосредственно связанного с золотоносными кварцевыми жилами главного цикла минерализации Хомстейк, характеризуется по изотопному составу свинца модельным возрастом в интервале 1500—1700 млн. лет в зависимости от коэффициентов расчета. Сходство возраста уранинита из пегматитов и возраста галенита Хомстейк позволяет считать, что рудная минерализация месторождения Хомстейк сформировалась в тот же период, что и пегматиты. Возраст галенита из минерализованной зоны,

представленной сульфидами непосредственно в сланцах докембрия (рудник Спокейн в районе Кейстоун), оказался палеозойским (400 млн. лет). Это свидетельствует о значительных метаморфических процессах, проявившихся в сланцах; процессы эти сопровождалась мобилизацией и переотложением свинца и других рудных компонентов.

Золоторудные тела месторождения Хомстейк приурочены к зоне интенсивно перемятых пород, представленных биотитовыми сланцами, кварцитами и доломитами. В этом районе складчатые деформации сформировали антиклинальную и синклинальную структуры, расстояния между осевыми линиями которых 18 км. Крупные структурные элементы осложнены складчатостью более высокого порядка с углами падения 35—40°. Наибольшая концентрация золота приурочена к перегибам свода главной антиклинали и гребням второстепенных антиклиналей, постепенно погружающихся в виде общей структурно-геологической зоны.

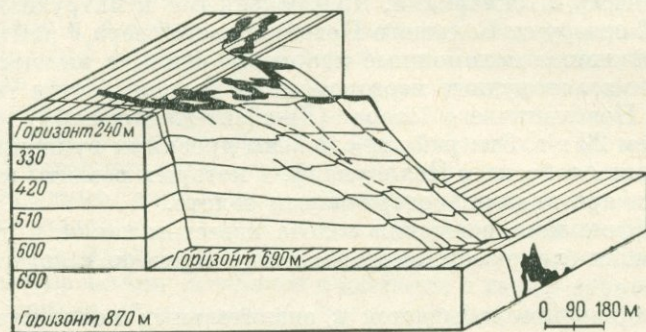


Рис. 36. Блок-диаграмма рудной залежи месторождения Хомстейк

Рудные тела в виде удлиненных линзовидных выделений, седловидных залежей и жильных образований неправильной формы концентрируются главным образом в свите Хомстейк (рис. 36). Последняя представлена куммингтонит-хлоритовыми кристаллическими сланцами средней мощностью около 18 м, образованными за счет метаморфизма железо-магнезиальных карбонатных и песчано-глинистых осадочных пород. Породы свиты Хомстейк интенсивно смяты, характеризуются утолщениями (до 100 м) и пережимами (до нескольких метров) и сопровождаются зонами трещиноватости и скалывания. На них залегают непроницаемые метаморфические образования свиты Эллисон, которые могли контролировать процессы рудоотложения.

Наиболее крупная рудная залежь простирается на 240 м при ширине 15—45 м. На глубину некоторые рудные тела прослежены до 1,5 км. Рудные зоны представлены крупнозернистым молочно-белым кварцем, равномерно распределенным от кровли до подошвы. Кроме того, присутствуют хлорит, куммингтонит, анкерит, слюды, гранат, а также пирротин, арсенопирит, самородное золото (иногда крупное) и другие минералы. Кварцевые жилы характеризуются четкими контактами с вмещающими безрудными породами, которые обычно не окварцованы. Содержание золота в добываемых рудах в настоящее время в среднем 11—12 г/т, причем повышенным содержанием золота характеризуются рудоносные зоны, сопровождающиеся интенсивно проявленными процессами хлоритизации.

Золото-кварцевые жильные проявления с содержанием золота 2—8 г/т известны в докембрийских кристаллических породах в Аппалачах. Кварцевые жилы содержат кроме кварца карбонаты, хлорит, альбит, турмалин, гранат и апатит. Золото сопровождается сульфидами. Значение этих руд в настоящее время невелико.

В США проводились поиски древних золоторудных россыпей типа Витватерсранд. С этой целью опробовались конгломераты серии Валлесито и Анкомпагре в штатах Колорадо и Нью-Мексико (Barker, 1969), однако содержание золота в них менее 1 г/т. В конгломератах отсутствуют углистое вещество, обломочное золото, платиноиды и уранинит. Кроме того, они по крайней мере на 300 млн. лет моложе золотоносных конгломератов Витватерсранда.

В европейской части СССР докембрийские проявления золота в последние годы выявлены в районах Кривого Рога и Курской магнитной аномалии (Рожков, 1969). В Кривом Роге в основании криворожской серии залегают кварцевые мелкогалечниковые и полимиктовые средне-крупногалечниковые конгломераты с золотом.

На Кольском полуострове золото установлено в кристаллических сланцах кейвской серии (Чайка, Нежданова, 1969), которые связаны с метасоматическими выделениями кварца в контактовых участках зон пирротиновой минерализации в углеродсодержащих метаморфических породах.

В азиатской части СССР, особенно на территории Сибирской платформы, имеется ряд докембрийских месторождений золота. Они обычно приурочены к сланцевым толщам докембрия, часто контролируются разрывной тектоникой и залегают преимущественно вблизи гранитных интрузий. Месторождения золота включают различные генетические типы (золоторудные кварцевые, кварц-сульфидные жилы, а также зоны пиритизации) и характеризуются широко проявленными процессами гидротермальной переработки (окварцевание, хлоритизация, анкеритизация и пиритизация).

В южной части Сибирской платформы золоторудные залежи представлены жилами и вкрапленными сульфидными зонами. Размещение рудных зон контролируется зоной глубинных разломов, разграничивающей Сибирскую платформу и Саяно-Байкальскую складчатую область (Буряк, 1968). Золотое оруденение концентрируется в слабо метаморфизованных породах зеленосланцевой фации метаморфизма, удаленных от центральных частей зоны разломов с высокой степенью метаморфизма. Золоторудная минерализация приурочена к мелкозернистым сланцевым толщам краевых участков южной окраины Сибирской платформы.

В заангарской части Енисейского кряжа месторождения золото-кварцевых жил сформировались в верхнем докембрии в связи с татарско-аяхтинским комплексом дифференцированных гранитоидов от диоритов до аляскитов (Туркин, 1970). Кварцевые жилы с золотом содержат также сульфиды свинца, цинка, меди и др. Они залегают главным образом в филлитах и углисто-графитовых филлитовидных сланцах.

В районах развития докембрийской золоторудной минерализации известны золотоносные конгломераты (Ворона и др., 1968). Конгломераты представляют собой метаморфизованные древние россыпи, сходные с конгломератами Витватерсранда. Конгломератовые слои характерны для удоканского, маймаканского и ингилийского комплексов верхнего докембрия и наблюдаются в пределах Оминского, Чарского, Гонамского и Тыркано-Уянского поднятий, а также Улканского, Амуликанского, Двангро-Худгинского грабенов, причем наиболее перспективны конгломераты в пределах последнего.

В Азии промышленные месторождения докембрийского возраста известны в Индии, где они сосредоточены в южной части страны и представлены крупными золоторудными полями Колар, Рамагири и Хутти. Основные золоторудные поля Индии приурочены к районам развития дарварских кристаллических сланцев амфибол-хлоритового состава, представляющих собой продукты метаморфизма вулканогенных толщ. Древнейшие толщи Дарварской системы слагают синклиновые зоны северо-западного простирания в фундаменте Южной Индии к югу от области распространения декканских траппов Майсура и Южного Бомбея. Нижний отдел мощной дарварской серии везде сложен комплексом вулканогенных отложений, измененных в зеленокаменные толщи.

Измерения изотопного состава свинца, выделенного из амфибол-пироксеновых сланцев, и галенита в золоторудном районе Колар, относящихся к нижнему Дарвару, показали по изотопному отношению Pb^{207}/Pb^{206} в обыкновенном свинце возраст около 2900 млн. лет. Это, по видимому, и вероятный возраст пород, так как считается, что галенит возник в результате мобилизации сингенетического свинца в толщах пород при перекристаллизации в гранулитовую стадию метаморфизма. Золоторудные проявления отмечаются и в чарнокитовых толщах, где они также приурочены к амфиболитовым породам (район Вайнад и др.).

Рудные тела в золотоносных полях Индии существенно кварцевые. В них отмечается примесь сульфидов (главным образом пирротина, пирита, арсенопирита), иногда шеелита. Для вмещающих пород характерны процессы переработки с новообразованием амфибола, биотита, пироксена, слюды, хлорита и карбонатов (Nagayanaswami, 1970).

Золотоносный пояс Колар охватывает территорию около 200 км и сложен дарварскими метаморфизованными вулканогенами, железистыми кварцитами, конгломератами, мраморами и порфиroidными гранитоидами. На этой территории известен ряд рудоносных зон, образованных системой золоторудных кварцевых жил, характеризующихся мощностью от 1 до 10 м и различным содержанием золота (5—50 г/т).

Наиболее крупная кварцевая жила Чемпион расположена в крыле крупной синклинали и простирается на расстояние более 7 км при средней мощности 1—1,3 м; по падению она прослежена на глубину более 3 км. Контакты жилы с вмещающими породами резкие, она характеризуется падением под углом 55° в кристаллических сланцах, в общем согласно с элементами залегания последних. Рудные залежи в этой жиле представлены отдельными рудными столбами.

В жилах преобладает кварц. Кроме золота отмечаются также незначительные количества сульфидов, а на контакте с вмещающими породами — актинолит, биотит и турмалин. Среднее содержание золота в этой жиле 14—16 г/т.

В штате Андхра-Прадеш находится золотоносный пояс Рамагири, приуроченный к району распространения дарварских зеленокаменных толщ протяженностью до 20 км.

Сланцевый комплекс Дарвара представлен амфиболовыми сланцами и подчиненными прослоями широко распространенных кварцитов. Эти отложения местами перекрываются кварц-серицитовыми сланцами и филлитами, представлявшими первоначально водные пирокластические образования (Ghosh e. a., 1970). Широко распространенные зеленокаменные породы залегают выше и представляют собой метаморфизованные лавовые потоки андезитового состава. С ними ассоциируют прерывистые полосчатые выделения кварца и гематитовых кварцитов.

Наиболее ранние интрузивные образования образуют тела измененных ультраосновных пород и габброидов. Более поздние гранитные внедрения сопровождали складчатость или проявились после нее. Секущие долеритовые дайки являются наиболее поздними образованиями.

Промышленные концентрации золота связаны с серыми кварцевыми выделениями и представлены метасоматическими и трещинными кварцевыми жилами. Они развиты в пределах распространения зеленокаменных пород, простирающихся в субмеридиональном направлении в ядре крупной синклинали. Запасы руд в этом районе значительны при среднем содержании золота 7 г/т.

Золотоносный район Хутти также сложен метасадочными и вулканогенными зеленокаменными толщами Дарвара, интродуцированными различными породами. Он простирается на 48 км при максимальной ширине 21 км. Рудные кварцевые жилы залегают в зеленокаменных сланцевых породах, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, и выполняют зоны трещиноватости и скальвания.

Золотоносные кварцевые жилы по минеральному составу сходны с жилами района Колар. В них присутствуют сульфиды (в порядке убывания): арсенипирит, пирит, халькопирит и пирротин, а также роговая обманка, хлорит и плагиоклаз. Кальцит образует секущие маломощные выделения. Золото приурочено к контактам сульфидов и кварца. Среднее содержание золота около 5 г/т.

В Австралии месторождения золота имеются во многих районах, но в последние годы более 80% добычи сосредоточено в Западной Австралии. Более половины добычи золота этого штата приходится на известные золоторудные районы Калгурли и Кулгарди.

Западная Австралия по геологическим и радиологическим данным представляет собой наиболее древнюю часть Австралийского материка. Древнейшими отложениями на этой территории является комплекс пород серии Калгурли. Эти породы сложены основными лавовыми потоками с подчиненными прослоями туфов и незначительно развитыми полосчатыми железистыми кварцитами. Потоки имеют спилитовый характер и обычно сохраняют подушечные отдельности, свидетельствующие о подводных извержениях. Древние зеленокаменные породы часто перекрыты пластами кластических образований — агломератами, туфами, граувакками, кварцитами с маломощными прослоями лав основного состава и незначительными пластами джеспилитов. Для этих пород характерны интенсивные складчатые процессы и многократные внедрения различных силлов основного и кислого состава различных даек и гранитных тел батолитового характера. В промышленном отношении наиболее интересны силлы зеленокаменных кварц-долеритовых пород, поскольку они являются главными материнскими породами золоторудных месторождений Калгурли. Австралийские геологи обозначают их как юные зеленокаменные породы.

Радиологические данные по возрасту докембрийских пород Юго-Западной Австралии в районе Кулгарди имеются для пегматитовых пород (табл. 20), по данным работ института Карнеги в Вашингтоне.

Образцы с месторождения Лондондерри отобраны из пегматитовой дайки в 18 км юго-западнее Кулгарди, которая интродуцирует сложно дислоцированную толщу основных лав, туфов, осадочных пород и порфиритов. Образцы из Гросмонта отобраны из пегматитовых тел, находящихся в 6,5 км северо-западнее Лондондерри. Оба пегматитовых тела относятся к одному интрузивному комплексу. Данные табл. 20 показывают отчетливую картину

группировки возрастных значений преимущественно в интервале 2700—2800 млн. лет. Данные аргонового метода для микроклина дают заниженный возраст в результате потери радиогенного аргона.

В Западной Австралии наиболее крупным месторождением является Грейт-Боулдер со средним содержанием золота 7,5 г/т. Разрабатываются также месторождения Леонора, Кью, Норсмен, Уиллуна и др. В последние годы разведан целый ряд новых рудных зон с высоким содержанием золота (до 30—40 г/т).

Рудные месторождения образуют кварцевые жилы, жильные залежи в трещинах, минерализованные зоны в осадочно-метаморфических породах

Т а б л и ц а 20

Возраст минералов района Кулгарди

Минерал и его местонахождение	Возраст, млн. лет	
	Sr/Rb метод	Ar/K метод
Мусковит, Лондондерри	3180	2665
Микроклин, там же	2750	2160
Лепидолит, Гросмонт	2640	2740
Микроклин, там же	2740	2700
Лепидолит (включенные в микроклин)	2800	2730

и золотосодержащие тела пород кислого состава. Кварцевые жилы являются результатом процессов выполнения кварцем полостей трещин. Кроме кварца отмечаются незначительные количества сульфидов. Содержание золота в них высокое, оно распространено в незначительных по размерам участках жил.

Кварцевые жильные залежи метасоматического типа сформированы в процессе замещения в зонах трещиноватости, скалывания и дробления каменных метаморфических пород. Они характеризуются значительными

размерами и прослеживаются по простиранию на сотни метров и по падению на глубину более 1 км. Золото в самородном виде или его теллуриды распределены равномерно, часто образуют богатые карманы, сопровождаются сульфидами и реже шеелитом.

Минерализованные зоны в осадочно-метаморфических породах представляют собой отдельные слои, подвергшиеся окварцеванию и пиритизации, в которых содержание золота невысокое. Золотоносны также отдельные тела аляскитов и аплитов, в которых преобладает кварц. Рудные минералы представлены в них сульфидами и незначительным количеством золота.

Главные месторождения приурочены к метасоматическим жильным залежам в кварц-долеритовых измененных породах и представлены золото-пирит-теллуридными кварцевыми рудами. Распределение их контролируется трещиноватостью, сопровождавшей складчатые деформации. Отмечается два типа жильных залежей. К первому относятся немногочисленные жилы значительных размеров, выдержанные по простиранию и падению, с четкими контактами во вмещающих породах и довольно постоянным высоким содержанием золота. Второй тип образует сеть мелких жильных выделений кварца в виде рудоносных зон и трубообразных залежей. Последние приурочены к участкам пересечения трещин. Золото распределено в этих залежах неравномерно, иногда образует скопления в карманах и отдельных маломощных (несколько сантиметров) линзочках, обогащенных золотом и теллуридами.

Кроме кварца в рудных телах отмечаются пирит, самородное золото, теллуриды (калаверит, петцит, креннерит и др.) и в виде примеси халькопирит, галенит, сфалерит, энаргит, пираргирит, лёллингит, магнетит, флюорит и карбонаты.

Минеральные комплексы Западной Австралии очень древние, что под-

тверждают данные по изотопному составу рудного свинца из месторождений Феникс-Майн и Купперхед-Майн (табл. 21).

Таблица 21

Свинцово-изотопные отношения и модельный возраст галенитов Западной Австралии

Местонахождение образца	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}	Модельный возраст, млн. лет.
Месторождение Феникс-Майн	14,21	15,23	34,19	2900
Месторождение Купперхед-Майн	14,19	14,92	33,80	2690

Докембрийские породы слагают также северную часть Западной Австралии, где они изучены в районах золоторудных провинций Пилбара и Ашбуртон. В провинции Пилбара докембрийские толщи представлены серией Варавуна, состоящей из переслаивающихся основных и кислых лавовых потоков, кварцитов и туфов. Эти отложения сопоставляются по возрасту с серией Калгурли. Залегающая выше серия Москито сложена конгломератами, кварцитами, кристаллическими сланцами и окварцованными породами и содержат многочисленные кварцевые жилы.

В пределах Северной территории расположены основные золоторудные районы Пайн-Крик, Танами и Теннант-Крик. Золотоносные рудные зоны и кварцевые жилы контролируются разломной тектоникой, а также составом вмещающих пород и приурочены к докембрийским переслаивающимся кристаллическим сланцами метапесчаникам, которые интродуцированы амфиболитизированными основными породами и гранитами, характеризующимися возрастом 1700 млн. лет (Shields *et al.*, 1967). Жильные кварцевые тела кроме золотоносного кварца содержат до 2—5% сульфидов, среди которых преобладает арсенопирит с примесью халькопирита, сфалерита и галенита.

Золоторудные коренные месторождения известны в штате Квинсленд и Новом Южном Уэльсе, но имеют небольшое промышленное значение.

В Африке ведущая роль по запасам и добыче золота принадлежит ЮАР, в которой золото-урановые месторождения осадочно-метаморфического генезиса приурочены к конгломератам Витватерсранда (Южный Трансвааль). Этот издавна разрабатываемый район сложен докембрийскими золотоносными конгломератами, в которых заключена главная часть мировых запасов золота. В настоящее время аналогичные толщи конгломератов выявлены в других районах ЮАР, а также в Гане, Бразилии (Жакобина), Австралии (Северная территория), Финляндии (Эно-Коли), СССР и других странах. В Канаде ураноносные конгломераты Блайнд-Ривер содержат непромышленные концентрации золота (0,56—0,85 г/т). Известны они также в формации Сосан на востоке Большого Невольничьего озера. Месторождения этого типа обладают сходными чертами геологического строения, близки по возрасту и образование их характеризуется близкими генетическими условиями осадкообразования и метаморфизма.

Обширная золотоносная провинция Витватерсранд занимает в Трансваале и Оранжевой Республике территорию площадью до 35 000 км². Система Витватерсранд в нижней части сложена гравелитовыми кварцитами и зелеными филлитами, которые перекрываются андезитовыми лавами и туфами. Верхний отдел сложен главным образом осадочно-метаморфическими породами —

кварцитами, переслаивающимися с филлитами и сланцами, и мощными зонами конгломератов. Отложения системы Витватерсранд интродуцированы дайками и пластовыми телами интрузивных пород основного и среднего состава. Общая мощность всей системы 8000 м. Она подстилается отложениями серии Доми-нион-Риф (кристаллические сланцы, гранитоиды) и перекрыта вулканогенным комплексом пород серии Вентерсдорп, которая представлена переслаивающимися осадочно-метаморфическими толщами и лавами кислого и основного состава.

Большинство месторождений Трансвааля расположено в пределах огромной синклинали (мульды) длиной до 190 км и шириной около 70 км. Складчатые деформации сопровождались разрывными нарушениями и характеризуются значительными углами падения в центральной части структуры и выполаживаются в краевых зонах. Наиболее рудоносно северное крыло синклинали.

Золото Витватерсранда связано с пластами конгломератов незначительной мощности, называемыми рифами. Они распространены во многих частях разреза системы Витватерсранд и наиболее обогащены золотом. Мощность конгломератов горизонтов верхнего отдела до 3 км. Всего выделяется восемь основных зон конгломератов, в той или иной степени обогащенных золотом. Продуктивна в основном группа Главного рифа, прослеженная на расстояние 160 км и характеризующаяся выдержанностью по простиранию и падению, а также устойчивым, сравнительно равномерно распределенным содержанием золота.

В этой группе содержатся три продуктивных слоя золотоносных конгломератов (Главный риф, Лидер Главного рифа и Южный риф), которые переслаиваются с кварцитами и крупнозернистыми песчаниками. Мощность отдельных пластов конгломератов колеблется от нескольких десятков сантиметров до одного, редко трех метров. Мощность наиболее промышленно важного слоя конгломератов Лидер Главного рифа в среднем 0,6—1,2 м. В отдельных участках мощность этого рифа 7,5 м, наблюдаются пережимы до 10 см мощности. Однако эти маломощные зоны также разрабатываются, так как содержание золота в них достигает очень высоких концентраций. Общая мощность группы конгломератов Главного рифа вместе с разделяющими их пластами кварцитов и метапесчаников 6—45 м (редко до 75 м).

Продуктивные слои золотоносных конгломератов примерно на 70% состоят из окатанной и полуокатанной гальки, которая характеризуется меняющимися размерами (в среднем 2 см, но иногда 10—15 см в поперечнике). Хорошая окатанность свойственна крупной гальке, мелкогалечниковый материал обычно полуокатанный и угловатый. По составу преобладает галька кварцевого состава, подчиненное значение имеют кварциты, полосчатые кремнистые выделения черного и зеленого цвета, красные яшмы, кварцевые порфиры, зеленые сланцы и турмалиносодержащие метаморфические породы. Промежутки между галечниковым материалом заполнены кварцевым песчаником. Цементирующая масса представлена кремнеземом.

В некоторых участках пласты конгломератов состоят из чередующихся прослоев мелкой гальки и крупнозернистых кварцитов, приобретая полосчатый облик; часто наблюдаются прослои углистого вещества. Вторичные процессы проявлены в отдельных зонах, где развивается кальцит, замещающий остальные минералы.

В цементе конгломератов содержатся сульфиды, в основном пирит (обычно около 3%, иногда до 20%), а также серицит, хлорит, кальцит, графит, гранат,

турмалин, циркон, рутил, ильменит, монацит, ксенотим, апатит, касситерит, корунд и хромит. Кроме золота, распределенного в цементе, отмечаются также незначительные количества платиноидов и алмазов.

Промышленные концентрации золота в разрезе серии Витватерсранд приурочены также к отдельным прослоям массивных пиритизированных кварцитов темного цвета, в которых иногда отмечаются высокие содержания золота (до 30 г/т). Минералогические и структурные особенности этих песчаников указывают на их сходство с цементом конгломератов. Они прослеживаются на большие расстояния в виде пластообразных залежей, мощность которых изменяется от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Кварциты представляют собой продукт метаморфизма песчаных толщ, обогащенных железистыми минералами. Золото в кварцитах ассоциирует с интенсивно развитым пиритом, однако золотоносными являются лишь отдельные зоны пиритизации. Довольно часто золото образует очень высокие концентрации в кварцевых жилах, которые выполняют трещины, секущие зоны конгломератов, обогащенных золотом.

В цементе конгломератов выделяются две основные генерации минералов. Первичноосадочные минералы, отложение которых происходило параллельно с формированием галечникового материала, представлены обломочными зернами хромита, граната, циркона, ильменита, корунда, алмазов, платиноидов и др. Вторая генерация минералов, сформировавшихся в результате последующих метаморфических процессов, включает хлорит, серицит и сульфиды. Золото также представлено двумя генерациями. Обычно встречается самородное золото в виде тонкодисперсных частиц размером 0,01—0,1 мм, характеризующихся угловатыми, реже окатанными очертаниями.

Наиболее высокие содержания золота приурочены к конгломератам Лидера Главного рифа с крупной, хорошо отсортированной и окатанной галькой. При этом в рудоносных конгломератах золото характеризуется неравномерным распределением. Обычно повышенные количества золота характерны для контактовых зон в основании или верхней части слоя. В конгломератах золото ассоциирует с пиритом, но зависимость между содержанием золота и пирита не установлена, так же как и связь с другими сульфидами. В то же время отчетливо проявлена тенденция обогащения золотом тех участков, в которых накоплены кластические минералы (хромит, платиноиды, рутил, циркон и др.).

Кроме того, установлено веерообразное и струйчатое распределение обогащенных золотом участков в лежащем боку пластов, сложенных грубообломочным материалом, при незначительном количестве золота в верхних зонах конгломератов и в межструйных участках. Отдельные струи прослеживаются на расстоянии до 1,5 км при ширине 300 м.

Золото в конгломератах ассоциирует с пиритом, образуя обычно округлые или идиоморфные выделения, а также тончайшие пленки, которые вместе с пиритом содержатся в цементе, проникая в отдельных случаях по трещинам в кварцевую гальку. Кроме пирита, в меньших количествах встречается пирротин, с которым также связаны зерна золота. В небольших количествах в конгломератах отмечаются марказит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенипирит и др. Золото иногда образует тесные прорастания с сульфидами. Характерна тесная связь золота с тухолитом, указывающая на значительную роль органики при осаждении золота из растворов.

Генезис месторождений Витватерсранда долгое время был предметом дискуссий. В настоящее время наиболее приемлемо мнение об образовании

месторождения за счет неоднократного размыва золотоносных кварцевых жил, распространенных в более древних отложениях. Сформировавшиеся золотоносные россыпи подверглись затем процессам регионального метаморфизма. (Возраст и генезис этих месторождений будут рассмотрены ниже в связи с урановым оруденением.)

Содержание золота в разрабатываемых пластах изменяется от 4 до 30 г/т, в среднем 12 г/т. Конгломераты обнажаются редко и обычно залегают на значительных глубинах. Они прослежены на глубину до 4000 м без существенных колебаний концентрации золота. Отдельные шахты, достигшие этих глубин, являются самыми глубокими и крупными рудниками в капиталистическом мире. Значительно повышает их промышленную значимость добываемый вместе с золотом уран.

Золотоносные конгломераты известны также на юге Ганы и востоке Берега Слоновой Кости. Зона конгломератов мощностью до 300 м прослеживается в нижней части серии Тарква и состоит из конгломератов, брекчированных конгломератов и брекчий, перемежающихся с прослоями крупнозернистых кварцитов и песчаников. В разрезе этой зоны выделено четыре пласта конгломератов мощностью от нескольких до 50 м. Обломочный материал конгломератов представлен галькой пород серии Биррим, цемент образован кварцем и гематитом с подчиненными количествами ильменита и магнетита. Наиболее крупные месторождения в этом районе расположены близ г. Тарква. Они разрабатываются в течение долгого времени и имеют важное промышленное значение. Конгломераты прослежены на расстоянии до 30 км между Томасо и Синнамон-Бипо, где они разрабатываются несколькими рудниками.

Пласт золотоносных конгломератов в этом районе приурочен к низам тарквейской серии, представленной слабо метаморфизованными песчано-сланцевыми толщами. В настоящее время пласт конгломератов разрабатывается на глубинах 1000—1200 м. Мощность конгломератов изменяется от 0,5 до 4,5 м (в среднем 1—2 м) при содержании в разрабатываемых участках около 10 г/т золота, которое приурочено к нижним крупногалечниковым зонам пласта конгломератов. Основная масса конгломератов состоит из гальки кварца, которого содержится 90%, кварцитов, роговиков и кристаллических сланцев серии Биррим. Наиболее золотоносный базальный горизонт конгломератов представлен отсортированной окатанной галькой и характеризуется выдержанностью по падению и простираению. Золото очень мелкое и содержится в кремнистом цементе вместе с тяжелыми минералами (рутилом, цирконом, гематитом и др.).

Кроме золотоносных конгломератов в Африке широко распространены докембрийские месторождения золота, связанные с гидротермальными кварцевыми жилами, которые в разных районах приурочены к различным по возрасту этапам складчатости и магматизма в среднем и верхнем докембрии. Промышленные месторождения этого типа известны на юге Африки (Южная Родезия и Свазиленд), в центральных и восточных частях Африки (Конго, Танзания, Кения, Судан).

Месторождения золота этого типа широко распространены в пределах Западной Африки, образуя золотоносную провинцию, которая простирается с запада от Гвинеи и Сьерра-Леоне до Дагомеи и Нигерии на востоке. Большинство месторождений характеризуются незначительными масштабами оруденения, однако группы таких месторождений формируют значительные по размерам золотоносные районы, участки, пояса, которые могут в целом обладать значительными ресурсами золота.

С докембрием также связаны промышленные месторождения, расположенные севернее (в пределах Мали и Нигера). Они представлены золото-кварцевыми и баритовыми жилами в метаморфических породах, образующих локальные горстовые структуры.

В Южной Родезии добыча золота является важной отраслью горной промышленности и играет значительную роль в экономике страны (по добыче она занимает третье место после ЮАР и Ганы). Месторождения золота приурочены к древним толщам докембрия и представлены золотоносными телами жильного типа, а также метасоматическими залежами, замещающими по трещинам и зонам дробления гнейсы и метаморфические зеленорудные породы. В незначительных масштабах разрабатываются золотоносные конгломерты типа Витватерсранд.

Месторождения золота известны в районах Гванды, Булавайо, Гвела, Кве-Кве, Гатумы и др. Восточнее располагается вторая золоторудная полоса, включающая месторождения района Солобери-Шамва. Месторождения района Умтали, расположенные на границе с Мозамбиком, связаны с метаморфическими сланцевыми и гнейсовыми комплексами и характеризуются содержанием золота 5—25 г/т.

Месторождение Кам Энд Мотор является наиболее крупным и представлено крутопадающими кварцевыми жилами, мощность которых изменяется от 1,5 до 4,5 м. Золото в кварце сопровождается примесью пирита, арсенопирита, стибнита и др. Глубина горных выработок превышает 2 км. Крупное месторождение Далли представлено рудными телами, которые приурочены к мощной зоне разломов в карбонатизированных зеленокаменных породах. Содержание золота в среднем 6—7 г/т.

В Кении золотоносный пояс, содержащий кварцевые жилы в докембрийских кристаллических сланцах, занимает площадь более 20 тыс. км² и простирается от границ с Угандой вдоль побережья оз. Виктория, прослеживаясь дальше в Танзанию. Кварцевые жилы распространены в кристаллических сланцах, часто в зонах дробления и трещиноватости, окаймляющих древние купольные структуры гранито-гнейсов. Мощность жил в среднем около 1 м. Содержание золота в жилах 10—20 г/т. Наиболее крупным в Кении является месторождение Ростерман. В Танзании месторождения золота характеризуются аналогичными геологическими условиями. Примером может служить месторождение Селукве. В Судане главное месторождение Дойшат также представлено кварцевыми жилами в кристаллических сланцах докембрия с содержанием 14—17 г/т золота.

Золотоносная провинция Западной Африки совпадает с распространением метаморфических толщ среднего и верхнего докембрия Нигерийского (Гвинейского) щита, занимающего всю излучину р. Нигер и прилегающие области, и охватывает территорию Гвинеи, Сьерра-Леоне, Либерии, Берега Слоновой Кости, Ганы, Верхней Вольты, Того, Дагомеи и Нигерии.

В пределах щита наиболее древний комплекс назван Дагомий, затем следуют серии Биррим, Тарква и верхнедокембрийские отложения. Древний комплекс (Дагомий) сложен мигматитами и метаморфизованными лавами основного состава. Гнейсы и мигматиты Гвинеи и других стран одновозрастны с этим комплексом. Во многих местах гнейсы, мигматиты и метаморфизованные вулканогенные породы содержат кварцевые жилы. Модельный возраст галенитов представлен в табл. 22.

Галенит р. Сенде был отобран из пегматита, залегающего в мигматизированных лавах основного состава. Два других галенита отобраны из кварцевых

Свинцово-изотопные отношения и модельный возраст галенитов Сьерра-Леоне

Местонахождение образца	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}	Возраст, млн. лет.
Река Сенде, Делакуру	14,01	15,15	34,37	2890
Делакуру	13,56	14,80	33,42	2990
Иризен-Тонколили, горы Сула	13,50	14,78	33,54	3020

жил, залегающих в той же метаморфической толще на расстоянии 22,5 км от первого образца. Таким образом, наиболее древняя эпоха формирования золотосных кварцевых жил может быть оценена интервалом времени 2900—3000 млн. лет, который характеризует этап завершения формирования древнейшего в Сьерра-Леоне комплекса Сула-Камбюи.

Комплекс пород Биррим, залегающий на породах основания, сложен разнообразными породами разной степени метаморфизма и содержит многочисленные золото-кварцевые жилы. По данным модельного возраста галенитов из разных образований серии Биррим выделяется вторая металлогеническая эпоха с возрастом 2160—2220 млн. лет (табл. 23).

Таблица 23

Свинцово-изотопные отношения и модельный возраст галенитов серии Биррим

Местонахождение образца	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}	Возраст, млн. лет.
Банора, Гвинея	15,38	15,48	35,61	2160
Поура, Верхняя Вольта	14,98	15,13	34,77	2160
Гьере, Берег Слоновой Кости	15,17	15,32	35,12	2180
Афема, там же	15,05	15,23	34,94	2190
Намианкро, там же	14,84	15,08	34,72	2220

Эта эпоха, завершившая формирование комплекса Биррим, сопровождалась образованием гранитов, пегматитов и кварцевых жил с галенитом.

В Западной Африке известны многочисленные месторождения золота, связанные с кварцевыми жилами, которые располагаются в пределах распространения серии Биррим, а также более древних толщ Дагомея и его аналогов (серии Камбюи, Симанду и Кассила).

Промышленные месторождения золота в Гвинее приурочены к песчано-сланцевым породам серии Биррим и образуют три золоторудных участка — Сигири, Санкарани и Ниандан-Банье, причем последний занимает территорию около 2500 км². В зоне Сигири наблюдаются штокверки и кварцевые жилы. Зоны штокверков характеризуются неправильными, реже округлыми очертаниями и размерами в плане до нескольких квадратных километров. Они состоят из многочисленных ветвящихся прожилков кварца, располагающихся в серицитовых, серицит-хлоритовых сланцах и туфопесчаниках серии Биррим. Содержание золота в штокверках не превышает 5—6 г/т, кварцевые жилы характеризуются более высоким содержанием золота (до 18 г/т). Мощность

жил невелика, хотя отдельные кварцевые жилы имеют мощность до 15 м и простираются на расстояние 500—700 м. Рудные минералы жил представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, реже галенитом, сфалеритом и самородным золотом. Кварцевые жилы характерны для участков Санкарани и Ниандан-Банье. В этих участках с кварцевыми жилами связаны процессы окварцевания вмещающих пород. Содержание золота иногда достигает 46 г/т

В Сьерра-Леоне также имеются многочисленные золотоносные кварцевые жилы среди амфиболитов, амфиболовых и тальковых сланцев. Размеры их невелики — длина до 100 м и мощность менее 1 м.

В Гане, занимающей второе место в Африке после ЮАР, коренные месторождения золота известны в южной части (Обуаси, Кононга, Бибианиха и др.). Они представлены золотоносными кварцевыми жилами, приуроченными к метаморфическим образованиям в низах серии Биррим, вулканогенам верхнего Биррима и к зоне контакта серии Биррим с вышележащей серией Тарква. Наиболее мощные кварцевые жилы тяготеют к вулканогенным образованиям и характеризуются значительной мощностью (до 35 м) и протяженностью по простиранию до нескольких сотен метров, причем обычно параллельно сланцеватости вмещающих пород. Кварцевые жилы, ассоциирующие с вулканогенами, содержат турмалин, а также пирит, пирротин, в меньшем количестве арсенопирит и отдельные чешуи самородного золота. Отмечаются также кварцевые жилы, в которых преобладающим рудным минералом является пирит. Самое высокое содержание золота характерно для месторождения Обуаси (30 г/т) в районе Ашанта.

В Верхней Вольте известны золоторудные месторождения такого же типа. Они приурочены к кварцевым жилам в верхах серии Биррим. В наиболее крупном месторождении Пур среднее содержание золота равно 16 г/т.

Золотоносные кварцевые жилы в большом количестве известны на северо-западе Нигерии, где они приурочены к биотитовым гнейсам и хлоритовым сланцам нижнего докембрия. Мощность жил достигает нескольких метров и простираются они на расстоянии более 300 м. Рудные минералы жил представлены пиритом, арсенопиритом, гематитом и халькопиритом. Наиболее крупные месторождения Мале-Ле и Бирнин-Гвари характеризуются содержанием золота 29 и 8 г/т.

В Южной Америке известен ряд докембрийских месторождений золота в Бразилии. Они сосредоточены главным образом в штате Минас-Жерайс и связаны с породами серии Минас.

Наиболее крупным является месторождение Морру-Велью в районе Белу — Оризонте, эксплуатируемое более 100 лет и дающее в настоящее время до 90% добычи золота в Бразилии. Месторождение представлено золото-кварцевой рудной залежью, которая приурочена к углистым сланцам серии Минас. Жильное тело залегает согласно с вмещающими породами и простирается на 150 м при средней мощности 4,5 м. Однако в глубину оно прослежено более чем на 3 км и разрабатывается сейчас на горизонте 2500 м.

Рудное тело сложено кварцем, анкеритом, альбитом и хлоритом, присутствуют также пирротин, арсенопирит, пирит, халькопирит, вольфрамит и шеелит. Среднее содержание золота 12 г/т.

Аналогичные месторождения известны в других районах штата Минас-Жерайс, а также в штате Сан-Паулу. Они представлены золоторудными кварцевыми жилами с сидеритом и анкеритом. Известны также отдельные золоторудные проявления, иногда промышленного типа, связанные с железистыми кварцитами (итабиритами) серии Минас, обычно вблизи контакта с

гранитоидами. Примером может служить выработанное месторождение Гонго Сокко, в котором золотоносными были выветрелые итабириты.

В штате Баия в районе г. Жакобина известны золотоносные конгломераты, аналогичные по возрасту и условиям залегания конгломератам Витватерсранда. В этих конгломератах золото добывается с конца XVII в. Конгломераты кроме золота содержат уран. Они приурочены к основанию серии Суаба, представленной толщей метаморфизованных терригенных осадков.

Установлено четыре пласта конгломератов, залегающих в толще осадочных образований нижнего отдела (Канус) указанной серии. Они разделяются слоями сланцев, кварцитов, итабиритов. В верхнем отделе серии Сумаба (Серра), сложенным главным образом кварцитами, конгломераты отсутствуют. Разрабатываются два пласта конгломератов (Пиритозо и Либерино), два других содержат непромышленные количества золота. Мощность разрабатываемых пластов обычно 0,6 м, иногда достигает нескольких метров. В составе конгломератов главную роль играет окатанная кварцевая галька размером в несколько сантиметров. Цемент представлен агрегатом мелкозернистых выделений кварца, хлорита, серицита и пирита. Самородное золото и настуран распределены в цементе конгломератов и ассоциируют с участками развития пирита. Содержание золота на руднике Канавизэйрас 12,8 г/т.

Месторождения золота широко распространены в докембрийских формациях. Золоторудные поля кварцевых жил тесно связаны с метаморфизованными потоками древних лав, представленными зеленокаменными породами (амфиболитами, хлоритовыми сланцами и филлитами). Изучение древнейших зеленокаменных поясов, к которым приурочены золоторудные поля, показало (Anhaeusser e. a., 1969), что в пределах щитов Западной Австралии, Южной Африки и Канады зеленокаменные толщи характеризуются значительными чертами сходства как по возрасту, так и по особенностям геологического строения. Зеленокаменные породы Южной Индии, также содержащие золоторудные пояса кварцевых жил, аналогичны древнейшим образованиям указанных щитов (Ghosh e. a., 1970).

Наиболее древние (первичные) золоторудные месторождения генетически связаны с зеленокаменными поясами, т. е. золоторудная минерализация возникла за счет этих пород. Процесс формирования золота и сульфидов в минерализованных зонах определялся главным образом мобилизацией и переотложением золота и халькофильных элементов, которые содержались в повышенных количествах в первичных мафических (толеитовых) лавах зеленокаменных поясов. Мобилизация рассматривается как результат термальных процессов, сопровождавшихся циркуляцией растворов гидротермального характера, обусловивших метаморфизм и метасоматоз.

Результаты исследований Д. Р. Готффрида (Gottfried e. a., 1969) активационным методом показали, что содержание золота в базальтах, дибазах и андезитах вулканических провинций базальтового, щелочноземельного и щелочного состава является наиболее высоким (0,005—0,22 г/т) по сравнению с другими типами пород, в том числе и различными дериватами гранитного ряда. Причем для последних характерны повышенные концентрации золота в ранних фазах кристаллизации. Таким образом, в остаточных кислых расплавах при магматической дифференциации золото не концентрируется.

Обычно в зеленокаменных поясах не устанавливается связь между золото-кварцевыми телами, минерализованными и окварцованными зонами в филлитах и гранитными телами, которые не способствовали заметному подъему температур во вмещающих сланцевых толщах. Сульфидная и золото-кварцевая

минерализация приурочены, как правило, к зеленосланцевым и филлитовидным телам, которые явились благоприятной средой для рудоотложения и относятся к фациям низких ступеней метаморфизма.

В Африке золотоносные провинции с возрастом древнее 2600 млн. лет представлены зеленокаменными ядрами Южной Африки (Капваальский и Родезийский кратоны), а также отдельными зонами в пределах Нигерийского (Гвинейского) щита. Исследования Р. П. Вилджоена (Viljoen e. a., 1970) на примере района Барбертон показали, что золото поступало в рассеянном состоянии из мантии с потоками основных лав. Вулканогенные образования в составе этих древнейших толщ в районе Барбертон содержат золото в количестве 0,02 г/т (Viljoen e. a., 1969). Концентрация золота в отдельных горизонтах зеленокаменных пород связана с магматическими и осадочными процессами, сопровождавшимися мобилизацией рудных компонентов метасоматическими растворами с высоким содержанием летучих, которые привели к формированию в благоприятных структурах золото-кварцевых месторождений.

Золоторудные месторождения в Южной Родезии представлены кварцевыми жилами и крупными, но менее богатыми метасоматическими залежами в зеленых сланцах, различных метаморфических породах, а также в карбонатизированных породах основного состава. В гранитах они отмечаются в единичных случаях. Они формировались после главных фаз складчатости и метаморфизма в виде поясов кварц-золоторудных жил, каждый из которых имел свой источник оруденения (Phaup, 1968).

В Бразилии золото-сульфидные жилы в штате Минас-Жерайс развиты в пределах карбонатизированных толщ метаморфитов. Их формирование связано с процессами вторичного обогащения руд в процессе неоднократно возобновлявшегося регионального метаморфизма.

При изучении золотоносного пояса, представленного кварцевыми жилами в древнейших зеленокаменных образованиях провинций Йеллоунайф (Канада), Р. В. Бойл (Boyle, 1960) рассмотрел геохимический баланс вещества при образовании золотоносных кварцевых жил и пришел к выводу, что кремнезем кварцевых жил и линз возник за счет процессов изменения, протекавших по зонам сдвигов. Кварц в линзах образовался в результате локальных процессов, а не был привнесен. Все остальные компоненты золото-кварцевого и сульфидного оруденения также сформировались в результате мобилизации вещества зеленокаменных пород. Мигрирующие гидротермальные растворы, обогащенные углекислотой, действуя на железо-магнезиальные и плагиоклазовые минералы вмещающих пород, способствовали выносу калия и натрия и образованию анкерита, что в свою очередь привело к освобождению значительного количества кремнезема. Амфиболсодержащие породы вмещающих толщ были преобразованы в хлоритовые и хлорит-карбонат-серицитовые породы. По мнению автора, золоторудные месторождения Западной Австралии, залегающие в амфиболитах и зеленокаменных породах, образовались также.

Таким образом, данные полевых исследований, возрастных определений и геохимического изучения свидетельствуют о литогенном метаморфическом генезисе золота в наиболее раннюю металлогеническую эпоху, которая на разных материках растянута во времени от 2800—2700 до 2600—2500 млн. лет.

В более поздний докембрийский этап разрушавшиеся в процессе выветривания золотоносные пояса древнейшей металлогенической эпохи послужили источником формирования метаморфизованных россыпей типа Витватерсранд, осадочный генезис которых (с наложенным слабым метаморфизмом) не вызывает сомнений (Minter, 1970; Schidlowski, 1970; Viljoen e. a., 1970). В это же

время (1900 ± 100 млн. лет назад) в докембрии формировались месторождения, также связанные с вулканогенными толщами, механизм образования которых сходен с процессами формирования месторождений в зеленокаменных поясах. В кристаллических сланцах этого периода, имеющих осадочно-метаморфический генезис, известны многочисленные золото-кварцевые жилы и зоны убогой сульфидной вкрапленности с промышленным содержанием золота. В пределах различных щитов наиболее благоприятны для золотого оруденения докембрийские песчано-сланцевые толщи, особенно филлиты, филлитизированные сланцы, часто углистые и углисто-графитистые. В образовании этих месторождений большую роль играли осадочные процессы, которые создали первичные седиментационные концентрации золота, впоследствии обогащенные в результате процессов метаморфизма.

СЕРЕБРО

Промышленные типы месторождений серебра немногочисленны. Основная часть серебра (более 80%) добывается попутно при разработке комплексных свинцово-цинковых и медных руд. Промышленная концентрация серебра часто встречается в тех докембрийских свинцово-цинковых месторождениях, которые уже были рассмотрены выше.

Наиболее важными источниками серебра в пределах Канадского щита являются полиметаллические месторождения провинций Онтарио (месторождение Кидд-Крик) и Британской Колумбии (месторождение Сулливан). Содержание серебра в разрабатываемых полиметаллических месторождениях в среднем менее 100 г/т.

В северной части Онтарио известны также собственно серебряные руды, представленные серебряным поясом в районе Кобальт. В настоящее время выработанный, этот пояс серебряных руд являлся одним из богатейших в мире. В районе месторождения развиты интенсивно складчатые и метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения, представленные зеленокаменными породами серий Киватин. Этот комплекс пород несогласно перекрывается отложениями серии Кобальт, в основании которой залегает валунный конгломерат, сложенный валунно-галечниковым материалом, несущим отчетливые следы ледниковой штриховки. На конгломератах залегают кварциты с прослоями конгломератов и известняков. Отложения этих комплексов интродуцированы пластовым телом диабаза Ниписсинг, средняя мощность которого 300 м.

Жильные рудные тела залегают в контактовой зоне отложений Киватин и конгломератов Кобальт и связаны с интрузией диабаза. Всего было известно более 100 жил, которые являлись крутопадающими телами выполнения трещин отдельности и скола. По простиранию они прослеживались на несколько десятков метров, а по падению до глубины 100 м при небольшой мощности (10—12 см). Рудные минералы были представлены в основном самородным серебром, в меньших количествах содержались арсенопирит, аргентит, тетраэдрит, штроемерит, полибазит, пираргирит, галенит, пирит, сфалерит, халькопирит, пирротин, многочисленные арсениды никеля, кобальта и другие минералы. Нерудные минералы были представлены кальцитом и доломитом, содержащимися в подчиненных количествах.

Руды формировались в результате отложения низкотемпературными гидротермальными растворами рудных минералов с незначительным замещением боковых пород. Источником растворов послужили зоны, из которых

сформировался диабаз. Богатые руды содержали в среднем более 30 кг/т, бедные — 6 кг/т серебра.

В Северо-Западных территориях разведано крупное месторождение свинцово-серебряных руд Прэри-Крик с содержанием 155 г/т серебра. В этом районе известны также богатые серебряные руды с ураном, представленные жильными кварцевыми телами в докембрийских осадочно-метаморфических толщах. В кварцевых жилах содержится родохрозит, а также самородное серебро, сульфиды меди, висмут, арсениды кобальта и никеля, урановая смолка и др.

В последние годы США опередили Мексику по добыче серебра и занимают второе место в капиталистическом мире. Это связано с ростом добычи медных и свинцово-цинковых руд, которые обеспечивают более 60% производства серебра в стране. Однако в США большую роль играют собственно серебряные месторождения, содержащие в среднем 550 г/т серебра и дающие около 36% общей добычи.

Главным источником серебра является район Кер-д'Ален, на долю которого приходится около половины всей добычи серебра. Несмотря на длительный период эксплуатации запасы руд в этом районе значительны за счет разведки новых участков. Серебро в районе Кер-д'Ален добывают попутно с полиметаллическими рудами. Месторождения Саншайн, Крессент, Галена, Рейнбау и др. характеризуются наиболее значительными запасами серебра. К 1985 г. эти месторождения дадут, по-видимому, около 2900 т, т. е. около 70% предполагаемой добычи серебра.

Месторождение собственно серебряных руд Саншайн является одним из крупнейших в мире и приурочено к зоне дробления и скалывания в кварцитах докембрийской серии Белт, сформировавшейся 1400—1200 млн. лет назад. Рудные тела локализованы в зоне дробления в виде разрозненных пачек кварцсидеритовых жил, прослеженных по простиранию на несколько сотен метров. Серии этих жил, образующих в верхней части месторождения гнездовые, кустовые и линзовидные выделения, с глубиной сближаются и соединяются на горизонте 450 м, где они представлены рудными телами значительных размеров, характеризующимися более высоким качеством руд.

Рудные тела представлены крупнокристаллическими выделениями кварца и сидерита, содержащими обильную вкрапленность серебросодержащего тетраэдрита и в меньшей степени галенита. Минерализованные зоны месторождения содержали в добытой руде в среднем около 1,5 кг/т. Остальные месторождения серебряных руд района Кер-д'Ален сходны с рудником Саншайн, характеризуются меньшими размерами.

Австралийские свинцово-цинковые месторождения докембрийского возраста являются также значительными производителями серебра. Более 80% серебра в стране дают два месторождения — Брокен-Хилл и Маунт-Айза. Если раньше основным источником серебра являлся Брокен-Хилл, то в последние годы на первое место выдвинулось месторождение Маунт-Айза, дающее до 50% серебра в Австралии. Содержание серебра в свинцово-цинковых рудах Австралии колеблется от 50 до 250 г/т.

МЕТАЛЛЫ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ

Основные ресурсы металлов платиновой группы сосредоточены в ЮАР, Канаде, Колумбии, на долю которых приходится практически вся добыча в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах. При этом более 90% запасов приурочено к докембрийским месторождениям ЮАР и Канады.

В Канаде платиноиды добываются из докембрийских медно-никелевых месторождений Садбери (провинция Онтарио) и Томпсон (провинция Манитоба) попутно с другими металлами. К этим двум месторождениям приурочены основные запасы металлов группы платины. В рудах этих месторождений преобладают платина и палладий, остальные металлы (родий и др.) содержатся в меньшем количестве.

Металлы группы платины в Садбери концентрируются в массивных медно-никелевых сульфидных рудах горизонтов нижних частей интрузии. Среднее содержание платиноидов на многих рудниках 0,1—1,5 г/т; на руднике Фруд содержание их более высокое (5—20 г/т).

Металлы группы платины содержатся в самородном виде в сульфидах никеля, меди и железа, реже в виде сперрилита. Платиновые металлы, содержащиеся в никелевых рудах, добываются в провинциях Онтарио, Квебек, Манитоба и Британская Колумбия.

В последние годы месторождения платины открыты в Индии (штат Махараштра) с большими запасами и средним содержанием платиноидов 8 г/т (при колебаниях 3—36 г/т), а также в Западной Австралии со средним содержанием 3,9 г/т. В районе Маунт-Стюарт содержание платины 110 г/т.

Наиболее крупные запасы платиноидов в капиталистическом мире сосредоточены в ЮАР. Эти крупнейшие ресурсы приурочены к основным дифференциатам Бушвельдского комплекса, распространенного на значительной территории. Докембрийские месторождения металлов группы платины в ЮАР представлены четко выраженными медно-никелевыми (иногда с хромитом) сульфидными залежами пластообразной формы, которые выдержаны по падению и простиранию. Платиновая минерализация в сульфидных залежах имеет региональный характер, свойственна многим горизонтам в разрезе комплекса и представлена различными формами.

Большинство месторождений приурочено к Главному горизонту или горизонту Меренского, который простирается в центральной части Трансваала на расстояние более 180 км через районы Лиденбурга, Претории и Рюстенбурга, в которых отмечаются промышленные скопления платиноидов. Мощность горизонта Меренского изменяется от 30 см до 10 м, в среднем менее одного метра. Горизонт залегает согласно с дифференцированными породами Бушвельдского комплекса и характеризуется незначительными углами падения. Платиновый горизонт залегает с четкой границей на анортозитовых норитах и перекрывается пироксенитами, норитами и анортозитами.

Породообразующие минералы представлены пироксенами (бронзитом, гиперстеном, в меньшей степени диаллагом) и незначительным количеством плагиоклаза, что характеризует эту породу как полевошпатовый гарцбургит. В нем обычно прослеживаются сегрегации хромита, образующие прерывистый прослой. Сульфидная минерализация, с которой связаны платиноиды, проявлена незначительно (их в среднем в породе 2—3% сульфидов). Присутствуют пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, кубанит, миллерит и графит. Металлы группы платины образуют изоморфную примесь в сульфидах и в меньшей степени представлены собственными минералами (куперит и сперрилит). Содержание платиноидов в среднем 7—9 г/т, реже 15 г/т. В них значительно преобладает платина, сопровождаемая заметным количеством палладия, остальные металлы образуют незначительную примесь. В поверхностных зонах отмечается гипергенное обогащение платиной.

Промышленный интерес представляют также зоны окисления собственно сульфидных (без хромита) залежей в существенно бронзитовых разновидностях

пород, представленные вкрапленными и массивными выделениями неправильной формы, состоящими из пирротина, пентландита и халькопирита, которые содержат платиноиды.

Известны также месторождения самородной платины, приуроченные к гортонолитовым дунитам — дифференциатам Бушвельдского комплекса. Тела гортонолитовых дунитов имеют трубообразную форму и залегают несогласно в стратифицированных норитах, характеризуясь крутыми углами падения. Размеры трубообразных тел не превышают 20 м в поперечнике и прослеживаются на глубину до 300 м. Центральная часть этих тел состоит из платиноносного гортонолитового дунита, содержащего вкрапленность хромита. Она облекается зоной оливинового дунита, затем пироксенита и норита. Интересна только центральная зона трубообразных тел, представленная гортонолитом с примесью диаллага, роговой обманки, флогопита и вкрапленностью хромита, ильменита и магнетита. Самородная платина в виде кристаллов и зерен вкраплена в гортонолите. Содержание ее изменяется от 3 до 30 г/т, причем с глубиной содержание платины уменьшается.

Секущие контакты гортонолитовых дунитов с вмещающими толщами норитов свидетельствуют о том, что в процессе дифференциации в отдельных случаях наиболее основные по составу порции расплава оставались подвижными в течение длительного времени.

В отдельных зонах хромитовых руд, также приуроченных к норитовым псевдослоям, платина образует промышленные скопления (3—18 г/т) в виде тонкораспыленной примеси в силикатах.

В районе развития пород Бушвельдского комплекса известны также незначительные месторождения платины на контакте с вмещающими доломитами. В зоне контакта сформированы диопсид-гроссуляровые породы, которые содержат вкрапленность сульфидов железа, никеля и меди с крупными кристаллами сперриллита и реже куперита. Содержание платины в этих зонах составляет 11 г/т.

Незначительная часть осмистого придия добывается попутно с золотом и ураном из конгломератов Витватерсранда. Имеются незначительные месторождения платины, связанные с пегматитами, а также отдельное месторождение Уотербур, в котором платина приурочена к жиле кварцевого состава, характеризующейся жеодовой структурой.

В Южной Родезии довольно значительные запасы металлов платиновой группы связаны с ультраосновными дифференциатами Великой Дайки, которая в значительной степени сходна с образованиями Бушвельдского комплекса. Платиноиды приурочены к зоне сульфидной минерализации, представленной пластообразной залежью средней мощностью около одного метра (колебания 0,9—3 м), которая залегает согласно с вмещающими норитами и сравнительно хорошо выдержана по падению и простиранию. Платиноиды представлены тонкораспыленным сперрилитом, что создает трудности при обогащении.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАСПРОСТРАНЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Докембрийские месторождения редких металлов играют значительную роль в распределении мировых запасов и добычи в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах. В первую очередь это относится к бериллию, литию, танталу, ниобию, а также ряду других редких элементов, которые добываются из пегматитовых и карбонатитовых месторождений.

Таблица 24

Распределение запасов редких элементов в пегматитах по геологическим эрам (в %)

Элемент	Местонахождение	Пегматиты		
		докем- брийские	палео- зоюские	мезозой- ские
Литий	За рубежом	78	20	2
Рубидий	За рубежом	85	12	3
	СССР	60	40	—
Цезий	За рубежом	92	9	1
	СССР	75	25	—
Бериллий	За рубежом	73	23	4
	СССР	79	17	4
Тантал	За рубежом	68	24	8
	СССР	62	29	9

По месторождениям редких элементов имеется многочисленная литература: трехтомник ИМГРЭ АН СССР «Генетические типы редкометалльных месторождений», работы А. А. Беуса, К. А. Власова, Н. А. Солодова, С. Е. Колотухиной и др.

Редкометалльные пегматиты формировались в период от докембрия до кайнозоя, причем большая часть пегматитов в зарубежных странах имеет докембрийский возраст и приурочены главным образом к метаморфическим сланцевым или гнейсовым толщам.

Наиболее важны в практическом отношении среди редкометалльных пегматитов блоковые,

полнодифференцированные пегматитовые тела с отчетливо зональным строением и кварцевым ядром в центральной части. Они обычно выдержаны по падению и простираению, характеризуются линзовидной, жильной или плитообразной формой, часто значительной мощностью и различными элементами залегания.

Для СССР принято считать, что докембрийские месторождения обладают меньшим удельным весом по сравнению с редкометалльными месторождениями пегматитов фанерозоя, но в последнее время эти представления меняются. Хотя по количеству пегматитовых тел фанерозойские пегматитовые пояса больше докембрийских, последние при меньшей массе жильных минералов обладают более высоким качеством руд и характеризуются крупными запасами.

В настоящее время запасы лития в редкометалльных пегматитах натролитиевого типа составляют в капиталистических и развивающихся странах только 50%. Вторая половина мировых запасов лития сосредоточена в рассолах соляных озер. Для ниобия кроме редкометалльных пегматитов большое значение имеет пирохлоровая минерализация, которая свойственна некоторым докембрийским формациям. Примером может служить уникальное карбонатитовое месторождение ниобия Араша в Бразилии (штат Минас-Жерайс).

Н. А. Солодов (1969) приводит процентное распределение запасов редких металлов в СССР по сравнению с зарубежными странами (табл. 24).

Несмотря на приближенный характер данные эти все же отражают преобладание докембрийских редкометалльных пегматитов, а также свидетельствуют об уменьшении запасов редких металлов в более молодых формациях фанерозоя при снижении качества руд.

В еще большей степени сказанное относится к пегматитовым месторождениям мусковита и флогопита, которые практически во всех добывающих странах относятся к докембрийскому возрасту.

ОЛОВО

Основным промышленным типом месторождений олова в настоящее время являются россыпи, на долю которых приходится около 60% мировых запасов и до 75% добычи олова. Они широко распространены в Юго-Восточной Азии (Малайзия, Индонезия, Тайланд) и играют основную роль в добыче стран Африки (Нигерия и Заир). Значительная часть россыпей сформировалась за счет докембрийских месторождений.

Из коренных месторождений наиболее распространены сульфидно-касситеритовые руды, которые содержат более 20% запасов и играют примерно такую же роль в добыче. Докембрийские месторождения этого типа известны в Австралии, ЮАР, Канаде и других странах. Оловоносные пегматиты и месторождения кварц-касситеритовых руд обеспечивают небольшую часть добычи олова, так как характеризуются незначительными масштабами оруденения. Однако этот тип месторождений иногда образует протяженные оловоносные пояса, прослеживающиеся на сотни километров, и являются источником богатых россыпей.

В Северной Америке известны проявления олова, связанные с пегматитами, приуроченные к докембрийским формациям Канадского щита. Поля оловоносных пегматитов известны в южных провинциях Канады (Квебек, Онтарио, Манитоба). Оловоносные пегматиты залегают в метаморфических осадочно-вулканогенных образованиях. Касситерит встречается в кварц-альбитовых пегматитах, содержащих в подчиненных количествах мусковит и турмалин. Для них характерны процессы замещения и неравномерное распределение касситерита, который ассоциирует с кварц-мусковитовыми пегматитами в промежуточных зонах. Более равномерно касситерит распределен в альбитовых агрегатах, слагающих центральные участки пегматитовых тел. Кроме касситерита отмечаются берилл, минералы лития, тантала, ниобия, урана и др. Промышленное значение этих проявлений олова незначительно. Такого же типа месторождения известны в районе хр. Блэк-Хиллс (штат Южная Дакота, США), где отмечаются также небольшие по размерам кварцево-жильные проявления касситерита.

Сульфидно-касситеритовые руды, представленные зонами минерализации по разломам в докембрийских образованиях, располагаются на юго-востоке штата Манитоба. В этих зонах преобладает пирротин, другие сульфиды имеют подчиненное значение. В штате Миссури имеется месторождение Силвер-Майн, которое представлено зоной грейзенизации в докембрийских гранитах. Минерализованная сульфидная зона содержит рассеянную вкрапленность касситерита, вольфрамита и серебросодержащего галенита.

Австралия обладает многочисленными месторождениями олова докембрийского возраста, которые характеризуются незначительными размерами и поэтому не имеют серьезного практического значения. В районах Дарлинг

Пилбара и Кимберли известны близкие по возрасту и условиям образования месторождений пегматитового типа или кварцевых жил с касситеритом и вольфрамитом (месторождения Гринбушес, Вуджина, Кинг-Саунд).

Оловянная минерализация в пределах Северной территории представлена кварц-турмалиновыми жилами и штокверками в гранитоидах и метапесчаниках. Минерализованные зоны состоят из турмалина, кварца, касситерита с подчиненными количествами хлорита и сульфидов.

В Африке олово встречается в многочисленных месторождениях редкометальных пегматитов, реже в кварцевых жилах и сопутствующих им зонах грейзенизации. Наиболее древними считаются оловоносные пегматиты Южной Родезии и ЮАР, связанные в последней с красными гранитами Бушвельдского комплекса, возраст которых 1920 млн. лет.

Крупные запасы олова сосредоточены в Заире. Пояс оловоносных пегматитов, кварцевых жил и зон грейзенизации простирается в северном направлении на расстояние более 1200 км через Катангу, включая часть территории Руанды, Бурунди, Уганды и Танзании. Пегматиты приурочены к гранитоидам урундийского комплекса, возраст которых 800—1000 млн. лет. Одним из наиболее крупных в этом поясе является месторождение Маноно-Китотоло в Катанге (Заир). Оно образовано двумя пегматитовыми телами, длина каждого до 5 км при средней мощности около 400 м. Для этих пегматитов характерно длительное, многостадийное формирование. Начальный этап представлен крупными кристаллами микроклина, кварца и мусковита. Позднее сформировались альбит, сподумен, берилл, апатит, турмалин, касситерит и колумбит. Затем происходила грейзенизация, сопровождавшаяся главным образом редкометальной минерализацией. Касситерит образует неравномерную вкрапленность в пегматите и сопровождается бериллом, литиевыми, тантал-ниобиевыми и другими минералами.

Оловянная минерализация докембрийского возраста в Бразилии связана с пегматитовыми редкометальными месторождениями на востоке страны (штаты Риу-Гранди-ду-Норти, Сеара и Парайба), которые приурочены к позднему интрузивному циклу на границе докембрия и палеозоя. Касситерит извлекается попутно при добыче берилла и тантало-ниобатов. Редкометальные пегматитовые месторождения с касситеритом известны также в штате Минас-Жерайс.

Новый оловорудный район Рондония открыт на западе Бразилии (Ljunggren, 1964). В этом районе касситеритовая и топазовая минерализации связаны с метасоматическими процессами замещения в гранитах верхнего докембрия — нижнего палеозоя и представлены зонами грейзенизации.

ВОЛЬФРАМ

Главные месторождения вольфрама приурочены к шеелитоносным скарнам и кварц-вольфрамитовым (реже кварц-шеелитовым) жилам. Докембрийские месторождения вольфрама встречаются редко, их значение в добыче невелико. Вольфрамовая минерализация докембрийского возраста локализуется в тектонических зонах складчатых поясов и ассоциирует с золотом, оловом, танталом, ниобием, молибденом и медью.

Месторождения вольфрама известны в Канаде, Норвегии, Индии, Австралии, Африке и Южной Америке. Месторождения вольфрама в докембрийских формациях представлены главным образом кварц-вольфрамитовыми жилами, за исключением отдельных месторождений скарново-шеелитового типа в Бразилии (Dekate, 1966).

Наиболее ранняя докембрийская вольфрамовая минерализация, возраст которой древнее 1 млрд. лет, характеризуется незначительными масштабами проявления и представлена кварц-швелитовыми жилами. В жилах обычно содержатся промышленные концентрации золота и присутствует незначительное количество сульфидов. Они известны в зеленокаменных поясах Канады, Индии и Африки.

Позднедокембрийская эпоха вольфрамовой минерализации (моложе 1 млрд. лет) характеризуется жильными выделениями кварц-вольфрамитового (ферберитового) типа, в которых часто отмечаются сульфиды, касситерит, иногда золото и тантало-ниобаты (Dekate, 1966). Они встречены в Канаде, Африке, Индии и Австралии.

В Канаде незначительные по размерам месторождения вольфрама находятся в провинциях Онтарио и Британская Колумбия, где встречены кварц-швелитовые жилы с золотом. Известны также золото-ферберитовые кварцевые жилы, содержащие магнетит, ильменит, гематит, халькопирит и молибденит. Они связаны с верхнедокембрийскими формациями северо-западных районов страны.

Кварц-ферберитовые жилы в докембрийских гранитоидах известны в США (район Боулдер, штат Колорадо).

В Индии мелкие месторождения вольфрама приурочены главным образом к складчатой системе Сатпур, сформированной в интервале 900—1000 млн. лет, а также встречаются в отложениях системы Дели в Раджастхане, возраст метаморфизма которой определен 700—750 млн. лет. Кварц-ферберитовые жилы содержат в качестве примеси сульфиды и золото. Они приурочены к контактовым зонам между разновозрастными структурами, в которых развивается линейная складчатость и наблюдаются блоковые перемещения. Отмечается связь месторождений вольфрама с позднедокембрийскими интрузиями аляски-тов, монзонитов и гранитов.

Мощность кварц-ферберитовых жил изменчива — от нескольких сантиметров до 3 м. По простиранию они прослеживаются на десятки метров, иногда до первых сотен метров. На глубине они сравнительно быстро выклиниваются. Ферберит и реже вольфрамит распределены неравномерно. Они сопровождаются касситеритом, ильменитом, магнетитом, гематитом, молибденитом, халькопиритом, пиритом, пирротинном, марказитом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, самородным висмутом и др.

Для вольфрамовых месторождений Индии характерна зональность в строении рудных жил. Месторождение Реват-Хилл (штат Раджастхан) приурочено к кварцевым монзонитам и представлено следующими сменяющимися друг друга ассоциациями рудных минералов (сверху вниз): вольфрамит — пирит — молибденит (зона грейзенов); халькопирит — пирит — пирротин (с примесью борнита и вольфрамита); пирит — вольфрамит.

Вольфрамоносные жилы и штокверки этого месторождения характеризуются почти вертикальным падением и мощностью 0,5—2,8 м. Содержание трехоксида вольфрама в рудах 0,5—1,0%.

Месторождения вольфрама, сходные с описанным, известны в штатах Бихар, Западный Бенгал, Мадхья-Прадеш, Махараштра, Андхра-Прадеш и Майсур.

Австралия — одна из первых стран, где в прошлом столетии начали добывать вольфрам. Наиболее крупные месторождения вольфрама известны на островах Тасмания и Кинг и относятся к нижнему палеозою. В штате Новый Южный Уэльс докембрийские вольфрамовые месторождения представлены

пегматитами с вольфрамом и кварц-вольфрамитовыми жилами в грейзенизированных гранитах и метаморфических сланцах. Пегматитовые тела с вольфрамитом известны также в штате Квинсленд.

В пределах Северной территории и Западной Австралии вольфрамовая минерализация докембрийского возраста установлена в ряде районов. Наиболее крупным является месторождение Хэтчес-Крик (Северная территория). Месторождение представлено серией кварцевых жил, залегающих параллельно или кулисовидно в зонах дробления меридионального или широтного направления. Вмещающими породами являются позднедокембрийские отложения свиты Хэтчес-Крик, представленные слабо метаморфизованными осадочными породами (песчаники, кварциты, конгломераты, алевроиты), переслаивающимися с вулканогенными образованиями.

Рудные жилы сложены преобладающим массивным кварцем белого цвета, а также мусковитом, биотитом, полевым шпатом. Для жил, залегающих в изверженных породах, характерна примесь серицита, эцидота, турмалина, циркона, граната, флюорита и каолина. Возраст гранитоидов в этом районе 1630 млн. лет.

Оруденение представлено тремя типами.

Первый тип характеризуется преобладанием шеелита по сравнению с вольфрамитом, значительным количеством висмута и примесью меди и молибдена. Оруденение развивается в кварцевых жилах, которые секут изверженные породы и осадочные породы останца кровли. Второй тип представлен рудными телами, залегающими в порфиритах кислого состава, в которых преобладают минералы меди и редко встречается шеелит. Отмечается примесь висмута и молибдена. К третьему типу относятся кварцевые жилы, распространенные главным образом в осадочных породах. В них почти единственным рудным минералом является вольфрамит.

Африка обладает незначительными запасами вольфрамового сырья, заключенного в докембрийских месторождениях. В ЮАР небольшие месторождения образованы кварц-шеелитовыми жилами и зонами окварцевания, содержащими шеелит, в кристаллических сланцах (провинции Натал, Капская). В Намибии вольфрам ассоциирует с пегматитами докембрия, залегающими в гранитах и вмещающих кристаллических сланцах. Мощность пегматитовых тел 30 м (месторождение Брандберг-Уэст). В Южной Родезии (район Камативи) отмечаются также касситерит-вольфрамитовые кварцевые жилы. Докембрийские месторождения в виде кварц-вольфрамитовых жил известны в Уганде, где они приурочены к филлитам, кварцитам и гранитам. Промышленное значение их невелико.

В восточной части Заира имеются многочисленные месторождения вольфрама, которые обычно характеризуются незначительными размерами и довольно низкими содержаниями неравномерно распределенного вольфрама. Они приурочены к метаморфическим толщам докембрия, в которых содержатся массивы гранитов, и образованы пегматитовыми телами и кварцевыми жилами.

Вольфрамовая минерализация представлена в основном вольфрамитом и ферберитом с незначительными количествами гюбнерита и шеелита. Чаще всего развиты рудоносные кварцевые жилы в кристаллических сланцах на небольшом удалении от контактов с гранитами, реже оруденение приурочено к зонам грейзенизации; с пегматитами оно связано в единичных случаях. Отмечается определенная зональность в распределении редкометального оруденения вокруг массивов гранитного состава. Обычно в контактовой зоне распространена тантало-ниобиевая минерализация, которая при удалении от контактов

меняется касситерит-вольфрамитовой (ферберитовой). Золото-кварцевые жилы наиболее удалены от гранитного контакта.

Месторождения этого типа прослеживаются в Руанде, где расположено крупное вольфрамовое месторождение Кифурве. Отдельные докембрийские месторождения вольфрама незначительных размеров известны также в АРЕ.

В Бразилии основные ресурсы вольфрама сосредоточены в северо-восточной части страны (штаты Риу-Гранди-ду-Норти и Параиба). Многочисленные проявления и месторождения приурочены к докембрийским карбонатным толщам и метаморфическим породам, в которых они прослеживаются в виде двух полос субмеридионального направления (Farina, 1970). Месторождения представлены шеелит-скарновым типом. Наиболее крупные Санта-Лузия (штат Параиба) и Брежу (штат Риу-Гранди-ду-Норти). Вмещающими породами для большинства месторождений служат биотитовые сланцы, а также мигматизированные зоны. Кроме шеелита в рудных зонах встречаются эпидот, гранат, везувит, амфибол, кварц, кальцит, диопсид. Жильные месторождения кварц-вольфрамитового и кварц-шеелитового типа распространены в гораздо меньшей степени (штат Сан-Паулу), из них наиболее крупным является месторождение Иньянхария.

МОЛИБДЕН

Докембрийские месторождения молибдена играют незначительную роль как по запасам, так и по добыче. В настоящее время они служат источником молибдена только в Канаде и Норвегии. В Канаде главная роль по запасам и добыче молибдена принадлежит Британской Колумбии, на долю которой приходится более 90% добычи молибденовых концентратов в стране. Крупнейшим месторождением здесь является Эндако.

Добыча в Квебеке незначительна и осуществляется на месторождении Ля-Корн, где кварц-молибденитовые жилы и молибденитсодержащие пегматитовые тела располагаются в контактовой зоне гранитов и кристаллических сланцев докембрия. Они прослеживаются по простиранию на несколько сотен метров при мощности от 0,3 до 2 м. Содержание молибдена в них в среднем около 0,25%. Кроме того, в этих жилах содержится висмут.

Молибденит-висмутовая минерализация установлена в Квебеке в районе Норанда. Она связана с контактовыми зонами гранитных батолитов, которые сформировались в среднем докембрии, значительно изменив зеленокаменные породы. Молибденитовая минерализация приурочена к пегматоидным гранитам, обогащенным мусковитом, пегматитовым дайкам в кристаллических сланцах, а также к кварцевым жилам секущих биотитовых гранитов. Оруденение локализуется в контактовых зонах гранитов с вмещающими зеленокаменными толщами, которые осложнены обычно разрывными нарушениями. Содержание молибдена 0,36% при значительных запасах. В рудах отмечается также висмут.

В Норвегии наиболее крупным месторождением является Кнабен, которое представлено зоной дробления в докембрийских гранитах и гранито-гнейсах. Кварц-молибденитовые жилы и участки молибденитовой минерализации образуют пояс, простирающийся в меридиональном направлении на 20 км при ширине в среднем 1,5 км. В добываемых рудах содержится 0,2—0,3% молибдена.

Австралия обладает месторождениями молибдена докембрийского возраста, которые приурочены главным образом к породам позднего докембрия в Квинсленде и Новом Южном Уэльсе. Они приурочены к краевым зонам гранитных

массивов и сложены молибденитсодержащими кварцевыми жилами, трубообразными телами, пегматитовыми и аплитовыми выделениями и зонами грейзенизации (Liddy, 1970). Масштабы оруденения обычно невелики, при этом распределение молибдена в рудных телах неравномерное. Молибденит сопровождается вольфрамитом и висмутовыми минералами. В различных районах отмечаются также касситерит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, шеелит, золото, серебро и др.

БЕРИЛЛИЙ

Главным источником бериллия являются пегматитовые месторождения, на долю которых приходится значительная часть запасов промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. По запасам и добыче бериллия на первом месте находится Бразилия, пегматитовые месторождения которой содержат более трети мировых запасов. Значительными запасами бериллия обладают США (более 20%), в пределах которых имеется большое количество неpegматитовых месторождений. Крупные ресурсы бериллия сосредоточены в Африке.

Месторождения бериллия в Канаде связаны с литиеносными пегматитами и характеризуются небольшими запасами. Обычно берилл является сопутствующим минералом и содержится в небольших количествах, иногда вообще отсутствует. Бериллий добывается в комплексном месторождении Берник-Лейк (провинция Манитоба), из руд которого извлекаются цезий, тантал, литий и бериллий. Кроме месторождений с преобладающей литиевой минерализацией известны собственно берилловые пегматитовые месторождения Линдох (провинция Онтарио). Берилл в виде кристаллов размером 0,5—5 см содержится в зонах слабо альбитизированных выделений микроклина, которые обрамляют кварцевое ядро. Среднее содержание окиси бериллия в разрабатываемых рудах 0,13%. Разрабатываемые месторождения бериллия известны также в районе провинции Иеллоунайф.

Бериллиевая минерализация неpegматитового типа обнаружена на месторождении Сил-Лейк, в котором бериллиевая минерализация представлена рассеянной вкрапленностью берилла в фенитизированных гнейсах, а также секущими фенитизированные гнейсы прожилками.

В США редкометалльные пегматиты распространены широко. Более половины запасов бериллия сосредоточено в месторождениях докембрийского возраста, которые представлены пегматитовыми полями в штатах Колорадо, Нью-Мексико, Южная Дакота и Мэн. Пегматитовые тела располагаются в пределах докембрийских гнейсовых и сланцевых толщ и генетически связаны с гранитными интрузиями. Обычно пегматитовые месторождения характеризуются комплексным составом руд и кроме берилла содержат промышленные количества сподумена, лепидолита и танталита.

Кроме пегматитовых месторождений в США имеются крупные месторождения бериллия других типов со значительными запасами. Примером может служить месторождение Редскин-Шток (штат Колорадо), сложенное бериллиеносными грейзенами, развитыми вблизи или в пределах гранитного массива Редскин, возраст которого 1 млрд. лет. Грейзенизация наиболее интенсивно проявлена в зоне южного контакта массива, где развиты аплит-граниты. Зоны грейзенизации с бериллиевой минерализацией представлены линзовидными, трубообразными и неправильной формы телами, достигающими значительных

размеров. Минерализованные зоны содержат берtrandит, берилл, эвклаз, реже флюорит и топаз, которые образуют рассеянную вкрапленность или линзовидные залежи в мусковитовых грейзенах.

В СССР месторождения докембрийских редкометалльных пегматитов характеризуются преобладающей литиевой минерализацией с подчиненным развитием берилла. Месторождения приурочены к древним метаморфическим толщам.

Известны редкометалльные пегматиты и в КНР (Внутренняя Монголия); им свойственна бериллиевая и тантал-ниобиевая минерализация.

Индия, в которой разведанные запасы бериллия незначительны, по добыче берилла занимает одно из первых мест. Масштабы добычи бериллия из мелких, средних и крупных пегматитовых тел объясняются дешевизной рабочей силы и наличием зоны дезинтеграции в верхних частях пегматитовых тел в результате тропического выветривания. Наиболее значительные и практически важные месторождения берилла известны в штатах Бихар и Раджастан. Они залегают в основном в докембрийских метаосадочных породах (кристаллических сланцах, кварцитах и гнейсах), обычно вблизи гранитных массивов.

Разрабатываемые пегматитовые тела характеризуются зональным строением. Берилл (содержание несколько процентов) в большинстве случаев приурочен к альбитизированным мусковит-микроклиновым зонам пегматитов. Размеры и форма пегматитовых тел различные. Часто дайки пегматитов прослеживаются по простиранию на расстояние до 500 м и характеризуются максимальной мощностью до 50 м. Берилл получают также попутно при разработке мусковитовых пегматитов.

Кроме берилла в Индии имеются месторождения изумрудов, связанные с докембрийскими кристаллическими сланцами (биотитовыми и биотит-актинолитовыми), в которых минерализованные зоны развиты вблизи турмалиносодержащих гранитов, пегматитов и кварцевых жил.

Редкометалльные пегматиты Австралии в ряде случаев содержат промышленные количества берилла вместе с литиевыми и танталовыми минералами. В настоящее время берилл добывают в основном на пегматитовых месторождениях района Пилбара в Западной Австралии, в меньшей степени — в Квинсленде и Новом Южном Уэльсе. В пегматитах Австралии берилл часто представлен крупнокристаллической разностью с примесью цезия, которая известна под названием ростерит.

В Австралии наиболее древние редкометалльные пегматиты распространены в пределах докембрийского щита Западной Австралии и приурочены к участкам распространения древних зеленокаменных толщ в районах Иилгарн и Пилбара. Возраст их 2700—3000 млн. лет. В районе Иилгарн известно несколько пегматитовых полей, из которых выделяются по масштабам оруденения Лондондерри, Маунт-Мэрион, Кэтлин-Крик и Сперговиль. В пегматитах этих районов преобладают минералы лития, в меньших количествах отмечаются берилл и тантало-ниобиевые минералы. В районе Пилбара в наиболее крупных пегматитовых полях — Вуджина, Пилгангура, Табба-Табба и Стрелли — преобладает тантал-ниобиевая минерализация. В отдельных пегматитовых телах главное значение приобретают берилл и касситерит.

Незначительные по размерам танталоносные пегматиты, залегающие в гранитах с возрастом 2900 млн. лет, установлены в пределах Северной территории (блок Арунта). В районе Дарвин прослеживается пегматитовый пояс верхнего докембрия с которым связаны месторождения с колумбит-танталитом, касситеритом и амблигонитом (Бамбу-Крик, Финнис-Ривер и Энтерпрайз).

Известны также мелкие пегматитовые месторождения с тантал-ниобиевыми минералами, бериллом и другими минералами, возраст которых 1000 млн. лет и моложе. Они приурочены к зонам активизации в пределах древних блоков (Иилгарн, Арунта, Месгрейв и др.).

В районе Маунт-Айза с гранитом Сибелла, возраст которого 1540 млн. лет, связываются пегматитовые тела, служащие источником берилла (районы Гала-Крик и Майка-Крик). Пегматитовые тела в районе Брокен-Хилл с возрастом

1500—1700 млн. лет образуют поля Булкумата, Эгебек и Эуриови. В них содержится широкий комплекс минералов (берилл, тантало-ниобаты, литиевые минералы, сложные соединения урана с редкими землями).

Практически все месторождения бериллия в Африке приурочены к пегматитовым полям Южной, Юго-Западной, Восточной и Центральной Африки. Известны они и на о. Мадагаскар. Наиболее значительные запасы берилла сосредоточены в редкометальных пегматитах южной части Южной Родезии (районы Солсбери, Матобо, Комитави и Бикита). Месторождение Бикита по запасам берилла и литиевых минералов относится к числу крупнейших в мире.

Редкометальное месторождение Бикита представлено телами грейзенизированных пегматитов, залегающих в древнейших образованиях Африки, сложенных зеленокаменными вулканогенными породами системы Булавааян, возраст которой по данным изотопного состава свинцов галенитов 2650 млн. лет. Пегматитовые тела

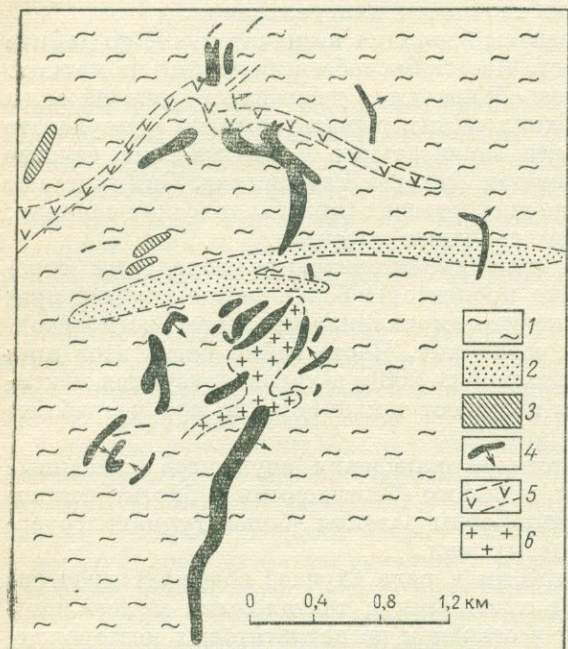


Рис. 37. Схематическая геологическая карта месторождений Бикита.

1 — зеленокаменные породы; 2 — осадочные сланцы; 3 — полосчатые железистые кварциты; 4 — пегматитовые тела и их падение; 5 — долериты; 6 — мелкозернистые граниты

простираются на расстоянии более 3 км в виде линзовидных даек и жил при мощности наиболее крупной дайки в среднем 275 м (рис. 37). В составе пегматитов преобладают альбит, кварц и мусковит; в зонах грейзенизации отмечаются лепидолит и берилл, тантало-ниобаты и другие минералы. Возраст пегматитов по лепидолиту 2850 млн. лет, что соответствует времени формирования вмещающих толщ.

Для пегматитовых полей Южной Родезии характерна приуроченность пегматитов к амфиболитам системы Булавааян. В ряде случаев они локализованы среди гнейсов, развитых в краевых зонах сланцевых толщ, и только в отдельных случаях вмещающими породами являются гнейсы, расположенные за пределами сланцевого пояса (Ackermann e. a., 1966).

Пегматиты сложены кварцем, альбитом, микроклином и слюдой. Берилл — обычный минерал для пегматитов, образует кристаллы различных размеров

при содержании в рудах 0,01—0,07% BeO_2 . Литиевые минералы (сподумен, лепидолит, амблигонит-монтебразит) встречаются во всех пегматитовых телах. Часто присутствуют касситерит, танталит, апатит, поллуцит, вольфрамит, гранат и марганцевые минералы.

В ЮАР редкометалльные пегматиты распространены в различных районах Трансвааля. В районе хребта Мурчисон известны пегматиты с бериллием и тантало-ниобатами. В этом районе разрабатывались изумрудные месторождения, приуроченные к контактовой зоне гранитов и метаморфизованных зеленокаменных образований системы Свазиленд. Изумруды образовывали скопления главным образом в биотитовых сланцах.

В пределах северной части Капской провинции располагаются многочисленные пегматитовые месторождения, которые связаны с гранито-гнейсами батолита Намакваленд, интродуцировавшего в отложения системы Кейс. Последняя представлена сланцами, кварцитами, граувакками и метаморфизованными вулканогенными породами основного состава. Редкометалльные пегматитовые тела приурочены главным образом к толщам метаморфических пород вблизи контактов с гранитным комплексом. Встречаются они также в гранитах, но в этих случаях тела пегматитов характеризуются незначительными размерами. Наиболее крупные редкометалльные пегматиты, развитые в метаморфических толщах, простираются на расстояния до нескольких километров при мощности в несколько десятков метров. Они обычно выдержаны по падению и простираению. Наиболее рудоносны мощные тела пегматитов, простирающиеся на несколько сотен метров. Редкометалльная минерализация в них обладает комплексным характером и представлена бериллом, минералами лития и тантало-ниобатами.

Главные пегматитовые месторождения Юго-Западной Африки, содержащие бериллий, литий и в меньшей степени тантал и ниобий, расположены в пределах северо-восточной части района Дамараленд, а также на юге, в районе правобережья Оранжевой, где пегматитовые поля служат продолжением пегматитовых комплексов Намакваленда (АРЕ).

Последние характеризуются значительным распространением берилловой минерализации и высокой продуктивностью. Пегматиты этого района так же, как и в Намакваленде, приурочены к метаморфическим толщам (кварцитам и кристаллическим сланцам), вмещающим гранитные комплексы. Они характеризуются линзовидной и пластобразной формой и различными размерами.

Минеральный состав и строение пегматитов различны. Чаще встречаются замещенные бериллоносные мусковит-альбитовые, сподумен-альбитовые и лепидолит-альбитовые разновидности. Кроме берилла промышленное значение имеют сподумен и лепидолит, а также танталит.

В районе Дамараленд пегматиты характеризуются преобладающей литиевой минерализацией, из них попутно добывается берилл. Для большинства пегматитов характерно зональное строение и развитие процессов замещения. Они обычно распространены в пределах докембрийских толщ вблизи гранитных массивов. Наиболее важна в промышленном отношении альбит-мусковитовая зона с бериллом, приуроченная к зальбандам пегматитов. Литиевая минерализация связана с центральными частями пегматитов, где преобладает кварц, а тантало-ниобаты сопровождают зоны альбитизации.

Редкоземельные пегматиты с бериллом, минералами лития, тантала и ниобия широко развиты в Запре. Они представлены линзовидными, дайкообразными и неправильной формы телами, залегающими в метаморфизованных толщах, а также на контактах с гранитоидами и в пределах развития гранитных

комплексов. Наиболее важны в практическом отношении тела пегматитов, приуроченные к метаморфическим сланцам. Оруденение связано с поздними пневматолито-гидротермальными процессами, которые сначала сформировали берилл, а затем литиевые минералы. В заключительные этапы образовались тантало-ниобаты и касситерит.

Многочисленные месторождения редкометалльных пегматитов известны во многих районах Африки (Руанда, Уганда, Берег Слоновой Кости и др.).

Месторождения берилла, связанные с докембрийскими пегматитами, наиболее широко распространены в Южной Америке. Бразилия занимает в настоящее время первое место в капиталистическом мире по запасам и добыче берилла, из которых около 90% приходится на месторождения редкометалльных пегматитов. Все месторождения редкометалльных пегматитов сосредоточены на северо-востоке (штаты Риу-Гранди-ду-Норти, Параиба и Сеара) и востоке (штаты Минас-Жерайс и Байя) страны, менее развиты они в штатах Рио-де-Жанейро, Сан-Паулу и др.

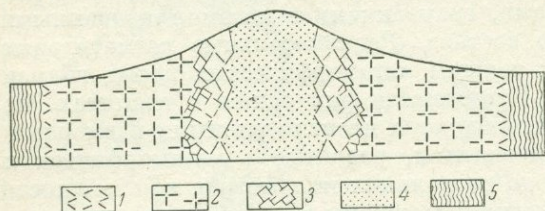


Рис. 38. Схема зонального строения пегматита Бор-боремы.

Зоны: 1 — краевая; 2 — боковая; 3 — промежуточная; 4 — кварцевое ядро; 5 — вмещающие сланцы

выделены серицитизированные кварциты, слюдистые сланцы, переслаивающиеся с кварцитами, конгломератами и аркозами. Выше они перекрыты мощной толщей гранат-слюдистых сланцев. Эти толщи интродуцированы многочисленными гранитными комплексами, представленными часто порфирированными микроклиновыми разновидностями, с которыми связаны пегматиты. Метаморфические процессы привели к формированию кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморизации и скарнированию карбонатных толщ. Все породы подверглись складчатости с образованием крупных антиклинальных структур с общим северо-восточным простиранием.

Пегматитовые тела залегают чаще в метаморфических породах в количестве многих сотен, из которых в настоящее время промышленными являются 370. По простиранию они прослеживаются до 1 км (обычно меньше) при мощности до 100 м. Форма их разнообразная, часто они обладают зональным строением.

Наиболее интересны в промышленном отношении зональные пегматиты. В них четко выражена граница между кварцевым ядром и остальными зонами (рис. 38). Ядра представлены разнозернистым агрегатом молочно-белого кварца, имеющего иногда розовый цвет. Кроме кварца встречаются кристаллы полевых шпатов и чешуй мусковита. В отдельных случаях в ядре наблюдаются друзы горного хрусталя и аквамарина, а также идиоморфные кристаллы берилла и танталита.

Промежуточные зоны, непосредственно примыкающие к кварцевому ядру и наиболее важные в промышленном отношении, характеризуются крупно-блоковым сложением. Они образованы крупными (иногда гигантскими) кристаллами микроклина, пространства между кристаллами которого заполнены кварцевым агрегатом. В этих зонах кристаллы берилла, сподумена, турмалина,

танталита, колумбита, иногда амблигонита, касситерита и мусковита также достигают крупных размеров. Боковые зоны сформированы крупнозернистыми выделениями микроклина и мусковита, сопровождаемых незначительным количеством различных рудных минералов. В краевых частях на контактах с вмещающими сланцевыми толщами пегматиты представлены маломощными слюдитовыми оторочками.

Аргентина обладает значительными запасами бериллия и играет видную роль в его добыче. Пегматитовые редкометалльные месторождения с бериллом приурочены главным образом к формациям позднего докембрия Пампианского массива, который образован блоковыми структурами краевой части Бразильского щита. Вмещающими породами являются гнейсо-мигматитовые комплексы и сланцевые толщи. Пегматитовые тела чаще характеризуются несогласным залеганием с вмещающими породами, размеры их по простиранию до 1 км (обычно 50—250 м) при мощности от 5 до 30 м.

Для пегматитов характерны процессы замещения и зональное строение. Главные компоненты в добываемых рудах представлены минералами бериллия и лития.

ЛИТИЙ

Большая часть запасов лития в настоящее время сосредоточена в США, Канаде, Чили и Мертвом море (Израиль, Иордания), на долю которых приходится более 80% ресурсов капиталистических стран. Кроме рассолов соляных озер, в которых содержится около половины запасов лития, важным источником лития остаются редкометалльные пегматиты натро-литиевого типа. В США добыча литиевого сырья осуществляется из рассолов и пегматитов и составляет более двух третей мировой продукции капиталистических стран. Добывают литий также в Канаде, Южной Родезии, Австралии и Намибии. В небольших количествах литиевое сырье производят Аргентина, Бразилия, Мозамбик, Уганда и ЮАР.

В Канаде основные ресурсы лития приурочены к пегматитовым месторождениям в провинциях Северо-Западные территории, Манитоба, Квебек и Онтарио. Для пегматитов этих районов характерна преобладающая литиевая минерализация с подчиненным значением берилла и других минералов редких металлов. Пегматитовые тела имеют форму линзовидных, жильных и пластообразных залежей и приурочены к докембрийским гнейсовым и сланцевым толщам. Наиболее древними являются пегматиты района Гурон-Клайм, расположенные в юго-восточной части провинции Манитоба, возраст которых 2650 млн. лет. Отмечаются также более молодые пегматитовые образования, вплоть до позднего докембрия (900—1000 млн. лет).

Наиболее важным месторождением редкометалльных пегматитов в Канаде является Берник-Лейк, обладающее крупнейшими запасами лития. В районе месторождения выявлены многочисленные пегматитовые тела, главное из которых представлено пологозалегающей залежью в амфиболитах с размерами по простиранию около 450 м и максимальной мощностью до 85 м. В строении пегматитового тела прослежены краевая (кварц-альбит-микроклиновая), боковая (пертит-кварц-альбит-мусковитовая), несколько промежуточных зон и ядро. Выделяются также зоны замещения — поллуцитовая, лепидолитовая и аплитовидно-альбитовая. Месторождение комплексное и содержит кроме лития значительные ресурсы цезия, тантала, бериллия и др.

В США докембрийские редкометалльные пегматиты известны в штатах Колорадо, Южная Дакота, Мэн и другие, среди них выделяется значительное количество пегматитовых тел с преобладанием литиевой минерализации (сподумена и лепидолита).

Литиевые минералы широко распространены в редкометалльных пегматитах докембрийского возраста в Южной Америке (Бразилия, Аргентина), Африке (Южная Родезия, Намибия, ЮАР, Уганда и др.) и Австралии.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ, ТАНТАЛ И НИОБИЙ

Нахождение редкоземельных минералов совместно с тантало-ниобатами уже отмечалось ранее для некоторых докембрийских пегматитов. Действительно, редкоземельные элементы с минерализацией монацитового, ортитового, ксенотим-циртолит-уранинитового и титано-тантало-ниобиевого характера широко распространены в некоторых пегматитах, залегающих в докембрийских гнейсово-мигматитовых толщах. Промышленное значение пегматитовой минерализации в общем невелико из-за незначительных размеров пегматитовых тел.

Более важны в практическом отношении месторождения редких земель, связанные с карбонатитовыми образованиями. Примером может служить одно из наиболее значительных месторождений редкоземельных элементов Маунтин-Пасс в США (штат Калифорния). В пределах месторождения развиты докембрийские метаморфические породы, интродуцированные телами гранитного, сиенитового и сиенит-шонкинитового состава. В этих породах выявлены многочисленные жильные карбонатные залежи, которые характеризуются секущими контактами с вмещающими метаморфическими толщами и породами сиенит-шонкинитового состава. В них выявлены многочисленные жильные карбонатные залежи, которые характеризуются секущими контактами с вмещающими метаморфическими толщами и породами сиенит-шонкинитового состава. На этой территории известно также штокообразное тело карбонатитов, приуроченное к гнейсам. Возраст карбонатитов по монацитам 900—1000 млн. лет.

Карбонаты в жилах слагают большую часть породы и представлены кальцитом, доломитом и анкеритом. Присутствует также барий, целестин, силикаты и редкоземельные минералы (в основном бастнезит, в меньших количествах паризит, монацит, ортит, церит), иногда встречаются сульфиды, апатит и магнетит. В отдельных случаях в карбонатитах отмечаются высокие содержания редкоземельных минералов (до 60%).

С карбонатитами также связаны крупнейшие месторождения ниобия, расположенные в Бразилии и Африке. Хотя основная часть редкометалльных карбонатитов приурочена к участкам развития докембрийских метаморфических формаций, вопрос о возрасте оруденения во многих случаях достоверно не решен, так как карбонатитовые залежи расположены обычно в структурных зонах, в которых тектоническая активность была длительной и возобновлялась в фанерозое.

Кроме того, крупнейшие карбонатитовые месторождения открыты в последние 10—15 лет и еще недостаточно изучены, поэтому с уверенностью к докембрию в настоящее время могут быть отнесены лишь немногие давно известные и хорошо изученные месторождения.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ УРАНА И ТОРИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для понимания генезиса урановых и ториевых месторождений большое значение имеет вопрос о формах их нахождения в различных горных породах литосферы. В изверженных горных породах уран и торий изоморфно замещают в акцессорных минералах химические элементы, имеющие близкий ионный радиус. Однако в форме изоморфного замещения находится только часть радиоэлементов породы. В. И. Вернадский допускал, что уран и торий находятся в состоянии повсеместного рассеивания в виде более или менее свободных атомов, проникающих через вещество Земли. К настоящему времени получен значительный материал, подтвердивший и значительно уточнивший это представление (табл. 25).

Радиоактивность осадочных горных пород имеет сложный и чрезвычайно пестрый характер. Она является результатом наложения ряда гипергенных процессов: выветривания, сноса, транспортировки, седиментации, диагенетических преобразований и эпигенетических изменений. При этом происходит коренное перераспределение урана и тория и неоднократное нарушение радиоактивного равновесия в их рядах.

В процессах метаморфизма мобилизуются соединения урана и он мигрирует с водными растворами. Радиоактивность метаморфических пород чрезвычайно разнообразна и отражает процессы первичной седиментации и другие факторы.

Следовательно, содержание радиоактивных элементов в докембрийских породах имеет тот же характер распространения, что и в более молодых аналогичных породах. Есть докембрийские области, обогащенные или обедненные торием и ураном, что создавало определенные предпосылки для формирования их рудных месторождений.

Согласно существующим в настоящее время представлениям все месторождения радиоактивных элементов можно подразделить на три класса: 1) эндогенные; 2) экзогенные; 3) метаморфогенные. Большинство советских геологов придерживаются следующей классификации урановых месторождений.

Эндогенные месторождения.

- I. Месторождения в магматических породах
- II. Пегматитовые месторождения:
 1. Гранитные пегматиты
 2. Пегматиты сиенитов
 3. Пегматиты нефелиновых сиенитов
 4. Пегматиты мигматитов
- III. Контактного-метасоматические (скарновые) месторождения
- IV. Гидротермальные
 1. Высокотемпературные:
 - а) давидитовая формация,

Содержание радиоактивных элементов в докембрийских горных породах (в $n \cdot 10^{-4}\%$)

Порода и ее местонахождение	Количество образцов	U	Th	Th/U	Литературный источник
Слюдяные граниты докембрийских щитов	100	5,7	33	5,8	
Северная Америка					
Граниты батолита Инченгид Рокс, штат Техас (США)	81	3,5	20	6,0	J. J. Rogers (1964)
Граниты Фронт Рендж, штат Колорадо (США)	38	5,0	25,5	5,1	G. Phair, D. Gottfried (1964)
Граниты Роки Маунтинс, штат Массачусетс (США)	24	2,2	16,0	7,7	G. Phair, D. Gottfried (1964) Д. Шой (1972)
Канадский щит					
Новый Квебек					
Кварц-полевошпатовые породы	84	2,5	8,0	3,2	
Алюмосиликатные породы	14	1,6	5,0	3,1	
Известково-фемические породы	7	0,8	4,0	5,0	
Сиенит-диоритовые породы	5	1,1	4,0	3,6	
Мраморы	4	0,7	2,0	2,9	
Кварциты	8	0,9	5,0	5,6	
Баффинова Земля					
Кварц-полевошпатовые породы	69	2,3	16,0	7,0	
Алюмосиликатные породы	17	1,5	14,0	9,3	
Известково-фемические породы	4	2,2	2,0	0,9	
Кварциты	2	0,3	1	3,3	
Юго-Западный Квебек					
Кварц-полевошпатовые породы	53	1,7	6	3,5	
Сиенит-диоритовые породы	29	1,1	9	8,2	
Известково-фемические породы	6	0,8	4	5,0	
Мраморы	7	1,3	7	5,4	
Кварциты	3	0,7	1	1,4	
Штат Саскачеван					
Кварц-полевошпатовые породы	18	4,3	13	3,0	

- б) бранеритовая формация,
 в) молибденит-уранинитовая формация.
 2. Средне- и низкотемпературные:
 а) пятиэлементная (U, Ni, Co, Bi, Ag) формация,
 б) смолково-карбонатная формация,
 в) смолково-кварц-карбонатная формация,
 г) смолково-флюоритовая формация.

- V. Метасоматические месторождения:
- а) собственно урановая формация,
 - б) железо-урановая формация,
 - в) медно-урановая формация.

Экзогенные месторождения

- I. Месторождения выветривания.
- II. Собственно осадочные.
- III. Осадочно-гидрогенные.
- IV. Осадочно-метаморфогенные.

В докембрии встречается большинство классов и типов месторождений урана. В качестве исходного сырья для урановой концентрации могут быть использованы непосредственно докембрийские гранитные породы, обогащенные ураном (и торием). Они представляют собой потенциальные источники радиоактивного минерального сырья, так как значительная часть урана, тория и некоторых других элементов может быть извлечена путем выщелачивания слабой кислотой.

Ввиду широкого распространения пегматитов в докембрийских формациях для докембрия имеют значение месторождения радиоактивных пегматитов. Пегматиты по условиям залегания и минералого-геохимическим особенностям связаны с массивами гранитов, причем пегматиты с редкоземельной и урановой минерализацией группируются в краевых частях батолитов. В зависимости от характера этой группировки Э. Хейнрих (1962) и другие авторы выделяют:

1. Внутренние пегматиты — пегматиты, залегающие внутри батолита.
2. Краевые пегматиты — пегматиты, сосредоточенные в краевых зонах батолита.
3. Внешние пегматиты, залегающие вне батолита, обычно в непосредственном экзоконтакте.

Гидротермальные месторождения урана в докембрии весьма разнообразны и генетически связаны с кислыми изверженными породами. Лучше всего они изучены на территории Канадского щита и Австралии.

К метасоматическим и скарновым месторождениям относятся, вероятно, некоторые месторождения неясного генезиса.

Осадочные месторождения урана приобретают все более важное значение. Известны многие концентрации урана в осадочных толщах, связанные с накоплением органического вещества, а также россыпи радиоактивных минералов. Для докембрия особенно важен последний тип месторождений, известных под названием древних ураноносных (и золотоносных) конгломератов.

Торий является существенным спутником многих эндогенных месторождений урана, что объясняется его геохимическими свойствами. Кроме того, отмечается тесный парагенезис тория с редкоземельными минералами в нефелиновых сиенитах и некоторых карбонатитах. Выделяется несколько специфических типов существенно ториевых месторождений, имеющих промышленное значение. Из эндогенных к ним относятся: ториеносные карбонатиты и гидротермальные кварц-монацитовые и кварц-торитовые жилы. В результате разрушения коренных монацитоносных докембрийских пород формируются аллювиальные и прибрежно-морские россыпи.

Существенно ториевые гидротермальные месторождения распространены относительно мало. К докембрийским месторождениям этого типа относятся кварц-монацитовые жилы Южной Африки в северо-западной части Капской провинции, залегающие в разгнейсованных гранитах. Большое количество

кварц-торитовых жил находится в Северной Америке в штате Колорадо — в районах Паудерхорн и горы Уэт. Они залегают среди кристаллических сланцев, гнейсов и кварцитов, прорванных небольшими телами докембрийских сиенитов, альбитовых сиенитов и дайками основных пород. В общем генетические типы месторождений тория в докембрии значительно менее разнообразны, чем месторождения урана.

В связи с широким развитием поисковых работ на уран большое значение приобретает проблема выделения металлогенических эпох и провинций урана. Урановую провинцию можно определить как обширную площадь с неопределенными границами, в пределах которой урановые месторождения и горные породы, богатые ураном, сравнительно широко развиты. При этом месторождения в одной провинции могут быть представлены несколькими типами разного возраста.

Выделение ураноносных металлогенических эпох первоначально производилось в слишком общем виде. Например, Э. Хейнрих (1962) считал, что большая часть месторождений урана попадает в одну из следующих возрастных групп: ларамийскую и третичную, герцинскую и докембрийскую, считая, однако, что в докембрии было несколько эпох урановой минерализации.

Э. Хейнрих выделил семь главных металлогенических провинций, из которых пять содержат месторождения докембрийского возраста. Они охватывают: западные штаты Северной Америки, включая передовой хребет Колорадо; узкий пояс вдоль южной и западной границ Канадского щита; полосу вдоль восточной окраины Бразилии; широкий прерывистый пояс, протягивающийся через Южную Африку: Катангу, Родезию, Витватерсранд, Восточную Африку, Мозамбик, Мадагаскар; обширную австралийскую провинцию, включающую Северную, Восточную и Южную Австралию, район Катерин-Дарвин, Северную территорию; район Маунт-Айза — Клонкерри, Квинсленд, Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс, Радиум-Хилл и Маунт-Пейнтер.

В советской литературе проблема выделения металлогенических провинций урана была освещена в работе М. М. Константинова и Е. Я. Куликовой «Урановые провинции» (1960). Провинции с промышленными месторождениями урана отличаются от всех других наиболее значительными вариациями в возрасте и типах месторождений. Выделяют следующие основные группы урановых провинций:

1) ураноносные провинции, расположенные в пределах докембрийских щитов и платформ;

2) ураноносные провинции, связанные с геосинклинальными областями палеозойского и более молодого возраста.

В металлогенических провинциях докембрийских щитов сосредоточены основные разведанные запасы урана капиталистических стран, составляющие около 70% всех известных запасов. К первой группе М. М. Константинов, В. Н. Котляр и другие относят Канадский пояс, Южно-Африканскую провинцию, пояс Заира и Замбии, Австралийский пояс, Бразильскую и Индийскую провинции.

Урановые и урано-ториевые минералы пригодны для определения возраста по накоплению радиогенных изотопов свинца, поэтому для всех урановых месторождений докембрия возраст определен. Однако почти во всех случаях наблюдается разброс полученных возрастных значений. Это связано с тем, что после первоначальной минерализации в пределах месторождений происходили вторичные процессы (метаморфизм, гидротермальная деятельность, выветривание и др.), которые вызывали миграцию урана, свинца или того и другого

вместе. Наблюдаются весьма частые случаи выноса радиогенного свинца, что приводит к занижению возрастных значений. Поэтому при установлении возраста месторождений урана следует соблюдать особую осторожность. В случае разброса возрастных значений нужно различать возраст первой минерализации и возраст последующих геохимических событий.

Оценка возраста рудных месторождений урана была выполнена Г. В. Войткевичем и В. М. Чайкой (1963) и В. А. Евстрахиным (1967). Крупнейшие месторождения урана приходятся на докембрий (табл. 26).

Таблица 26

Эпохи урановой минерализации по радиологическим данным.
По Г. В. Войткевичу, В. М. Чайке (1963)

Возраст, млн. лет	Месторождения	
	эндогенные	экзогенные
55—70	Фронт Рендж, штат Колорадо (рудные жилы). Рудные жилы батолита Боулдер	Карнитовые месторождения плато Колорадо
200—250	Яхимов, Чехословакия. Бигай, Франция (гидротермальные)	
450 (?)		Минерализация в сланцах Кольма, Швеция
490		Шералит из россыпей Траванкор, Индия
565	Тете, Мозамбик (давидитовая формация)	
600—650	Шинколобве, Заир (медно-урановые месторождения); оз. Хотта, Канада (гидротермальные)	Монацитовые-сланцы Мартинсвилла, штат Виргиния, США
800 (?)		Слейсбек, Австралия
1000—1100	Кер-д'Ален, штат Айдахо, США. Маунт-Айза, скарновые и гидротермальные месторождения	Австралия
	Стинкампскрааль, ЮАР (гидротермальные монацитовые жилы)	
1300—1500	Большое Медвежье озеро, Канада (гидротермальные рудопроявления)	
1540 ± 100	Радим-Хилл, Австралия (давидитовая формация)	
1700—1750	Крокерс-Уэлл, Австралия (давидитовая формация)	Урановая минерализация Блайнд-Ривер, Канада
1600—1650	Боб-Ингерсолл, штат Южная Дакота, США (литиевые пегматиты)	
1800—2000	Пегматитовые месторождения Шарлебуа, Атабаска (первичное урановое оруденение) Канада. Биверлодж, Канада (гидротермальные месторождения). Пегматиты Северной Фенноскандии	
2500—2700		Первичное оруденение Витватерсранда, ЮАР: детритовые монацит и циркон Блайнд-Ривер, Канада

В докембрии устанавливается не менее девяти эпох урановой минерализации, имеющей промышленное значение. Однако эти эпохи далеко не равноценны. По данным размещения уранового оруденения в зависимости от возраста

пород и урановых месторождений В. А. Евстрахин выделил пять главных урановорудных эпох.

1. Поднемезозойская — третичная	130—50 млн. лет
2. Позднепалеозойская (девон — пермь)	320—200 млн. лет
3. Позднерифейская — раннепалеозойская	700—450 млн. лет
4. Среднерифейская	около 1200 млн. лет
5. Раннепротерозойская	2000—1800 млн. лет

Эпоха среднего докембрия наиболее продуктивна в отношении урана. Некоторые геологи к этой эпохе относят месторождения с суммарными запасами 65% общих запасов урана в промышленных месторождениях капиталистических стран. Ранее эту эпоху относили к границе архея — протерозоя. Очевидно, эта урановорудная эпоха связана главным образом с тектонической активностью и массовой гранитизацией, что привело к образованию пегматитовых и гидротермальных месторождений, а также вызвало переотложение и перераспределение рудных материалов, ранее возникших осадочным путем в результате эрозии чрезвычайно древних континентальных ядер.

МАГМАТОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Магматогенные месторождения урана и тория развиты почти во всех докембрийских щитах разных континентов. Наиболее типичны пегматитовые, гидротермальные и отчасти контактово-метасоматические (скарновые) месторождения. В пределах Канадского щита эндогенные месторождения урана развиты преимущественно в двух геологических провинциях: Черчилл — Атабаска и Большого Медвежьего озера, отчасти в провинции Гренвилл.

Район урановых месторождений оз. Атабаска сложен двумя основными комплексами пород: серией Тайзин, представляющей собой сильно метаморфизованную толщу, и более молодой серией Атабаска, состоящей из обычных осадочных пород. Урановая минерализация фактически наложена на обе серии. Пегматиты в районе озер Викинг и Шарлебуа залегают в серии Тайзин, и взаимоотношения их с серией Атабаска неизвестны. Для уранового оруденения провинции характерны два типа: 1) пегматиты озер Шарлебуа и Викинг, 2) рудные кварцевые жилы районов Голдфилдс, Гуннар и др.

В районе оз. Шарлебуа наиболее распространены биотитсодержащие нечистые кварциты и кристаллические сланцы. Роговообманковые гнейсы и сланцы развиты лишь местами и частично являются, вероятно, измененными эффузивами или дайками и силлами. Урановое оруденение приурочено к фациям белых мелкозернистых пегматитов и некоторым связанным с ними гнейсам. Оруденелые пегматиты имеют темно-серую окраску и отличаются присутствием значительных количеств слюды и темного дымчатого кварца. Полевые шпаты представлены олигоклазом и калиевым полевым шпатом. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, сфен, турмалин, пирит, пирротин, молибденит. К ним приурочен уранинит, размеры зерен которого в среднем 0,2 мм.

Генезис ураноносных пегматитов связывается с эволюцией гранитной магмы в данном районе. Согласно представлениям Дж. Модели, магма кристаллизовалась медленно, и остаточный расплав тектоническими движениями был выжат к вершине и бокам затвердевающей массы. Подвижные флюиды

при этом проникали и замещали наиболее сланцеватые разности вмещающих пород. В результате около гранитов и параллельно их контактам возникали зоны мигматитов.

Пегматиты в зоне мигматитов по структуре и минеральному составу сходны с соседними гранитами, но отличаются большими размерами зерен плагиоклаза и его повышенной основностью. Повышенное содержание кальция в пегматитах объясняется, по-видимому, реакцией магматических расплавов с осадочной толщей известкового характера. Эти расплавы явились источником уранового оруденения. Такое объяснение генезиса месторождения не является единственным. Возможно, что часть урана мобилизовалась из вмещающих пород в результате их глубокой метаморфической переработки, перекристаллизации и частичного переплавления. Такая гипотеза относительно хорошо объясняет простой минеральный состав руд. Многие редкие элементы в них отсутствуют.

Второй тип месторождения урана развит в районе Голдфилдс к северо-востоку от оз. Биверлодж. К этой группе относятся месторождения Эйс, оз. Мартин, Игл, Никольсон. Первичным урановым минералом обычно является настуран, находящийся в жилах, линзах и системах прожилков. Жильные минералы представлены в основном карбонатами, но могут присутствовать также кварц и хлорит. На месторождении Никольсон руды содержат заметные количества кобальт-никелевых арсенидов и других рудных минералов.

В пределах рудной провинции большинство месторождений со сложной минерализацией имеют северо-западное простирание, в то время как месторождения с простой минерализацией простираются преимущественно в северо-восточном направлении. Текстуры руд во многих жильных месторождениях свидетельствуют о формировании их путем выполнения открытых полостей. Детальное изучение изотопного состава радиогенных свинцов месторождений гидротермального типа, проведенное Ф. Эккельманом и Дж. Л. Калпом, показало значительные аномалии возрастных значений, распространенные регионально по всему рудному полю, а не в каком-либо одном месте.

В образцах урановой смолки более поздней генерации встречаются включения свинцовых минералов — галенита и клаусталита, которые возникли в результате отложения более древнего радиогенного свинца, выщелоченного из первичных образцов урановой смолки. Изотопный анализ свинца из этих минералов показывает присутствие в галените и клаусталите почти исключительно радиогенного свинца, что подтверждает их вторичное происхождение. В результате обобщения изотопных данных было установлено, что после первичного отложения урановой смолки (1900 ± 40 млн. лет) наступило два периода удаления радиогенного свинца в интервалах 1200 и 150 млн. лет. Это подтверждают и отношения Pb^{207}/Pb^{206} радиогенного свинца в клаусталите и галените.

Район оз. Атабаска представляет собой обширную провинцию месторождений урановой смолки жильного типа. Месторождения урана сформировались в несколько стадий минерализации. По данным Л. С. Бика (Beck, 1970), образование первичной урановой смолки произошло в течение гудзоновского тектоно-магматического этапа после регионального метаморфизма. Последующие отложения урановой смолки связаны с ее перераспределением и отложением, обусловленными местными тектоно-термальными условиями.

Вопрос о первичных источниках урана остается неясным. Уран мог мигрировать из вмещающих пород или из глубин. По данным Ф. В. Джонса (Johns, 1970), в 1968 г. в районе оз. Улластон были открыты урановые месторождения вблизи восточной границы распространения песчаников Атабаска. Эти песчаники характеризуются высокой чистотой и содержат почти 100% кварца.

В основании серии обнаружена порода, состоящая из кварца, сцементированного материалом, похожим на тальк и каолин. Урановые минералы — отенит и фосфуранилит — обнаружены в базальных слоях песчаниковой серии к северу от оз. Мидл. Урановые концентрации могут ожидать на глубине Доатасбасской депрессии. Таким образом, первичное оруденение в основании серии Атабаска могло быть источником уранового оруденения при гидротермальных процессах, наложенных на серию.

Провинция Большого Медвежьего озера расположена в крайней северо-западной части Канадского щита (северо-западная территория Канады) и прилегает к Большому Медвежьему озеру. Для этой провинции характерно обширное проявление уранового оруденения, имеющего промышленное значение. Главным минералом является урановая смолка, по которой выполнены довольно многочисленные возрастные измерения свинцово-изотопным методом. Исследовался изотопный состав галенитов из этого же района.

Урановые руды начали разрабатываться в 1933 г. для получения радия. Область оруденения Большого Медвежьего озера сложена в основном сильно метаморфизованными породами гнейсового характера. Они объединяются в серию Это-Бей (залива Эхо), прорванную гранитами и гранодиоритами. Весь этот комплекс пород прорывают диабазовые дайки, подразделяющиеся в возрастном отношении на более древние и более молодые.

Согласно условиям залегания более древние диабазовые дайки сформировались до образования рудных жил со смолкой, по которым определялся изотопный возраст. Более поздние диабазы пересекают рудные жилы. Таким образом, формирование рудных жил со смолкой происходило в интервале между образованием двух комплексов дайковых пород.

Группа месторождений Большого Медвежьего озера относится к так называемой пятиэлементной формации (U — Ni — Co — Bi — Ag). Главными месторождениями района являются Эльдорадо и Контакт. Рудные жилы имеют субмеридиональное простирание (рис. 39) и пересекают группу Это-Бей. Мощность их 2,5—3,0 м. Основным жильным минералом является кварц.

На месторождении Эльдорадо выделено четыре стадии минерализации: 1) настуран, кварц, сульфиды и арсениды никеля и кобальта, гематит, молибденит; 2) кварц, сульфиды и арсениды никеля и кобальта, самородный висмут; 3) доломит, сульфиды свинца, цинка и меди; 4) родохрозит, сульфиды меди и серебра, самородное серебро. Средний возраст урановых смолк месторождения 1400 ± 50 млн. лет, т. е. месторождение относится к верхнему докембрию. Однако в пределах всего рудного поля отмечается расхождение возрастных значений, что связано с переотложением и выносом некоторой доли радиогенного свинца. Вынос этот не особенно велик, поскольку расхождения группируются в интервале 1100—1400 млн. лет. Ф. Эккельман и Дж. Л. Калл считают, что первоначально смолка отложилась 1450 млн. лет назад. Образцы, отобранные с разных глубин рудников Эльдорадо, показали близкое соотношение радиогенных свинцов, поэтому можно считать, что эффект потери свинца, вызывающий разброс возрастных значений, связан не с выветриванием, а с глубинными эндогенными процессами, проявившимися после отложения первичной смолки.

Ряд проявлений урановой минерализации обнаружен к югу от Большого Медвежьего озера в районе оз. Хотта, севернее Большого Невольничьего озера. Другим районом урановых рудопроявлений является восточное побережье оз. Верхнего в провинции Онтарио, где урановая минерализация была обнаружена в 1948 г.

Гранитные пегматиты широко развиты в разных геологических провинциях Канадского щита. К ним относится 40% общего числа зарегистрированных радиоактивных проявлений. Урановые минералы — уранинит и тантало-ниобаты — наиболее часто встречаются в пегматитовых телах, богатых калиевыми полевыми шпатами. Как отметил еще А. Элсворт, типичные канадские пегматиты, содержащие уранинит, исключительно богаты кварцем, составляющим свыше половины пегматитовых тел. Многие гранитные радиоактивные пегматиты развиты в провинции Гренвилл в Онтарио, в округах Уилберфорс, Беснер, Парри-Саунд. Возраст их по свинцово-изотопному методу датирован довольно точно $1050 \pm \pm 50$ млн. лет. Пегматиты эти имеют небольшое промышленное значение.

В пределах США в отдельных выступах докембрийского фундамента встречаются пегматиты с признаками уранового оруденения. Месторождения гидротермального типа наложены на верхнедокембрийскую серию Белт на западе США.

Округ Кер-д'Ален в штате Айдахо представляет собой богатую рудную провинцию с широко развитыми золото-вольфрамовыми, серебряно-свинцово-цинковыми, медными и серебряными рудами. Серия Белт подразделяется здесь на шесть формаций, из которых формация Сент-Риджис отмечается интенсивным оруденением. Она сложена преимущественно тонкослоистыми красно-серыми кварцитами и аргиллитами со слоями массивных кварцитов. Общая мощность 300—420 м. В пределах округа породы этой формации подверглись интенсивной складчатости и разбиты сбросами преимущественно северо-западного простирания. Рудные тела представлены жилами, состоящими в основном из сидерита, кварца, анкерита, отчасти барита. Несмотря на длительный срок разработки руд в округе, уранинит впервые был обнаружен в 1949 г. на руднике Сантайн.

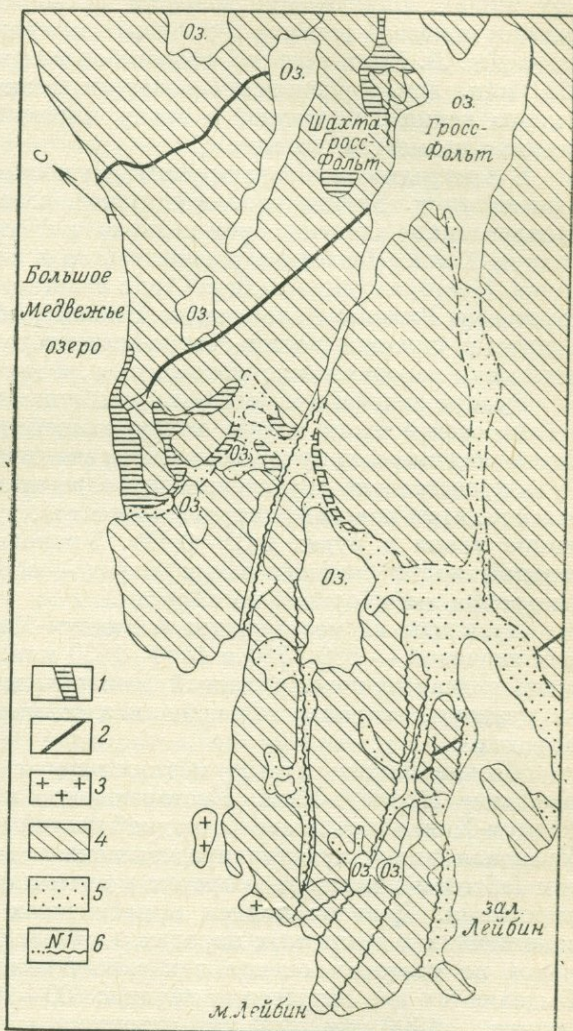


Рис. 39. Район рудника Эльдorado, Большое Медвежье озеро), Канада. По А. Джолиффу, Дж. Мейтману и др.

1 — поздние кварцевые диабазы; 2 — ранние диабазы; 3 — граниты; 4 — группа Эхо-Бей (нижний отдел) — массивный кристаллический туф, тонкополосчатый роговик, полевешатый порфир, роговообманново-полевешатый порфир; 5 — наносы; 6 — сброс, зона разлома и (или) рудная жила

Впоследствии оказалось, что урановые рудопоявления здесь наиболее значительные по сравнению с другими рудниками.

Урановая смолка встречается на различных горизонтах рудника в небольших жилах. Определение возраста урановых минералов свинцово-изотопным методом показало разброс возрастных значений 712—1190 млн. лет. Ф. Эккельман и Дж. Л. Калл считают, что наиболее вероятный возраст оруденения 1100—1200 млн. лет. Расхождение возрастных значений связано с потерей радиогенного свинца, вероятно, в эпоху ларамийского диастрофизма, оказавшего влияние на месторождение.

В Австралии наиболее крупные урановые месторождения относятся к эндогенному типу. Давидитовое оруденение, связанное с гранитоидами и имеющее промышленное значение, установлено в Южной Австралии в месторождении Радиум-Хилл. Последнее располагается в 340 км к северо-востоку от г. Аделаида. Месторождение Радиум-Хилл залегает в западной части района развития комплекса Вилаяма, сложенного главным образом гнейсами. Гнейсы собраны в крутые складки восток-северо-восточного простирания и прорваны магматическими породами основного состава, а также пегматитами нескольких типов.

Рудные залежи приурочены к трещинам и сбросам на юго-восточном крыле и близ осевой части полого погружающейся антиклинали. Все залежи имеют крутое падение и приурочены к зонам скалывания в полосчатом очковом гнейсе. Руда представлена грубозернистым агрегатом из минеральных прорастаний — биотита, ярко-розового кварца, ильменита, рутила, гематита и давидита. Содержание урана в рудах 0,05—0,4%. Урановая минерализация моложе значительной части магматических пород — основная ее фаза проходила после внедрения амфиболитов по сбросам.

Давидиты из месторождений Радиум-Хилл показали две группы возрастных значений — 690—780 и 1490—1530 млн. лет. В связи с этим можно допустить и два периода урановой минерализации: один связан с гранитными интрузиями, второй с дальнейшим заполнением трещин в гранитизированных породах.

Близко к типу месторождения Радиум-Хилл давидитовое месторождение Крокерс-Уэлл. Месторождение находится в 80 км северо-западнее Радиум-Хилла и залегает в западной части района развития комплекса Вилаяма. Урановая минерализация представлена главным образом ториевым браннеритом (абситом), который встречен в адамеллитах по зонам нарушения и брекчирования. Давидит найден в пегматитах и первичных кварцевых жилах, залегающих в гранитных породах. Определение возраста радиоактивных минералов по изотопам свинца показало большой разброс возрастных значений. Выделяются две возрастные группы: 600—900 и 1630—1700 млн. лет. Вторая группа (~1700 млн. лет) характеризует возраст первичной давидитовой минерализации; более молодой возраст характерен для браннеритов, отложившихся значительно позднее.

Среди других эндогенных урановых месторождений Австралии можно отметить давно известное месторождение Маунт-Пейнтер в южной части материка, а также месторождение Маунт-Айза и Клонкарри в северо-западной части провинции Квинсленд. Возраст монацита из рудника Айза-Майн в Квинсленде равен 1000 млн. лет.

На полпути между Маунт-Айза и Клонкарри находится месторождение Мэри-Катлин, представленное радиоактивной гранатизированной зоной в слоях серии Корелла. Зона находится между двумя гранитными массивами. Слои Корелла разделяются на три свиты (части): верхняя состоит преимущественно

из кремнистых пород, средняя сложена в основном известковыми и известково-силикатными породами с горизонтом брекчий и конгломератов, нижняя состоит из измененных лавовых потоков основного состава с участками метаморфизованных пород.

Западнее и восточнее рудного тела залегают граниты разного состава. Западные слюдяные и гнейсовые граниты возникли при гранитизации первичных пород. Восточные граниты носят более интрузивный характер. В них отсутствуют слюды и они часто становятся порфиризовидными. Летучие, связанные с этими гранитами, вызвали метасоматоз и образование скарнов. Скарновые породы сложены главным образом диопсидовыми гранулитами или фельдшпатизированными брекчиями, обогащенными гранатом, в которых в небольшом количестве находятся ортит и апатит в виде межзерновых агрегатов или неправильных прожилков. Рудные тела имеют неправильную форму и залегают непосредственно в скарновых породах.

Переход от скарнов к рудам постепенный. Минеральный состав руд характеризуется различным соотношением артита, апатита, граната, уранинита и продуктами его вторичного изменения, присутствуют диопсид, роговая обманка, скаполит, полевошпат, кальцит, а также сульфиды, которые не имеют широкого распространения и рассеяны в виде мелких зерен халькопирита, пирита или марказита. Главным рудным минералом является уранинит, который рассеян на большей части месторождения в виде неправильных овальных зерен размером 0,1—0,001, редко 2—3 мм. Идиоморфные кристаллы уранинита встречаются весьма редко.

Рудное месторождение Мэри-Катлин по происхождению контактово-метасоматическое. Оно образовалось в результате воздействия гранодиоритового плутона на известковые породы вблизи благоприятной геологической структуры.

Согласно А. У. Дж. Уиттлу, изучавшему минеральные взаимоотношения на месторождении, процесс дифференциации плутона закончился концентрацией металлических компонентов гранодиоритов, которые ввиду обилия летучих — фосфора, бора, фтора и серы — удержались в растворенном виде в кремнистых флюидах, оставшихся после кристаллизации магмы. Поскольку вмещающие породы были нарушены трещиноватостью и сбросами, эти растворы легко в них проникали. Вблизи плутона оказалась благоприятная геологическая структура, а также залежали осадочные породы с высокой реакционной способностью, что благоприятствовало концентрации элементов и формированию рудных тел. Свинцы, отобранные Дж. Ричардсом из серии Корелла, показали модельный возраст 1580 млн. лет, что относительно хорошо согласуется с возрастом первичной давидитовой минерализации Радиум-Хилл.

В штате Северная территория Австралии в районе Катарин-Дарвин имеются довольно многочисленные урановые рудопроявления, из которых наиболее крупным является месторождение Рам-Джангл. Оно расположено на юго-юго-восток от г. Дарвинг и приурочено к графитовым кварц-серицитовым сланцам. Эти сланцы представляют собой части протерозойской толщи, сложенной тонкослоистыми кварцитами, конгломератами, доломитами, плитчатыми известняками, аргиллитами и графитовыми кварц-серицитовыми сланцами.

Осадочные толщи образуют куполообразные поднятия под воздействием интрузий гранитов Рам-Джангл. Граниты имеют согласные контакты. Район разбит сбросом Джайантис-Риф северо-восточного простирания. Оруденение Рам-Джангл приурочено к северо-западному крылу сброса. Оруденение распределяется по трещинам, сбросам, плоскостям сланцеватости и в меньшей степени

по напластованию. В рудных телах и вмещающих породах насчитывается 34 минерала. Главным радиоактивным минералом является урановая смолка. Из первичных минералов в рудах встречаются халькопирит, борнит, бурнонит, пирит и уранинит. Отмечаются следы сфалерита и гематита. Халькопирит замещает уранинит и пирит. Определение возраста гранита Рам-Джангл показало 1700 млн. лет (по аргоновому методу). Возраст уранинита, установленный химически, 650 млн. лет. Эта величина далека от желаемой точности и поэтому

Таблица 27

Возраст уранинитов Северной территории

Месторождение	Возраст, млн. лет		
	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{207}/Pb^{206}
Брокс-Крик	576 ± 17	627 ± 80	816
Река Аделаида	1450 ± 30	1110 ± 75	470 ± 250
Слейсбек	305 ± 3	370 ± 25	816 ± 150
Эль-Шарана, обр. 1	605 ± 1	743 ± 5	1196 ± 18
» обр. 2	388 ± 1	447 ± 2	766 ± 12
Палетте, обр. 1	683	695	720 ± 2
» обр. 2	612 ± 2	635 ± 7	719 ± 30
» обр. 3	500 ± 1	507 ± 3	533 ± 30
» обр. 4	509 ± 1	506 ± 3	494 ± 18
» обр. 5	476 ± 1	542 ± 1	729 ± 60

полученные возрастные значения не позволяют прийти к определенным генетическим выводам.

Минерализация в пределах рудного поля носит сложный характер. Главные рудные тела на месторождении представлены залежами Уайт и Дисон. По мнению У. М. Робертса (1965), детально изучившего залежь Уайт, урано-медная минерализация месторождения Рам-Джангл связана с гидротермальными процессами, которые протекали в течение двух фаз, разделенных периодом деформаций. В первой фазе образовались пирит и урано-

раздроблены во время деформации. Сульфиды меди, кобальта и свинца образовались позднее и заместили пирит и урановую слюдку. Пока что неясен вопрос относительно генезиса месторождения. У. М. Робертс считает, что гидротермы, вызвавшие оруденение, были связаны с гранитной интрузией.

Месторождения, подобные Рам-Джангл, встречаются и в других местах Северной территории, в районах р. Саут-Аллигатор и Слейсбек. В районе р. Саут-Аллигатор минерализованная зона залегает параллельно главному сбросу в непосредственной близости с брекчией рифового известняка. На руднике Эль-Шарана настуран встречается вместе с галенитом. Данные свинцово-изотопного метода для минералов урановых месторождений Северной территории (Greenhalgh, Jeffrey, 1959) представлены в табл. 27.

Наблюдается большой разброс возрастных значений, связанный главным образом с выносом радиогенных свинцов после образования урановых минералов. Вероятный возраст первичной урановой минерализации Слейсбек и Эль-Шарана 800—1200 млн. лет, что указывает на верхний докембрий.

Для района Катарин-Дарвин характерна связь урановой минерализации с антиклиналями, подвергнутыми разрывным нарушениям, с северо-восточными сбросами и участками дробления трещиноватых пород. Для многих месторождений характерно секущее положение по отношению к первичным структурам вмещающих пород, тесная пространственная связь с радиоактивным гранитом, горизонтальная зональность, выражающаяся в чередовании зон, обогащенных медью, с зонами, бедными этим металлом, присутствие кобальта.

В Африке имеются многочисленные урановые месторождения магматогенного генезиса: пегматитовые, гидротермальные, метасоматические. Однако все они (за исключением района Шинколобве) относительно маломощные, с небольшими запасами.

В Мозамбике рудный район расположен на р. Мавузы, притоке р. Замбези. Район месторождения сложен докембрийскими гнейсами, сланцами, мраморами и гранитами; имеется габбро-норитовый интрузив и серия секущих его даек. Урановая минерализация представлена давидитом, возраст которого по свинцовому методу 565 млн. лет, что соответствует границе кембрий — протерозой. Давидитовая минерализация приурочена к трещинам и зонам скола, в сильно измененных основных породах давидит генетически связан с тремя типами жильного образования:

- 1) скаполит-кальцитовым, наиболее обычным на руднике Мавузы;
- 2) пироксенитовым, где давидит встречается в грубозернистых линзах, состоящих преимущественно из диопсида, местами появляются кварц и кальцит;
- 3) тонкозернистым плагиоклаз-кальцитовым, где давидит находится в кальците в тонком проращении с натриевым плагиоклазом.

Месторождение возникло в результате магматической сегрегации и позднемагматического замещения. Формирование рудных тел происходило на поздних стадиях образования трещин, последовавшего после внедрения и консолидации норитовой массы. Источник оруденения неясен. К. Девидсон допускал, что минеральное вещество было привнесено в основные породы подвижными растворами из подстилающих гранитов.

Радиоактивные пегматиты широко развиты на о. Мадагаскар, а также в районе Гордония, к северу от р. Оранжевой в Южной Африке. Урано-торианитовые месторождения встречаются на о. Мадагаскар в линзах пироксенита, залегающих в докембрийских сланцах. Однако сама минерализация относится по времени к нижнему палеозою несмотря на то, что она наложена на породы докембрия. Месторождения приурочены к субмеридиональной дугообразной зоне длиной 150 км и шириной 30—40 км.

Кварц-монацитовые жилы с содержанием 75% монацита находятся в северо-западной части Капской провинции у Стинкепс-краала. Жилы залегают в докембрийских гранито-гнейсах, сложены кварцем, апатитом, магнетитом, ильменитом, пиритом, халькопиритом. По данным К. Девидсона и Э. Хейнриха, жилы относятся к гидротермальным месторождениям.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для осадочных месторождений урана наиболее характерны докембрийские ураноносные конгломераты, развитые преимущественно в породах среднего и верхнего докембрия на разных материках. Менее характерны и более редки месторождения, связанные с битуминозными породами, сланцами и др. Для тория характерны морские россыпи преимущественно молодые (включая современные), но возникшие из докембрийских пород.

Месторождение Витватерсранд известно как крупнейшее в мире месторождение золота. Урановая минерализация в конгломератах Витватерсранда обнаружена значительно позже. Основные геологические особенности месторождения были уже описаны в разделе о золоте. Месторождение Витватерсранд представляет собой огромный рудный район в пределах Южной Африки. Впервые уран был обнаружен здесь в 1923 г. в шлихах обогатительных фабрик. С 1945 г. начаты были интенсивные исследования и поиски урана.

Рудные пласты мощностью 1,5—1,6 м обычно группируются в конгломератные пачки по 3—4 пласта и часто прослеживаются на расстояние нескольких десятков километров. Главным минералом урана является уранинит, реже — урановая смолка и тухолит.

Вся система Витватерсранд представляет собой мощную толщу конгломератов и других кластических отложений мощностью до 6000—7000 м. В разрезе выделяются шесть свит.

Верхний отдел (2700 м)	6. Элзбург-Кимберли 5. Мейн-Берд
Нижний отдел (4500 м)	4. Джемстаун 3. Гавенимент-Риф 2. Хоспител-Хилл 1. Доминьон-Риф

Нижний отдел состоит из гравелитовых кварцитов и зеленых филлитов, которые перекрываются андезитовыми лавами и туфами. Верхний отдел сложен главным образом осадочными породами — кварцитами, разделенными сланцевыми породами и филлитами; встречаются мощные прослои конгломератов. Свиту Доминьон-Риф в последнее время рассматривают как самостоятельную серию.

При определении возраста уранового оруденения в золотоносных конгломератах системы Витватерсранд оказалось, что наиболее частые случаи совпадения возраста относятся к величине Pb^{207}/Pb^{206} , полученной по уранинитам (рудные районы Суб-Нигель, Меривейл). Полученный при этом возраст 1900—2000 млн. лет практически совпадает с явно геологически более молодым образованием Бушвельдского комплекса, который по условиям залегания моложе Витватерсранда и перекрывающих его систем Трансвааль и Вентерсдорп. В связи с этим проблема генезиса уранового оруденения оказалась сложной.

У. Либенберг и П. Рамдор обнаружили несколько генераций минералов, причем первичная генерация представлена кластическими минералами. А. Дж. Бургер, Л. О. Николайсен и Дж. В. Виллиерс (Burger e. a., 1962) провели измерение изотопного состава свинца из 41 образца галенита из различных месторождений Витватерсранда и Оранжевой Республики. Некоторые галениты показали большое количество радиогенного свинца, что связывается с потерями радиогенного свинца уранинитами Витватерсранда.

На основании изотопных данных было высказано предположение, что в прошлом существовали зерна первичного «материнского» уранинита, которые подвергались химическим изменениям. Таким образом, современные ураниниты Витватерсранда сохранили структурную идентичность с материнскими уранинитами, но «омолодились» химически последующими изменениями и потеряли радиогенный свинец. Наиболее вероятный возраст кристаллизации материнских уранинитов 3000 млн. лет, что согласуется с независимыми исследованиями уранинитов из серии Доминьон-Риф, являющимися, вероятно, образцами «материнских уранинитов». Возрастные значения, полученные по валовым пробам руд, оказались 2700—3100 млн. лет. В то же время возраст гранита, подстилающего серию Доминьон-Риф, около 2900 млн. лет (приближенное значение).

Возраст подобного по составу «древнего гранита» из пяти проб породы, взятых между Йоганнесбургом и Преторией в Трансваале по рубидий-стронциевому методу, 3200 ± 60 млн. лет. В результате проведенных изотопных измерений можно составить общую схему возрастных соотношений пород и руд

Витватерсранда и восстановить хронологическую последовательность формирования основных рудных и рудовмещающих объектов Южной Африки.

1. Гранитизация древнего основания и формирование первичных радиоактивных минералов 3000 млн. лет.

2. Денудация древнего основания и отложение серии Доминьон-Риф совместно с климатическими радиоактивными минералами.

3. Отложение системы Витватерсранд (с радиоактивными минералами), а затем систем Вентерсдорп и Трансвааль.

4. Мощный магматизм Бушвельда (1900—2000 млн. лет) и крупная регенерация урановых руд в толщах Доминьон-Риф и Витватерсранд.

Месторождение Блайнд-Ривер находится севернее оз. Гурон. Рудные конгломераты залегают вблизи основания гуронского осадочного разреза в различных зонах восточного простирания. Изучение геологии района месторождения было проведено многими канадскими геологами и геохимиками (Derry, 1958; Mair e. a., 1960; Robertson, Steenland, 1960; Robertsonames, 1969; Bottgill, 1971; и др.). Район месторождения слагают три докембрийские комплекса пород:

- 1) архейские зеленокаменные породы и граниты;
- 2) гуронские осадочные и вулканические породы;
- 3) постгуронские интрузивные породы.

Гуронские породы представлены кварцитами и конгломератами с граувакками, аргиллитами, карбонатами и отложены в мелководном бассейне. Гуронский комплекс трансгрессивно залегают на эродированном архейском основании. Полимиктовые конгломераты, отмечаемые по крайней мере в трех горизонтах, часто представляют собой тиллиты, ассоциирующиеся с варвидами, включающими обломки пород. Отмечены три фазы постгуронской магматической деятельности, относящиеся, вероятно, к периодам поздних докембрийских деформаций и метаморфизма: 1) силлы диабазов и более молодые диабазовые дайки; 2) граниты; 3) дайки оливиновых диабазов. Урановые руды обнаружены в пиритизированных кварцевс-галечных конгломератах вблизи границы несогласного залегания пород гурона и архея.

На основании геологических данных Д. Робертсона и Н. Стинленда (Robertson, Steenland, 1960) можно считать, что конгломераты района Блайнд-Ривер являются частью общего разреза кластогенных осадков, отложившихся в заливе или дельтовой среде во время периодических циклических флуктуаций трансгрессий моря на север. Источниками седиментации могли быть массы пород с гранитами, пегматитами и кварцевыми жилами, не отличающиеся от пород фундамента, на которых залегают отложения гурона в области Блайнд-Ривер. Детритовый материал мог быть частично местного происхождения.

Изотопные измерения, сделанные в университете Торонто, позволили расшифровать в общих чертах историю минерализации (Mair e. a., 1960). Возраст детритовых циркона и монацита 2500 млн. лет, что соответствует возрасту киватинского фундамента.

Возраст урановых руд 1700 млн. лет. По другим изотопным данным возраст осадков, в которых обнаружен уран, древнее 1700 млн. лет. Свинец, находящийся в пирите, пирротине, сериците и полевом шпате, имеет аномальный изотопный состав, что говорит об образовании его как радиогенного из уранинитов (с возрастом примерно 1700 млн. лет). Вероятно, он был извлечен из них 1200—1300 млн. лет назад. В любом случае возраст этих минералов (соответствует времени, прошедшему с момента последних химических изменений) не более 1450 ± 150 млн. лет.

Полученные изотопные данные указывают на то, что после первичной седиментации рудный материал подвергался вторичной переработке. По мнению С. М. Роско (Roscoe, 1963), ураницит первично кристаллизовался в догуронских породах, затем был вынесен как кластический материал в область седиментации гуронских отложений. Возраст конгломератов и ассоциированных с ними тяжелых минералов древнее 1700 млн. лет. Д. С. Робертсон и Н. К. Стинленд приводят следующие данные, свидетельствующие о детритовом происхождении уранинита.

1. Минералы имеют детритовый облик.

2. Ураниниты присутствуют в обычной минеральной детритовой ассоциации и встречаются в таких же условиях, как и другие детритовые минералы.

3. Имеются признаки против гидротермального происхождения. Ураниниты из Блайнд-Ривер характеризуются крупнокристаллическим обликом и высоким содержанием тория, что соответствует скорее пегматитовому и гранитовому генезису. «Монацитовый» комплекс и браннерит скорее свидетельствуют об источнике из гранитов, чем из гидротермальной среды.

4. На месторождении отсутствуют гидротермальные явления, указывающие на формирование высокотемпературных урансодержащих минералов.

5. Отсутствует связь между урановыми минералами, кварцевыми жилами и основными дайками, нет связи с трещинами.

6. Найденные отношения $\text{Th}_2\text{O}/\text{U}_3\text{O}_8$ не соответствуют гидротермальным образованиям.

7. Залегание конгломератов иногда указывает на нахождение источника материала на севере или северо-западе.

Месторождение района Жакобина. Рудоносные конгломераты, сходные с конгломератами Витватерсранда и Блайнд-Ривер, издавна (с XVII в.) разрабатывались на золото в Бразилии в районе г. Жакобина (штат Байя). Золото и урансодержащие конгломераты приурочены к протерозойской (верхнедокембрийской) серии терригенных отложений общей мощностью 600 м. Нижняя свита этой серии (серия Канус) содержит четыре пласта конгломератов, переслаивающихся с кварцитами, итабиритами и разнообразными сланцами. Верхняя свита этой серии (свита Серра) целиком сложена кварцитами.

Конгломераты состоят в основном из кварцевой гальки белого или серого цвета, сцементированной тонкозернистым агрегатом кварца, хлорита, серицита и пирита. Галька преимущественно мелкая — 3—4 см в диаметре, редко больше 8 см.

Промышленное оруденение установлено только в двух пластах конгломератов (Пиритозо и Либерино), приуроченных к основанию свиты Канус. Мощность этих пластов иногда несколько метров, но чаще примерно 0,6 м. Золото и минералы урана, представленные преимущественно настураном, развиты только в цементе конгломератов, причем наиболее интенсивно в тех участках, где широко проявлена пиритизация. Содержание окиси — закиси урана неустойчиво (0—0,4%), в среднем 0,01%.

Кроме трех наиболее важных в промышленном отношении районов ураноносных конгломератов (табл. 28), в пределах докембрийских щитов сравнительно недавно выявлены и другие. Так, можно отметить рудопроявления в золотоносных конгломератах Ганы в Африке, которые по стратиграфическому и геолого-структурному положению в значительной мере аналогичны Витватерсранду. В северо-восточной части Австралии открыто урановое оруденение в формации Уэсториленд (верхний докембрий). В Финляндии на западном берегу оз. Пизэлиярвы, в районе Эно-Коли, урановое оруденение встречено

Характеристика руды золотоносных конгломератов

Показатели руды	Витватерсранд, Южная Африка	Блайнд-Ривер, Северная Америка	Жакобина, Южная Америка
Состав руды			
Золото, г/т	0,2—0,8	Следы	0,25—0,45
Уран U_3O_8 , %	0,01—0,06	0,09—0,13	0,02—0,04
Торий ThO_2 , %	Следы	0,05	Следы
Пирит, %	2—10	5—12	2—5
Диаметр гальки, мм	25,4	11,4—13,4	1—1,5
Отношение гальки к смеси цементирующего материала, %	70 : 30	65 : 35—40 : 60	60 : 40
Содержание серицита или хлорита в цементирующем материале, %	Присутствует	15—25	15—25
Содержание углерода	Значительное	Незначительное	Незначительное
Аццессорные минералы	Марказит, пирротин, ильменит, арсенид кобальта, сфалерит, монацит, циркон, осмистый иридий, алмаз, хромит, турмалин, редкоземельный минерал	Марказит, пирротин, магнетит, кобальтин, сфалерит, монацит, циркон, халькопирит, молибденит, рутил, анатаз, редкоземельный минерал	Минералогические исследования не проводились

в ятулинских конгломератах и кварцитах, залегающих на более древних гранито-гнейсах и кристаллических сланцах. На юг от Эно-Коли урановая минерализация прослежена на 25 км.

Во многих докембрийских разрезах встречаются конгломераты различного облика, однако далеко не все они рудоносны. Поэтому проблема образования именно рудоносных конгломератов имеет большое практическое значение. Для образования золото-урановых конгломератов необходимы, по-видимому, особые сочетания условий, и в первую очередь, очевидно, наличие коренных пород, обогащенных ураном, в которых эндогенным путем формировались урановые минералы, иначе говоря необходимой предпосылкой было образование гранитоидных масс, в которых или в пегматитах которых формировались урановые минералы.

Формации металлоносных конгломератов залегают преимущественно в породах среднего докембрия и значительно реже встречаются в более высоких стратиграфических горизонтах верхнего докембрия. Аналогично формациям железистых кварцитов металлоносные конгломераты занимают особое место и являются типичной докембрийской формацией. До сих пор она нигде не встречена в разрезах нижнего докембрия.

Накоплению формаций металлоносных конгломератов предшествовала глубокая гранитизация пород субстрата, охватившая большие площади, завершившаяся 2700—2500 млн. лет назад и определившая тектоническую стабилизацию протоплатформенного типа. Эта стабилизация на разных материках закончилась в разное время. По мнению П. К. Дементьева, И. С. Модникова, А. И. Безгубова (1973), накопление металлоносных конгломератов связано

с тектонической активизацией, проявившейся в образовании в теле ранее консолидированной области крупных прогибов геосинклинального типа. Конгломераты формировались в краевых частях этих прогибов. В отдельных районах по направлению к внутренним частям прогибов формация металлоносных конгломератов сменяется формацией железистых кварцитов, при этом увеличивается количество эффузивных пород. Такие взаимоотношения наблюдаются в Канаде (озера Гурон и Верхнее), на Украине, в Африке (Витватерсранд, Понгола), в Бразилии (Жакобина).

Месторождение Шинколобве — одно из крупнейших месторождений мира — в течение длительного времени было главным источником урана капиталистических стран. Месторождение находится в пределах Медного пояса Центральной Африки и тесно ассоциирует с медным и кобальтовым оруденением. Медный пояс протягивается от Замбии на северо-запад в пределы Заира на расстояние около 500 км при ширине от 45 до 100 км. Возраст оруденения 620 млн. лет получен на основании 20 определений свинцово-изотопным методом урановых смолек Шинколобве, что свидетельствует о верхнедокембрийской эпохе минерализации. По А. Холмсу и Л. Каэну, минерализация одновременна с поздней складчатостью Кунделунгу. В пределах докембрийского комплекса катангид выделяются три системы: нижняя система Роан, средняя система Большого Конгломерата и верхняя система Кунделунгу. Все системы собраны в серии крутых асимметричных антиклиналей и синклиналей и разбиты сбросами на блоки, с которыми связано сильное брекчирование пород. Оруденение приурочено в основном к прослоям доломитовых пород системы Роан (или Рудной серии). Рудные тела располагаются по плоскостям слоистости, трещинам отдельности и небольшим сбросам. Иногда урановые минералы встречаются в цементе брекчии или в виде вкрапленности в доломитовом глинистом сланце и кремнеолом доломите. Минерализация месторождения сложная, установлено более 50 минералов. Последовательность выделения важнейших из них (в жилах и прожилках) следующая: магнезит, уранинит, пирит, молибденит, хлорит, сульфиды и селено-сульфиды никеля, кобальта и меди, халькопирит. В дальнейшем происходили вторичные процессы минерализации.

Существуют различные предположения о генезисе месторождения. Большинство геологов (Дж. Деррикс, Дж. Ваяс, Г. Шнейдерхен и др.) относили месторождение к гидротермальному генезису. В. Гарлик, изучивший обширный район Медного пояса, не обнаружил нигде поблизости никаких интрузий и первый высказал предположение, что медное и урановое оруденение в пределах всего пояса является осадочным, а концентрация урана связывается со стадией метаморфизма. Подобная точка зрения была поддержана В. С. Домаревым, А. И. Тугариновым и др. По мнению В. С. Домарева (1956), минералогические данные, а также фациальное и литологическое сходство рудоносных толщ Катанги с толщами большинства месторождений медистых песчаников приводят к выводу, что оруденение имеет первичноосадочный генезис. Очевидно, действительно первоначальное оруденение урана, меди и других металлов в Шинколобве и других районах Медного пояса связано с седиментацией, а современный морфологический и структурный облик месторождения приобрели благодаря наложению гидротермальных процессов на осадочную толщу, причем источником гидротермальных растворов могли быть метаморфические воды.

Из других осадочных месторождений урана следует отметить месторождения, представленные битуминозными сланцами различной степени метаморфизма. В пределах Балтийского щита в Швеции и Норвегии уран присутствует в породах лептитовой формации в виде черной смолы типа тухолита. Подобные

месторождения с органогенным накоплением урана широко распространены и в других докембрийских щитах, однако концентрация урана в них незначительна. Они представляют интерес для будущего как потенциальные месторождения. Согласно исследованиям Э. Велина (Welin, 1966), первоначальные накопления урана в среднем докембрии Швеции произошли осадочным путем, включая накопление в железистых кварцитах и битуминозных породах. Позднейшие процессы гранитизации и мобилизации рудного вещества привели к концентрации урана в пегматитах, скарнах и жилах в Центральной и Юго-Восточной Швеции.

Таким образом, осадочное накопление урана в докембрийских толщах является важной геологической предпосылкой для образования позднейших его месторождений эндогенного облика, относимых к гидротермальному или какому-либо другому генезису.

ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЯ

В течение длительной докембрийской истории земной коры ее первоначальный материал неоднократно подвергался существенной переработке внешними и внутренними геологическими агентами, что вызвало формирование металло-генических провинций на разных материках земного шара. В докембрии, как и в фанерозое, в сиалической континентальной коре преобладают осадочные породы, претерпевшие те или иные преобразования, поэтому главными процессами, регулирующими осадконакопление, были, по-видимому, тектонические движения и климат. Существенным фактором, влияющим на эволюцию минерального состава земной коры, было живое вещество.

Огромное большинство месторождений полезных ископаемых так или иначе связано с развитием континентального сегмента земной коры. Непосредственно в пределах океана, на островах его центральных областей неизвестны какие-либо промышленные месторождения полезных ископаемых. Таким образом, земной шар по проявлениям металлогении может быть разделен на две неравные части: богатую минеральными месторождениями континентальную кору и крайне бедную ими кору океаническую. Совершенно естественно, что океаническую кору в пределах океанов мы знаем значительно хуже, чем кору континентальную, на основании изучения которой возникла современная геологическая наука. Однако это обстоятельство едва ли может существенно изменить наш основной вывод о различной степени дифференциации мантии в океанических и континентальных участках земной коры.

Материал земной коры возник за счет дифференциации вещества мантии, следовательно, под континентальной и под океанической корой верхняя мантия различается по составу.

Действительно, исследования образцов пород, являющихся дериватами верхней мантии (ультраосновные включения в базальтах, кимберлиты, породы из рифтовых зон земного шара, дуниты и др.), указывают на различный химический состав мантии в океанических и континентальных областях. Отмечается тенденция обогащения верхней мантии под континентами дунитовым остатком. Таким образом, верхняя мантия характеризуется гетерогенностью как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, причем ее неоднородность усиливалась в ходе геологического времени в результате выплавки базальтовой фракции и ее поступления на поверхность планеты. Этот процесс проявился на поверхности земли асимметрично. Верхняя мантия под континентами имеет более основной состав по сравнению с субокеаническими участками и характеризуется преобладанием пород саксонит-гарцбургитового ряда и присутствием дунитов.

Весь рассмотренный выше материал по полезным ископаемым докембрия относится к континентальной коре, причем металлогения древнейших эпох развития земной коры изучена в районах, выходящих на поверхность. О металлогении погребенных участков докембрия (под покровом различных формаций фанерозоя) мы знаем очень мало. Области платформ, основу которых составляют докембрийские породы, занимают 64% поверхности материков. Однако обна-

жающиеся на поверхности материков районы выступов докембрия типа щитов и менее обширных массивов составляют меньшую часть их поверхности — примерно около 18% (табл. 29).

Наиболее обширные выходы докембрия на поверхность характерны для Африки, Северной и Южной Америки, поэтому общие геологические и металлогенические особенности докембрия значительно лучше вскрываются в пределах этих материков.

Очевидно, первые древнейшие признаки рудной минерализации явились отражением первичной дифференциации земного шара, которая носила неравномерный характер, что конкретно выразилось в общем асимметричном облике планетарного рельефа в целом.

Таблица 29

Распространенность докембрия на поверхности материков

Материк	Площадь материка, тыс. км ²	Площадь выходов докембрия на поверхность	
		тыс. км ²	%
Северная Америка	24 259	5 000	20,6
Европа	11 609	1 284	11,07
Азия	41 839	3 752	9,0
Австралия	7 631	972	12,7
Африка	29 841	9 839	33,0
Южная Америка	18 280	3 948	21,6
Всего	133 459	24 795	18,05

Такой неравномерный и асимметричный характер планетарного рельефа нашей Земли имеет глубокие корни. В первую очередь он связан с различным строением и составом земной коры и верхней мантии в пределах материкового и океанического полушарий.

Локализация материковых масс в одном из полушарий планеты свидетельствует о том, что сам процесс дифференциации мантии имел одностороннюю направленность в пространстве. Именно на материках установлены древнейшие участки земной коры с возрастом 3700 млн. лет, следовательно, процесс сиалического корообразования со всеми последствиями в отношении металлогении начался в глубоком докембрии и был связан, вероятно, с образованием и дифференциацией ранней Земли.

В течение последних пяти лет в геологической науке возрождаются идеи мобилизма, которые могут быть связаны с проблемами металлогении. Были выдвинуты основные положения тектоники плит или новой глобальной тектоники, что стимулировало появление новых представлений об основных процессах развития земной коры: осадконакопления, магматизма, эволюции геосинклиналей, подвижных зон и орогенных поясов. Наиболее полно представления о мобилизме были высказаны на совещании в декабре 1973 г. в Ленинграде («Металлогения и глобальная тектоника»), где некоторые геологи стремились связать основные положения тектоники плит с вопросами металлогении фанерозоя. Однако, как отмечает Н. Я. Кунин (1973), концепция новой глобальной тектоники не является всеобъемлющей и включает положения, плохо согласующиеся с геофизической информацией. По мнению В. Е. Хаина (1973), одним

из основных противоречий фиксизма и мобилизма остается противоречие между существованием устойчивой планетарной сети разломов, подтверждаемых данными геофизики, и допущением горизонтальных движений крупного масштаба, особенно вращательных. Это противоречие имеет весьма важное значение для металлогенической теории, ибо точно установлена связь оруденения с глубинными разломами.

Однако необходимо считаться и с горизонтальными смещениями крупных блоков земной коры. Океаническое дно в пределах Атлантического и Индийского океанов представляет собой тонкий тип земной коры, испытавший растяжение, что привело к тому, что кора местами раскрывается, обнажая тяжелые породы мантийного происхождения. По геофизическим, радиологическим и геологическим данным, это «растяжение» наступило в мезозое 120 млн. лет назад, т. е. к докембрию не имеет отношения.

Однако эффект горизонтальных смещений плит, связанный с возникновением растягивающих усилий, имеет отношение к проявлениям тектоно-магматической активизации в пределах выступов кристаллического фундамента древних платформ. С ними связано формирование большой группы месторождений полезных ископаемых, для которых характерны (Моралев, 1973): 1) значительный отрыв времени формирования магматических и рудных образований от времени отложения складчатости, регионального метаморфизма и гранитизации докембрийских комплексов вмещающих пород; 2) независимость формирования значительной части структурных элементов эпох активизации от тектонического устройства древних комплексов.

В. М. Моралев (1973) выделяет три главных типа проявлений тектоно-магматической активизации в пределах древних платформ.

1. Зоны глубинных разломов, в которых развиваются процессы наложенного метаморфизма, пегматитообразования и метаморфогенного гидротермального оруденения (медь, уран, сурьма, ртуть, барит, флюорит). К ним приурочены щелочные и щелочно-базитовые интрузии с карбонатитами.

2. Области развития интрузий внегеосинклинальных гранитоидов и щелочноземельных пород, несущих в основном золоторудную и редкометалльную минерализацию.

3. Зоны рифтогенеза и области развития траппов, щелочных, щелочно-базитовых и щелочно-ультрабазитовых интрузий центрального типа, а также кимберлитов с характерными для них медно-никелевыми, редкометалльными, флогопитовыми и алмазными месторождениями.

Первый тип активизации характерен для позднего докембрия — раннего палеозоя. В пределах щитов и древних платформ этот тип отражает в основном реакцию блоков консолидированной континентальной коры на процессы тектонического развития соседних древних бассейнов с океанической корой. Второй и третий типы характерны для палеозоя и мезо-кайнозоя. Для первых двух типов активизация докембрийских щитов может быть использована гипотеза тектоники плит в целях выяснения металлогенических особенностей.

РАННИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

В ранних этапах развития Земли возникли предпосылки последующих событий, которые привели к неравномерному распределению металлов и создали возможность для образования древнейших рудных месторождений. Однако ранние стадии развития Земли не фиксированы в каменной геологической летописи, по которой можно реставрировать историю. Даже самые древние горные породы,

возраст которых отмечается громадной цифрой 3,7 млрд. лет, являются продуктами более поздних процессов, наступивших после формирования самой планеты. Вероятно, ранние стадии существования нашей планеты знаменовались процессом ее общепланетарной химической дифференциации, которая привела к образованию центрального ядра и обволакивающей его первичной силикатной мантии.

Земля как первичная планета сформировалась 5—4,6 млрд. лет назад при температурах ниже точки плавления ее материала путем аккумуляции твердых частиц, возникших в процессе конденсации солнечного газа.

Общепринято представление о том, что состав первичного материала, из которого создавалась Земля, был близок к составу хондритовых метеоритов. Однако такое представление слишком общее, правильнее говорить, что первичный материал аналогичен составу некоторых метеоритов, а не тождествен с ним. В последнее время Б. Рама-Мурти и Г. Холл, основываясь на последних данных космохимии, привели серьезные доводы о наличии в земном ядре в качестве легкого элемента серы. Они приблизительно оценили химический состав Земли и сравнили его с составом метеоритов разных типов (табл. 30).

Состав Земли рассчитан из соотношения масс ядро : мантия = 31 : 69. Ядро Земли содержит 15 вес. % серы. Учитывая содержание углерода в металлической фазе метеоритов (~0,2 вес. %), можно предположить, что малая его распространенность в коре и мантии компенсируется содержанием в ядре.

Из сравнения данных табл. 30 видно, что валовой химический состав Земли не похож на состав любого класса хондритовых метеоритов. Если модель состава Земли, по Б. Рама-Мурти и Г. Холлу, правильная и хондритовые метеориты являются аналогами материала, из которого возникла Земля путем аккумуляции, то наиболее вероятный состав нашей планеты может быть получен из смеси метеоритного вещества в определенных пропорциях. В частности, вероятный состав соответствует 40% углистых хондритов, 50% обычных хондритов и 10% железных метеоритов.

Дифференциация Земли на внешнюю окисно-силикатную мантию и внутреннее металлическое ядро наступила на самых ранних этапах ее развития. Вероятно, в процессе аккумуляции изменялся состав строительного материала. Первичное ядро планеты могло возникнуть при сгущении первоначального протопланетного материала, в котором преобладало железо (металлические частицы), а на последних этапах аккумуляции произошло поступление преимущественно силикатного материала, образовавшего первичную мантию.

По другому варианту планета образовалась путем аккумуляции как химически относительно гомогенный шар. Она представляла собой более или менее однородную смесь распределенных по всему объему частиц силикатов и железа, меньше сульфидов. С момента начала формирования молодой Земли начался ее быстрый радиоактивный нагрев, вызванный распадом быстро вымирающих радиоактивных ядер, включая некоторое количество трансурановых,

Таблица 30

Химический состав Земли и некоторых метеоритов (в вес. %)

Компоненты	Земля	Хондриты		
		углистые	ангитовые	обычные
SiO ₂	31,53	32,48	39,36	38,84
MgO	26,16	21,90	24,41	24,48
FeO	5,89	14,52	1,72	12,12
Al ₂ O ₃	2,47	2,49	1,91	2,76
CaO	2,15	2,12	1,43	1,93
Na ₂ O	0,40	1,07	1,02	0,91
FeS	12,79	23,75	5,97	5,45
Fe	16,56	0,15	11,82	17,56
Ni	1,65	0,03	1,36	1,61

сохранившихся от предшествующей космической эпохи ядерного синтеза, и распадом ныне сохранившихся радиоактивных изотопов: урана 235 и 238, тория 232 и калия 40, которых в ту далекую эпоху было больше, чем сейчас.

Очевидно, радиогенной атомной энергии в ранние эпохи развития Земли было достаточно для того, чтобы ее материал начал местами плавиться с последующей дегазацией и поднятием легких компонентов в верхние горизонты. Плавление происходило преимущественно в верхних частях Земли, так как в центральных частях высокое давление повышало температуру плавления. В первую очередь плавилось железо, обогащенное серой, затем силикаты. На глубинах 100—600 км образовался расплавленный пояс жидкого железа. Более легкий силикатный материал всплывал вверх.

Положение тяжелого жидкого железного пояса в верхних частях Земли было неустойчивым. При небольшом утолщении пояса (В. Эльзассер считает, что оно могло быть вызвано приливным воздействием новорожденной Луны) произошел прогиб, который постепенно увеличивался и в дальнейшем вся масса железа односторонне и асимметрично опустилась к центру, образовав металлическое ядро планеты. При этом более легкие вещества — вязкие силикатные массы — были вытеснены в противоположное полушарие. Они образовали первичную мантию Земли.

При таком способе образования ядра Земли, которое завершилось 4,5 млрд. лет назад, неизбежно начался асимметричный процесс дифференциации материала планеты, появились континентальные и океанические полушария (сегменты). По этой рабочей гипотезе полушарие современного Тихого океана было тем сегментом, где массы железа погружались к центру, а противоположное полушарие — местом поднятия силикатного материала с последующим выплавлением более легких алюмосиликатных масс типа базальтов и летучих компонентов. Силикатные массы плавались не по всему объему Земли, а только в верхних ее горизонтах, поэтому при общепланетарной дифференциации Земли в ее будущем континентальном сегменте силикатный материал подвергался зонной плавке.

Механизм зонной плавки хорошо изучен экспериментально А. П. Виноградовым и его сотрудниками на материале хондритовых метеоритов. В легкоплавких фракциях материала мантии сосредоточились наиболее типичные литофильные элементы, поступившие вместе с газами и парами воды на поверхность первичной Земли. Большая часть силикатов при завершении (довольно относительном) планетарной дифференциации образовала мощную мантию Земли, а продукты ее выплавления дали начало алюмосиликатной коре, первичному океану и первичной атмосфере, насыщенной CO_2 .

Первые порции вулканического материала, поступавшие на поверхность первичной Земли, имели состав базальтов или пород, близких к нему. Базальтовая (габброидная) магма поднималась к поверхности, теряла газы, превращалась в базальтовую лаву, которая растекалась по первичной поверхности. При остывании лава превращалась в твердые покровы, образующие первичную кору океанического типа. Однако процесс выплавления базальтоидных масс был асимметричным, в одном из полушарий планеты (будущем континентальном) их сосредоточилось больше, чем в другом. В областях будущих континентов земная кора была динамически неустойчивой и перемещалась вверх и вниз, т. е. испытывала колебательные движения. При этом отдельные участки коры временами поднимались выше уровня океана и подвергались воздействию химически активных газов первичной атмосферы и воды. Продукты разрушения сносились в водоемы, образуя первичные осадочные породы с неизбежной

механической сортировкой частиц по величине и минеральному составу. Прохождение базальтового вещества через осадочный цикл способствовало дифференциации и появлению материалов пород, близких к кислому составу.

Ранний этап литогенеза протекал в условиях влажного тропического климата и интенсивной вулканической деятельности, т. е. преобладал эффузивно-осадочный тип литогенеза. Как отмечает А. В. Миловский (1973), для разложения базальтов на составные части: глинистые продукты (монтмориллонит, каолинит, гидрослюда), карбонатные породы, гидроокислы марганца и железа, соли, свободную кремнекислоту (кварц, песчаники, кварциты) и в меньшей степени другие компоненты — необходимо поглощение из атмосферы и гидросферы около 25% других веществ. Они состоят из 7% H_2O , около 13% CO_2 и около 3,5% HCl . Из указанных выше составных частей и продуктов их метаморфизма построена вся верхняя континентальная литосфера — гранитная оболочка. Вероятно, первыми осадочными образованиями были:

1) латериты, бокситы (железистые породы), высокоглиноземистые силикатные породы, кремнистые породы, сформировавшиеся в результате химического разложения базальтов и накопления на древних участках суши;

2) доломиты, известняки, углекислые и марганцевые породы, образовавшиеся в результате растворения и выпадения из морской воды.

Таким образом, возникли реальные предпосылки для образования месторождений железных и марганцевых руд. В дальнейшем базальты, продукты их выветривания и осадочной дифференциации подвергаются метаморфическим изменениям, метасоматозу. При ультраметаморфизме породы переходят в расплавленное состояние, образуя вторичные магмы, а затем магматические породы. По расчетам Т. Барта (1962), все многообразие пород изверженных есть многообразие пород осадочных. Встретить неизмененное мантийное вещество чрезвычайно трудно. К. Краускопф считает, что рудообразование является результатом длительных и многостадийных процессов, включающих ряд последовательных этапов обогащения, происходивших в далеком геологическом прошлом (Краускопф, 1971). Эволюция рудообразования представляется в следующей последовательности.

На ранних этапах развития Земли формировались слабо обогащенные, но крупные по объему массы осадочного материала, которые затем погружались на глубину, подвергались атаксису и дальнейшему обогащению. Они служили источником для возникновения магматогенных, а при их разрушении — новых осадочных месторождений. Вероятно, значительная часть материала мигрировала в нижние горизонты коры или в верхнюю мантию, образуя ряд разобщенных слоев, регионально обогащенных металлами. Когда на таких участках развивались орогенные процессы, указанные слои были источником металлов, определяя металлогеническую специализацию интрузий. На одной и той же площади могли возникать разновозрастные месторождения. Следовательно, *подавляющая часть рудных месторождений связана с участками развития континентальной коры*. Геосинклинали, заложившиеся непосредственно на коре океанического типа, будут относительно бедны рудами. Очевидно, предложенная гипотеза в какой-то мере отражает истинный порядок вещей. Она довольно удовлетворительно объясняет некоторые особенности пространственного распределения рудных месторождений в крупном масштабе. Ранние этапы развития Земли в области будущих континентов знаменовались, по-видимому, предварительными подготовительными процессами обогащения металлами, что в значительной степени определило металлогению раннего докембрия и последующих эпох именно в пределах континентальной коры.

СТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ (3700—2500 млн. лет)

Рудные месторождения раннего докембрия представляют промышленный интерес и залегают в пределах определенных геологических провинций преимущественно в Северной Америке, Южной Африке, Индии и Западной Австралии.

Наиболее древними известными породами являются кварц-полевошпатовые гнейсы района Годтабид в Западной Гренландии. Возраст их, определенный рубидий-стронциевым методом, 3700—3750 млн. лет (Moorbath *et al.*, 1973). Они залегают в чрезвычайно сложном геологическом районе, где проявилось много этапов магматизма и метаморфизма. Петрографический состав древнейших пород свидетельствует о начале развития гранитной коры в раннем докембрии 3750 млн. лет назад. Однако в гранито-гнейсовые породы впоследствии внедрились интрузии основного и ультраосновного состава, среди которых отмечаются sillы стратифицированных анортозитов (Black *et al.*, 1971).

Таким образом, возникает реальная возможность нахождения магматических месторождений титана, хрома, платиноидов, обычно связанных с основным магматизмом. Б. Виндлей (Windley, 1970) считает, что кроме двух до сих пор известных типов рудоносных анортозитов типа Адирондака и типа Бушвельда существует еще третий тип — слоисто-кальциевые анортозиты, залегающие в докембрийских массивах с высокой степенью метаморфизма. Этот третий тип представляет собой древнейшие плутонические (интрузивные) основные породы в земной коре, возникшие более 3000 (возможно, 3500) млн. лет назад. В химическом отношении они чрезвычайно близки к лунным анортозитам. Впервые анортозиты этого типа обнаружены Д. Бриджвотером в Гренландии, и описаны им в 1967 г. Они распространены в Западной и Юго-Восточной Гренландии; Северном Льюисе в Шотландии; в массиве Мессина в Южной Африке; Сакени на о. Мадагаскар; Ситтампунды и Кондапаллы в Индии.

Обычно они залегают в древнейших частях нижнедокембрийских (архейских) кратонов; возраст их определен в единичных случаях. В Западной Гренландии калий-аргоновым методом определен возраст 3210 млн. лет. Возможно, нахождение анортозитовых комплексов с возрастом 3500 млн. лет и более.

Раннедокембрийские анортозиты подвержены орогенным эффектам, а также одному или более этапам регионального метаморфизма, которые проявились в перекристаллизации.

Но породы хорошо сохранились, вероятно, потому, что первичная интрузивная ассоциация плагиоклаз — ортопироксен — клинопироксен при перекристаллизации изохимически перешла в такую же метаморфическую ассоциацию. Обычно анортозиты представляют собой тонко- и среднезернистые породы, выделяются настоящие анортозиты (более 90% плагиоклаза), габбровые анортозиты (77—90% плагиоклаза) и анортозитовые габбро (менее 77% плагиоклаза).

В районах, где анортозитовые массивы хорошо сохранились, они представляют собой слоистые комплексы, состоящие из анортозита, амфиболита, перидотита и пироксенита. Они также встречаются как согласные слои в гранито-гнейсах. Лучше всего они сохранились в Западной Гренландии. Лунные и земные анортозиты третьего типа характеризуются кальциевым плагиоклазом (анортитом), низким содержанием титана, но высоким содержанием кальция и алюминия. Состав этих пород следующий (в %):

Плагиоклаз	Лунные анортозиты А ₉₀₋₉₅	Земные анортозиты А ₈₅₋₁₀₀
TiO ₂	0—0,3	0—0,4
CaO	14,1—17,5	14,0—21,0
Al ₂ O ₃	27,3—33,8	25,5—33,2

Анортозиты третьего типа и лунные анортозиты характеризуются присутствием хромита, а также повышенным содержанием хрома в темноцветных минералах. Все хромиты имеют очень близкое отношение Cr : Fe (около 1), что отличает их от хромитов Бушвельдского комплекса, для которых это отношение равно 1,5. Темноцветные минералы некоторых западногренландских анортозитов обогащены хромом, даже если здесь хромиты отсутствуют. Анортозитовые массивы с месторождениями хрома установлены на Мадагаскаре, в Южной Африке, Гренландии.

Комплексы горных пород докембрия с возрастом древнее 2500 млн. лет образуют весьма обширные геологические провинции, наиболее ярко выраженные на Канадском щите, в Южной Африке, Индии и Западной Австралии. Обширные провинции нижнего докембрия, известные как древние континентальные ядра, находятся на Канадском щите. Все эти «зеленокаменные» ядра материков, по химическому составу весьма близкие к океанической коре, характеризуются общими чертами металлогении.

В качестве примера рассмотрим провинцию Киватин. Древнейшими породами здесь являются гранито-гнейсы Муртон (возраст 3500 млн. лет), что свидетельствует о древних этапах гранитизации. В то же время широко развитые вулканогенные породы разной степени метаморфизма и гранитизации оказываются древнее 2600 млн. лет. Р. В. Хатчинсон, Р. Х. Ридлер и Г. Г. Саффил (Hutchinson e. a., 1971) рассмотрели металлогенические особенности провинции и предложили использовать их в качестве примера. Первичные рудные месторождения нижнедокембрийских зеленокаменных поясов Канадского щита объединяются в четыре семейства, связанные между собой во времени и пространстве. В возрастной последовательности выделяются следующие семейства:

1) плутонические медно-никелевые, платиново-хромовые — асбестовые и железные руды в интрузиях основного — ультраосновного состава, приуроченные к мобильным трогам, обрамлявшим области развития куполовидных центров с кислым вулканизмом;

2) колчеданные Cu-Zn-Ag-Au руды в кислых и средних эффузивах и пирокластах вулканических куполов (вулканогенно-экспаляционные) и Cu-Au оруденение в субвулканических порфириновых интрузиях;

3) осадочно-экспаляционные золотые руды железистых формаций в хемогенных осадочных породах, выражающих сульфидную, карбонатную, окисную и силикатную фации, и самостоятельные золотоносные экспаляты;

4) осадочные железные руды, представленные фацией окислов с низким содержанием золота и сульфидов, а также некоторые золотоносные месторождения в породах кластической фации.

Перечисленные семейства оруденения являются существенно сингенетическими и характеризуют первичное распределение руд и металлов в различных типах раннедокембрийских горных пород. Последующая Кеноранская орогения, магматизм и метаморфизм привели к переработке и перераспределению первичного сингенетического оруденения и возникновению новых эпигенетических месторождений. Указанный ход процессов мог иметь место и в других докембрийских щитах.

Разрезы в пределах Южной Африки, Индии (Дарварский пояс), Австралии (область Иилгарн — Калгурли) по всему комплексу металлогенических особенностей чрезвычайно близки к описанному выше классическому району нижнего докембрия Канады. В Африке к эпохе 3400—3000 млн. лет относятся месторождения хрома, хризотила, золота, железа; к эпохе 2800—2400 млн. лет — месторождения графита, золота, лития. В Индии к Дарварскому поясу с возрастом древнее 2500 млн. лет приурочены осадочно-метаморфизованные месторождения железа и марганца, отчасти золота. В Западной Австралии в области Иилгарн — Калгурли развиты железорудные формации и золоторудные месторождения, ассоциированные с основными — ультраосновными породами.

Основные металлогенические особенности раннего докембрия правильно отмечены в обобщающих работах Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965), Г. А. Твалчрелидзе (1970). Однако у первых двух авторов дана металлогеническая характеристика протогей как древней эпохи, предшествующей дате 3000 млн. лет. С учетом всех геологических и радиологических данных по докембрию применение терминологии Г. Штилле и выделение эпох (протогей, дейтерогей и неогей с соответствующим возрастом 3,3—1,5 и 1,5—0 млрд. лет) носит искусственный характер и не отражает естественно-исторического процесса развития земной коры. Вероятно, ранний докембрий довольно четко фиксируется завершением тектоно-магматических процессов в эпоху 2700—2500 млн. лет назад. На значительно более правильных и естественных геохронологических рубежах основаны металлогенические обобщения Г. А. Твалчрелидзе (1970) — ранний докембрий (3500—2500 млн. лет) фигурирует у него под названием архейской металлогенической эпохи.

Древнейшие породы докембрийских щитов представлены гранито-гнейсами (Годтабиды в Гренландии, Мортон в Северной Америке, на Кольском полуострове в СССР), которые имеют, однако, значительно меньшее площадное развитие, чем древние зеленокаменные породы.

Наличие древнейших гранито-гнейсов в пределах докембрийских щитов свидетельствует о том, что они возникли при гранитизации (в широком смысле слова) еще более древних вулканогенных пород преимущественно основного состава. В раннем докембрии гранитообразование развивалось довольно интенсивно и завершилось формированием пегматитов, из которых многие отличаются заметной минерализацией с танталом, ниобием, литием и бериллием. К возрастной группе 2500—2700 млн. лет относятся пегматиты Гуроя-Клайм и Рис-Лайк Манитобы в Канаде, пегматиты районов Бикита и Гомбола в Южной Африке, Антзирейб на о. Мадагаскар, пегматиты Катлин-Крик, Лондондерри, Воджина и Гросмонт в Западной Австралии.

При раннедокембрийской гранитизации возникли участки земной коры, существенно обогащенные редкими, в том числе радиоактивными металлами, сосредоточенными в монацитах, уранинитах, браннеритах и других минералах гранитных пегматитов. Концентрация радиоэлементов в виде определенных минералов, а также концентрация золота в геологических формациях раннего докембрия явились неизбежной предпосылкой для возникновения в среднем докембрии ураноносных и золотоносных конгломератов типа Витватерсранд. Конгломераты этого типа окаймляют раннедокембрийские ядра и содержат кластические зерна радиоактивных минералов с возрастом 2600—3100 млн. лет, следовательно, материал конгломератов возник за счет денудации древних континентальных кратонов, содержащих коренные золотоносные формации и участки, обогащенные радиоактивными минералами.

Таким образом, огромная эпоха раннего докембрия характеризовалась слабой интенсивностью рудопроявлений. Набор полезных ископаемых этой эпохи сравнительно невелик. Наиболее важные в промышленном отношении рудопроявления представлены месторождениями железа, марганца, золота; в меньшей мере — месторождениями хрома и титана в древних анортозитах. Железорудные месторождения представлены полосчатыми железистыми формациями преимущественно киватинского типа. В раннем докембрии встречаются также полиметаллические месторождения стратиформного типа и вулканогенного происхождения, причем наиболее типичные месторождения устанавливаются в Канаде (табл. 31).

Таблица 31

Первоначальные запасы руд и содержание металлов в стратиформных полиметаллических месторождениях Канады, залегающих в вулканических породах докембрия I (3500—2600 млн. лет). По Р. Э. Фоллинси (1972)

Год открытия	Месторождение	Запасы, млн. т	Содержание металлов				
			Zn, %	Cu, %	Pb, %	Ag, г/т	Au, г/т
Провинция оз. Верхнего							
1964	Тимминс, Онтарио	55	7,1	1,3	0,2	151	
1956	Маттагами Лейк	22	10,6	0,7	—	35	0,44
1970	Оз. Стерджен	13	7,6	0,9	0,8	97	—
1968	Саут Бей, Ред Лейк	0,6	9,3	0,6	—	59	—
1961	Манитоуведж	36	4,6	2,1	—	69	0,02
1922	Норанда	56	—	2,4	—	—	5,60
Провинция Большого Невольничьего озера							
1950	Индиян Маунтин Лейк	1,3	10,3	—	0,9	107	—
Провинция Черчилл (возможно омоложенный докембрий I)							
1927	Флин-Флон	60	4,6	3,0	0,3	23	1,56
1969	Ратген Лейк	50	3,0	1,3	—	—	—

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СРЕДНЕГО ДОКЕМБРИЯ (2500—1700 млн. лет)

К началу среднего докембрия возникают стабильные платформенные структуры, а некоторые из них даже покрываются чехлом в среднем докембрии (формация Рораима в Южной Америке). По периферическим частям стабильных кратонов развиваются древние геосинклинали с характерным набором формаций и соответствующим им рудонакоплением. Металлогения среднего докембрия значительно богаче и разнообразнее металлогении раннего докембрия. Появляются новые генетические типы рудных месторождений, связанные с образованием первых платформенных структур. Все более заметными становятся следы проявлений жизни в виде остатков органических веществ, влияющих на гипергенные процессы и осадочное рудообразование.

К типичным рудным формациям среднего докембрия относятся формации полосчатых железистых кварцитов преимущественно криворожского, итабиритового и таконитового типов, а также формации золотоносных конгломератов, которые хотя и встречаются редко, но представлены исключительно богатыми месторождениями золота и урана. Появляются медистые отложения с сульфидными минералами меди, наиболее характерные в удоканской серии Олекмо-Витимской горной страны. Измерение изотопного состава серы показало

широкое колебание ΔS^{34} (от +1,35 до -2,18%) при резком преобладании ее легких изотопов (Богданов, Голубчина, 1969). Большое сходство изотопного состава исследованных среднедокембрийских и более молодых местных отложений свидетельствует о генетическом их сходстве и о близости характера и масштабов деятельности сульфатредуцирующих бактерий при их формировании. Это обстоятельство имеет принципиальное значение и указывает на то, что уже в среднем докембрии существовал богатый мир анаэробных и, вероятно, других разнообразных бактерий, интенсивно развивающихся в прибрежных акваториях палеобассейнов.

В среднем докембрии атмосфера Земли была несомненно обогащена свободным кислородом, влияющим на миграцию рудных элементов в гипергенных условиях. Среди железорудных формаций образовывались все типы геохимических фаций: окисная, силикатная, карбонатная и сульфидная. Впервые появились оолитовые железистые формации в системе Трансвааль в Южной Африке. Образовывались полиметаллические месторождения осадочного происхождения и стратиформного облика впоследствии подвергнувшиеся метаморфизму и гидротермальной деятельности. Особенно характерные примеры встречены в Австралии. Средний докембрий завершился мощной эпохой гранитизации геосинклинальных толщ.

Эпоха эта состояла, по-видимому, из нескольких этапов: Беломорского (2000—1800 млн. лет), Карельско-Свекофенского (1800—1750 млн. лет) на Балтийском щите; Пинокинского в районе озер Верхнего и Гудзона (1800—1700 млн. лет), в провинции Черчилл в пределах Канадского щита. Близкие к ним этапы отмечены и на других материках. С ними связаны многочисленные редкометалльные гранитные пегматиты почти на всех докембрийских щитах.

В среднем докембрии впервые формируются гидротермальные месторождения, особенно отчетливо выраженные в провинции Черчилл — Атабаска Канадского щита.

По существу в среднем докембрии начинаются геосинклинально-платформенные условия развития земной коры. В ее стабильных участках иногда возникают мощные интрузивные комплексы мантийного происхождения (Бушвельдский комплекс в Южной Африке) с разнообразной промышленной рудной минерализацией. Значительная часть рудных месторождений связана с разнообразными магматическими породами. Впервые в полуплатформенных условиях появляются щелочные магматические породы и их пегматиты с характерной рудной минерализацией. Необычайно широкие по масштабам процессы ультраметаморфизма и гранитизации перерабатывают древние геосинклинальные толщи, перераспределяют в них металлы и способствуют образованию месторождений эндогенного облика, часто принимаемых за гидротермальные, что, в общем, для конечного этапа становления вполне может соответствовать действительности. Средний докембрий включает, несомненно, ряд металлогенических эпох, разграничить которые трудно ввиду наложения ряда процессов. Магматогенная эпоха 2000—1700 млн. лет сивелировала возраст многих ранее сформировавшихся месторождений.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ (1700—570 млн. лет)

В позднем докембрии земная кора приобретает сложное строение, что отражается на условиях рудных накоплений как эндогенного, так и экзогенного генезиса. По существу на различных возрастных рубежах позднего докембрия

(рифей) возникает почти весь набор генетических типов месторождений, известных в фанерозе.

От предыдущей длительной эпохи раннего докембрия поздний докембрий отделяется Гудзонской складчатостью в Северной Америке и Карельской складчатостью в Европе. Появляются настоящие платформы и геосинклинали. Земная кора все более четко дифференцируется на континентальные и океанические сегменты. Геосинклинали локализуются вдоль определенных узких поясов и приобретают генетическое разнообразие. Довольно ясно выделяются миеосинклинальный тип, закладывающийся на древнем основании, и эвгеосинклинальный, развивающийся в поясах глубинных разломов, разграничивающих континентальные и океанические сегменты земной коры.

Ослабевают процессы метаморфизма, которые проявляются в пределах наиболее проницаемых участков земной коры в зонах разломов и орогенных поясов. Гранитоидные тела в этих поясах приобретают все более батолитовую форму. Мантийный магматизм уступает место коровому магматизму, значительно более разнообразному в отношении эндогенной металлогении. Широкое развитие получают гранитные пегматиты и гидротермальные месторождения. На границе с фанерозом завершается замыкание некоторых геосинклинальных зон позднего докембрия с гранитным магматизмом. Наиболее отчетливо возрастные группы пегматитов позднего докембрия проявляются следующим образом.

550—600 млн. лет — пегматиты островов Шри Ланка и Мадагаскар, Восточной Африки (Мозамбикский пояс), пегматиты Мипонга в Южной Австралии и некоторые пегматиты Бразилии.

700—750 млн. лет — пегматиты пояса Дели-Аравалли в Индии, пегматиты массива Харт-Рендж в Центральной Австралии.

800—900 млн. лет — пегматиты Беснер. Онтарио в Канаде, района Мосс в Юго-Восточной Норвегии; пегматиты Гудхауз в Капской провинции в Южной Африке, пегматиты Брокс-Крик Северной территории в Австралии.

1000—1100 млн. лет — пегматиты и граниты пояса Гренвилл в Канаде, пегматиты Пайкс-Пик в шт. Колорадо и Льяно в штате Техас (США), пегматиты Арендаля в Норвегии, района Гордония в Капской провинции в Южной Африке, пегматиты орогенного пояса Сатпур в Индии.

Кроме того, в позднем докембрии встречаются магматические тела, возникшие в обстановке спокойного тектонического режима в платформенных условиях. К ним относятся интрузии основного состава, образующие тела типа лополитов, а также другие плутоны платформенного типа, характеризующиеся отчетливо выраженными контурами при тесной парагенетической ассоциации основных и кислых пород. Некоторые образования подобного типа имеют следующий возраст (в млн. лет):

Комплекс Вичита, штат Оклахома, США	550
Габбровый лополит Дулут, оз. Верхнее, США	1100
Щелочный массив Гардар, Гренландия	1200
Лополит Садбери, Канада	1400— 1600
Плутоны рапакиви, Балтийский щит	1650

Дальнейшее разрастание платформ за счет причленения к ним орогенных поясов происходит в течение всего позднего докембрия. На Русской, Сибирской, Корейско-Китайской, Австралийской и Бразильской платформах формируются чехлы за счет рифейских отложений.

Разрастание платформ связано с проявлением нескольких тектоно-магматических циклов: Медвежьеозерного (1400 млн. лет) и Гренвиллского (1000 млн. лет) в Канаде, Готского и Тиманского по периферии Русской платформы, Байкальского (1000—1400 млн. лет) и Салаирского (500—600 млн. лет) в пределах Сибирской платформы, Карагве-Анколеанского (1000—1200 млн. лет) и Катангского (600—650 млн. лет) на Африканской платформе. К этим поясам приурочены определенные рудные месторождения как осадочного, так и эндогенного генезиса.

Так, в Африке в интервале 1050—850 млн. лет формировались месторождения олова и золота. С эпохой 650—600 млн. лет связано образование месторождений меди, кобальта, ванадия, а с эпохой 550—500 млн. лет — образование месторождений цинка, свинца, серебра и олова. В позднем докембрии в отдельных стабильных участках возникают карбонатиты с редкими землями и торием, связанные с проявлением ультраосновного — щелочного магматизма.

Довольно значительно возрастают амплитуды колебательных движений земной коры, что вызывает контрасты рельефов. Это в свою очередь вызывает развитие процессов механической денудации и седиментации, широкое развитие получают терригенные осадки и возрастает мощность осадочных толщ.

В связи с увеличением поверхности суши прогрессирует выветривание, приобретающее зональный характер. Возникают континентальные отложения, связанные с формированием каолиновой и латеритовой кор выветривания. Появляются соленосные галогенные отложения. В морских водоемах формируются главным образом биогенные карбонаты, резко уменьшается формирование доломитов. В рифее заметно ускоряется эволюция водорослей, определяющая течение карбонатного осадконакопления. Широко развиты слоистые водорослевые образования — строматолиты.

Для позднего докембрия характерно затухание джеспилитового полосчатого железорудного накопления. В осадочных толщах рифея железистые осадки представлены в основном сидеритами и оолитовыми гематит-хлоритовыми рудами.

В восстановительных условиях ряда бассейнов формируются осадочные месторождения меди, наиболее характерными примерами которых могут служить месторождения Медного пояса Центральной Африки. В близких условиях совместно с медью осаждаются свинец, цинк, серебро. Продолжают формироваться стратифицированные месторождения полиметаллов.

В связи с усложнением структуры земной коры, увеличения разнообразия структурных, литологических и стратиграфических условий, формы рудных тел становятся исключительно разнообразными — от пластовых залежей до месторождений штокверкового типа. Все более характерной становится жильная форма рудных тел. В размещении месторождений в пределах металлогенических провинций появляется четкая линейность. Большинство месторождений позднего докембрия формировалось в осадочных породах земной коры, благоприятных для миграции рудных растворов и метасоматических процессов.

Таким образом, к концу позднего докембрия (рифей) значительно усложнились генетические типы рудных месторождений, а также состав и строение металлогенических провинций. Процессы формирования руд получили значительное развитие в вертикальном направлении, что определило наличие зональ-

ности в пределах рудных полей. В связи с ростом стратисферы увеличились дистанции миграции рудоносных растворов. Весь процесс рудообразования охватывал зону трещинной тектоники, и условия для рудообразования становятся более разнообразными.

В течение всего позднего докембрия можно проследить существенное изменение условий рудообразования, что явилось результатом предыдущей докембрийской истории сиала и предпосылкой для предельно максимального разнообразия рудообразующих процессов в фанерозое. Последующий фанерозойский этап с его металлогенией материально унаследовал зоны и участки земной коры, обогащенные различными металлами.

- Алкин В. С. О новом типе золотого оруденения. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1967, с. 180—190.
- Альтгаузен М. Н. Уран, радий, торий. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1966, с. 102—166.
- Апельцин Ф. Р., Якушин Л. Н. Некоторые особенности мобилизации рудных элементов в процессах метаморфизма и гранитизации осадочно-вулканогенных пород. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 334—336.
- Арсентьев В. П., Хренов П. М. Структурно-металлогенические зоны центральной части Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 257—276.
- Барт Т. Теоретическая петрология. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1956, 414 с.
- Барт Т. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород. — «Геохимия», 1962, № 4, с. 296—299.
- Барт Т. Соотношение натрия в изверженных и осадочных породах. — В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 273—280.
- Бергман И. А. Докембрийский железорудный осадочный процесс, его закономерности и следствия. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 358—360.
- Беркнер А., Маршалл Л. Кислород и эволюция. — «Земля и вселенная», 1966, № 4, с. 32—39.
- Бернал Дж. Возникновение жизни. Пер. с англ. М., «Мир», 1969, 392 с.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М., Изд-во АН СССР, 1946, 315 с.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960, 330 с.
- Беус А. А. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, 196 с.
- Беус А. А. Бериллий. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1. М., «Наука», 1964, с. 94—132.
- Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972, 296 с.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, 88 с.
- Билибина Т. В. К геологии и металлогении Алданского щита. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 233—256.
- Билибина Т. В., Терентьев В. М. Металлогенические эпохи Алданского щита. — «Труды ВСЕГЕИ», 1968, т. 155, с. 148—154.
- Богданов Ю. В., Голубчина М. Н. Изотопный состав серы как показатель жизнедеятельности бактерий в среднем докембрии. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 105, № 3, с. 592—594.
- Богданов Ю. В., Искандерова А. Д., Левский Л. К. Возраст удоканской серии (Олекмо-Витимская горная страна) по данным уран-свинцового метода. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 9, с. 29—33.
- Бойченко Е. А. Об эволюции окислительных функций биосферы. — «Геохимия», 1967, № 8, с. 271—276.
- Бойченко Е. А., Саенко Г. Н., Удельнова Т. М. Эволюция концентрационной функции растений в биосфере. — «Геохимия», 1968, № 10, с. 1260—1264.
- Бойченко Е. А., Саенко Г. Н., Удельнова Т. М. Изменение соотношений металлов в эволюции растений биосферы. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 454—458.
- Борисенко Л. Ф., Миллер А. Д., Фишер Э. И. О распространенности золота в ультрабазитах. — «Геохимия», 1972, № 2, с. 188—196.
- Борщевский Ю. А. Значение изотопных методов для решения проблем осадочной геологии докембрия. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 30—33.
- Брегер И. А., Дьюл М. Органическая геохимия урана. — В кн.: Геохимия атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 95—105.
- Буряк В. А. Взаимоотношение золотоносных кварцевых жил и золото-сульфидной минерализации вмещающих пород в месторождениях докембрийской золоторудной формации (Ленский золотоносный район). — «Докл. АН СССР», 1965, т. 165, № 5, с. 1139—1142.

Буряк В. А. Новый тип золотого оруденения в Ленской золотоносной провинции. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 1, с. 163—166.

Буряк В. А. О роли глубинных разломов в размещении докембрийского золотого оруденения юга Сибирской платформы. — «Изв. Томского политехн. ин-та» 1968, т. 134, с. 39—44.

Быховер Н. А. Важнейший генетический тип промышленного месторождения никеля. — «Разведка и охрана недр», 1962, № 12, с. 53—55.

Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963, 474 с.

Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1949, 648 с.

Бэтман А. М., Иенсе М. Л. Заметки о происхождении меднорудных месторождений Родезии. Пер. с англ. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, т. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1960, с. 156—170.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. Избр. сочин., т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, 392 с.

Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965, 374 с.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959, 44 с.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 213—220.

Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры, т. 2. М., «Наука», 1964, с. 5—21.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967, 215 с.

Виноградов А. П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией «Луна-16». — «Геохимия», 1971, № 3, с. 261—273.

Виноградов А. П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией «Луна-20». — «Геохимия», 1972, № 7, с. 763—773.

Виноградов В. И. Изотопный состав серы как показатель условий осадкообразования в докембрии. Литология и полезные ископаемые докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 183—186.

Виноградов В. И., Иванов И. Б., Лицарев М. А. О возрасте кислородной атмосферы Земли. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 5, с. 1144—1147.

Виноградов А. П., Тара-

сов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. — «Геохимия», 1959, № 7, с. 571—607.

Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных пегматитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 1, с. 217—226.

Войткевич Г. В. Единая геохронология докембрия. — «Природа», 1958, № 5, с. 77—79.

Войткевич Г. В. Тектонические циклы докембрия. М., «Высшая школа», 1959, № 1, с. 64—73 (науч. докл. Высшей школы, геол.-географ. науки).

Войткевич Г. В. Принципы общего деления и корреляции докембрия. М., Изд. по горному делу, 1959, с. 37—42 (Сб. науч. трудов Криворожского горнорудного ин-та, вып. 7).

Войткевич Г. В. Сопоставление Криворожской серии с железорудными формациями Верхнего озера. М., Изд. по горному делу, 1960, с. 35—45 (Сб. науч. трудов Криворожского горнорудного ин-та, вып. 8).

Войткевич Г. В. Проблемы радиогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1961, 351 с.

Войткевич Г. В. Радиоактивность в истории Земли. М., «Наука», 1970, 166 с.

Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М., «Наука», 1973, 165 с.

Войтович В. С. Металлогения протерозойских конгломератов Карелии. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 344—346.

Войткевич Г. А., Анохина Л. К. О возрасте некоторых комплексов горных пород Криворожского железорудного района. — «Геохимия», 1961, № 2, с. 185—187.

Войткевич Г. В., Белокрыс Л. С. Следы древней жизни на Земле. — «Советская геология», 1960, № 4, с. 3—22.

Войткевич Г. В., Лебедево Г. И. О принципах возрастного подразделения докембрия. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 10, с. 142—146.

Войткевич Г. В., Чайка В. М. О книге В. Н. Котляра «Геология и генетические типы промышленных месторождений урана». — «Геология рудных месторождений», 1963, № 3, с. 113—115.

Володин А. Г., Сергиенко И. З., Егоров И. А. Открытие аминокислот и сахаров в породах докембрия Карелии. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 5, с. 1142—1145.

Володин В. Ф. Докембрийские золотоносные конгломераты СССР. — «Советская геология», 1965, № 12, с. 17—26.

- Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. Н. Серебро. — В кн.: *Металлы в осадочных толщах*. М., «Наука», 1966, с. 51—81.
- Вопросы геологии Австралии. Пер. с англ. М., «Мир», 1965, 286 с.
- Ворона И. Д., Гуниев В. А., Ивенсен Ю. П. Золотоносность древних конгломератов Алданского щита. 1968, с. 191—200. (Материалы по геологии и полез. ископ. ЯвССР, вып. 18.)
- Гаврильев Н. Н. О находке золота в среднерифейских базальных слоях Олминского подвятия. — *«Геология и геофизика»*, 1966, № 4, с. 139—140.
- Галимов Э. М., Кузнецова Н. Г. Прохоров В. С. К вопросу о составе древней атмосферы Земли в связи с результатами изотопного анализа докембрийских карбонатов. — *«Геохимия»*, 1968, № 11, с. 1376—1381.
- Гаррис М. А. Некоторые черты металлогении Урала по геохронологическим данным. — В кн.: *Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.* М., «Наука», 1966, с. 153—169.
- Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Под ред. Н. П. Семеновко. Киев, «Наукова думка», 1972, 388 с.
- Геология железо-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959, 688 с. Авт.: Н. П. Семеновко, Н. И. Половко, Я. М. Грицков и др.
- Герлинг Э. К., Шуколов Ю. А., Кольцова Г. В. Определение возраста основных пород по калий-аргоновому методу. — *«Геохимия»*, 1962, № 11, с. 931—938.
- Гетманская Т. И., Заболотная Н. П., Новикова М. И. Бериллиевая минерализация в одном из полиметаллических рудных районов Сибири. — *«Геология рудных месторождений»*, 1970, № 4, с. 16—26.
- Гиммельфарб Г. Б. Общие особенности карбонатонакопления в докембрии на примере Алданского и Балтийского щитов. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 67—69.
- Гинзбург А. И., Нечаева Е. А. Редкометалльные карбонаты. — В кн.: *Геология месторождений редких элементов*, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958, 128 с.
- Годлевский М. Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. — В кн.: *Эндегенные рудные месторождения*. М., «Наука», 1968, с. 126—137.
- Головин И. В. Геофизическая и металлогеническая зональность Балтийского щита. — *«Докл. АН СССР»*, 1971, т. 197 № 1, с. 161—164.
- Горбунов Г. И., Астафьев Ю. А., Гончаров Ю. В. Некоторые итоги изучения структур медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — В кн.: *Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова*, М., «Наука», 1968, с. 47—60.
- Горбунов Г. И., Чернышов Н. М., Буковшин В. В. Новая никеленовая провинция в районе Воронежского кристаллического массива. — *«Советская геология»*, 1970, № 4, с. 90—109.
- Горбунов Е. З., Делпанди Л. М. Поисковые критерии золото-урановых продуктивных горизонтов в докембрийских конгломератах. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 342—344.
- Горжевский Д. И., Козеренков В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965, 300 с.
- Горжевский Д. И. О генетической позиции промышленно-генетических типов свинцово-цинковых месторождений. — *«Геология рудных месторождений»*, 1970, № 3, с. 41—50.
- Гриненко Л. Н., Гриненков В. А. Источники серы в докембрийских породах и сульфидных рудах. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 333—334.
- Гринталь Э. Ф. Генезис и формационная принадлежность Удоканского месторождения меди. — *«Зап. Забайкал. фил. Географ. об-ва СССР»*, 1971, вып. 53, с. 52—55.
- Давиташвили Л. Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых. М., «Наука», 1971, 296 с.
- Дементьев П. К., Модников И. С., Безгубов А. И. Геотектоническое положение формаций золотоносных конгломератов. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 340—342.
- Деррикс Ж. Ж., Вазс Ж. Ф. Месторождения урана в Шинколовбе. — В кн.: *Геология атомных сырьевых материалов*. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 323—373.
- Джонс Р. Б. Химическое доказательство докембрийской жизни на Австралийском материке. — В кн.: *Органическая геохимия*. М., «Недра», 1970, вып. 2, с. 105—118.
- Доброхотов М. Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии. — *«Советская геология»*, 1961, № 11, с. 21—36.

Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1956, 272 с.

Домарев В. С. Об эволюции процессов рудообразования в истории Земли. — В сб.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., «Наука», 1967, с. 221—236.

Домарев В. С. Рудные формации как историко-геологические образования. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 4, с. 17—28.

Домарев В. С. Проблемы общей металлогении. — «Вестник ЛГУ», 1968, № 24, с. 28—40.

Домарев В. С. Типы месторождений медистых песчаников. — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 1, с. 54—62.

Донцова Е. И. Изотопы кислорода и вопросы генезиса гранитов. Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 362—368.

Дэвидсон К. Ф. Радиоактивные минералы в Федерации Центральной Африки. — В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 264—269.

Дю Тойт А. Геология Южной Африки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 490 с.

Евстрахин В. А. Урановорудные эпохи. — «Изд. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 3, с. 13—27.

Заседателей А. М. О природе накопления лития в породах докембрия, вмещающих литиевые пегматиты. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 336—338.

Ивантишин М. Н. Докембрийское эндогенное оруденение и его значение для решения вопросов металлогении. — «Геологичный журнал», 1957, т. 17, вып. 2, с. 21—37.

Ивантишин М. Н. Металлогения докембрийских щитов мира. — В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, с. 47—54.

Ильин А. В. О генетической общности древних фосфоритов и осадочных руд триады элементов. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 324—322.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972, 240 с.

Карпов Р. В. Пегматиты основных пород Монче-Тундры и связанное с ними сульфидное оруденение. — «Геология рудных месторождений», 1959, № 5, с. 74—90.

Картер П. К., Брукс Дж. Х. Докембрий Северо-Западного Квинсленда.

Пер. с англ. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., «Мир», 1965, с. 128—177.

Керр П. Ф. Месторождения урана и тория. — В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 119—219.

Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1961, 300 с.

Клеппер М. Р., Уайнт Д. Г. Урановые провинции. — В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 7—24.

Князев Г. И., Решитыко В. А., Федоровская Л. И. О генезисе железистых кварцитов. — «Изд. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 12, с. 33—46.

Ковалев А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа. — «Геология рудных месторождений», 1972, № 5, с. 90—96.

Колотухина С. Е. Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Наука», 1964, 304 с.

Колотухина С. Е., Клаповская Л. И., Пазилова В. А. Некоторые закономерности размещения редких элементов Австралии. — В сб.: Науч. собрания Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР, М., «Наука», 1970, с. 151—162.

Комов И. Л. Некоторые закономерности размещения железорудных месторождений в центральной части Енисейского края. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 4, с. 83—86.

Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Госатомиздат, 1960, 306 с.

Константинов М. М. Погребенные рудные пояса. — «Изд. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 9, с. 18—26.

Корнилов Н. А. О зоне цементации, образующейся при окислении железистых кварцитов докембрия. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 4, с. 889—892.

Корнилов Н. А. О возрасте богатых гематитовых руд железисто-кремнистых формаций докембрия и физико-химических условий докембрийского выветривания. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 4, с. 919—922.

Корнилов Н. А. О физико-химических условиях железорудного осадконакопления в докембрии. Литология и осадочная геология докембрия (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 355—357.

Корякин А. С. Коры выветривания в докембрии. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 37—38.

- Котляр В. Н., Кристальный Б. В. Месторождения тория в капиталистических странах. М., Госгеолтехиздат, 1958, 50 с.
- Котляр В. Н. Геология и генетические типы промышленных месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1961, 246 с.
- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970, 463 с.
- Кравченко В. М., Ворона И. Д. Чарско-Алданская железорудная провинция. Якутск, Якуткнигоиздат, 1968, с. 211—224. (Материалы по геологии и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 18.)
- Красовский В. Ф., Лукашев К. И. Эпохи минерализации в геологических формациях Белоруссии. — «Докл. АН БССР», 1970, т. 14, № 6, с. 131—136.
- Краускопф К. В. Горные породы как источник металлоносных флюидов. Пер. с англ. — В кн.: Геохимия гидротермальных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 11—39.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1954, 424 с.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 388 с.
- Кузнецов В. А. Основные проблемы металлогении ртути. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 219—227.
- Кулиш Е. А. Режим кислорода в атмосфере алданского архея. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 4, с. 921—923.
- Кунин Н. Я. О развитии теоретических основ новой глобальной тектоники и выявление ее проявлений на континентах. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. (Тезисы докладов.) Л., «Недра», 1973, с. 32—33.
- Кутюрин В. М. Водное происхождение кислорода фотосинтеза и изменчивость изотопного состава кислорода, выделяемого растениями. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 508—513.
- Кушев В. Г. Первично осадочные толщи докембрия как потенциальный источник флюидов и вещества рудных метасоматитов. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 323—325.
- Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959, 279 с.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957, 272 с.
- Марков М. С. Джеспилитовые формации вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклиории. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 53—60.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит). — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 70—76.
- Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 4. Апатиты. М., «Наука», 1972, 288 с.
- Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957, 219 с.
- Мельник Ю. П., Луговая И. П. О происхождении рудных минералов докембрийских железистых кварцитов по данным изучения изотопного состава кислорода. — «Геохимия», 1972, № 10, с. 1215—1226.
- Меркулова М. Е. Железорудная провинция Хамерсли в Западной Австралии. — «Разведка и охрана недр», 1971, № 10, с. 59—62.
- Миловский А. В., Матвеева С. С. Поведение элементов в процессе гранитизации пород. — «Геология рудных месторождений». 1970, № 1, с. 3—22.
- Миловский А. В. О первичных осадочных образованиях Земли и направленности геохимических процессов в геологической истории. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 16—18.
- Минералогия Сибирской платформы. М., «Недра», 1970, 208 с. Авт.: Ю. Г. Старцкий, Е. А. Басков, Н. С. Малич и др.
- Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран (на начало 1971 г.). Под ред. Н. П. Лаврова, М., «Недра», 1972, 427 с.
- Моралев В. М. Литолого-стратиграфический контроль размещения месторождений золота и цветных металлов в осадочно-метаморфических комплексах докембрия. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 316—318.
- Моралев В. М. Тектоника плит в применении к анализу металлогении древних платформ. Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., «Недра», 1973, с. 30—32.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 6—29.

Муратов М. В. Ранние эры в истории Земли. — «Природа», 1971, № 11, с. 16—23.

Наумов Г. Б. Проблема теории рудообразования и идея цикличности геохимических процессов. — В кн.: Пути познания Земли. М., «Наука», 1971, с. 103—117.

Негрук В. З. Геохимия литогенеза метатерригенных пород карельского комплекса в связи с металлогенической специализацией докембрийских кварцевых конгломератов. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 346—349.

Нейербург Дж. И. Уран в изверженных породах Соединенных Штатов Америки. — В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 73—94.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 96—124.

Обручев В. А. Рудные месторождения. Ч. 1. Изд. Моск. Горной Академии. 1934, 143 с.

Основные черты геохимии урана. Под ред. А. П. Виноградова. М., Изд-во АН СССР, 1963, 352 с.

Особенности геологии и вопросы генезиса Удоканского месторождения медистых песчаников. — В кн.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1968, с. 70—90. Авт.: Л. Ф. Наркелю, Ю. П. Безродных, А. И. Трубочев и др.

Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972, 210 с. Авт.: А. В. Сидоренко, В. А. Теняков, О. М. Розен и др.

Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. Пер. с англ. М., «Мир», 1966, 560 с.

Пелиссонье А. О распределении меди, добываемой на Земле. Пер. с франц. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 242—251.

Перваго В. А. Алданская железорудная провинция. М., «Недра», 1966, 116 с.

Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972, 136 с.

Плаксенко Н. А. О некоторых особенностях строения толщ метаморфических пород Курской магнитной аномалии и причинах их возникновения и стратиграфического значения. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 3, с. 60—80.

Плаксенко Н. А. Кремнисто-же-

лезистые формации Курской магнитной аномалии и проблема происхождения докембрийских железистых кварцитов. — В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, «Наука и техника», 1965, с. 181—196.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. (На примере Курской магнитной аномалии.) Воронеж, Изд-во ВГУ, 1966, 253 с.

Полферов Д. В., Суслова С. И. Метаморфизм сингенетических медно-никелевых сульфидных руд юго-востока Воронежской антеклизы. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1970, № 1, с. 57—67.

Попов В. М. Проблема генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов на примере Горевского свинцово-цинкового месторождения. — «Изв. АН КиргССР», 1969, № 2, с. 13—22.

Попов В. М. Стратиформные месторождения докембрия. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 351—354.

Проявление флюоритовой и свинцово-цинковой минерализации в докембрии Воронежского массива. Труды Воронежского ун-та, т. 66, с. 161—165. Авт.: Н. М. Чернышов, С. П. Молотков, В. В. Буквашин и др.

Прусс А. К. Об источниках рудного вещества редкометалльных месторождений докембрия. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 330—332.

Работнов В. Т. Эвапоритовые образования докембрия. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 71—72.

Радкевич Е. А. Металлогенические индикаторы глубинного строения земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1970, с. 176—184.

Рассел Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1961, 281 с.

Робонен В. И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии. — В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита. 1968, с. 92—93. (Тезисы докладов.)

Робертс У. М. Минералогия и генезис рудного тела Уайт на урановом месторождении Рам-Джангл, Австралия. Пер. с англ. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., «Мир», 1965, с. 229—250.

Рождков И. С. Состояние проблемы изучения золотоносности конгломератов на территории СССР. — В кн.: Проблемы металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969, с. 7—23.

Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 403—438.

Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — «Геохимия», 1972, № 2, с. 137—147.

Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Ярошевский А. А. К геохимической истории внешних оболочек Земли. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 88—98.

Руб М. Г., Павловский А. Б., Макеев Б. В. Оловоносность щитов древних платформ. — В кн.: Геология месторождений олова зарубежных стран. М., «Недра», 1969, с. 30—79.

Рудник В. А., Соботович Э. В. О возрасте полиметаморфических комплексов пенгурской серии Алданского щита. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1969, т. 189, № 4, с. 834—837.

Рудник В. А., Беляев Г. М. Осадочно-вулканогенные комплексы как источник рудного вещества при гранитообразовании. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 325—339.

Рудовская Л. Н. О закономерностях распространения месторождений меди, свинца и цинка на Африканской платформе. — «Изв. Высших учебн. завед. Геология и разведка», 1969, № 5, с. 116—122.

Рудообразование и металлогения. Под ред. Я. Н. Белевцева. Киев, «Наукова Думка», 1971, 183 с.

Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюция генетических видов месторождений в истории развития земной коры. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., «Наука», 1968, с. 212—225.

Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 5. М., «Недра», 1969, с. 303—332.

Рухин Л. Б. Основы литологии. М., «Наука», 1969, 703 с.

Саакян П. С., Саакян В. М. Изменения состава руд осадочных сульфидных месторождений в зависимости от необратимой эволюции геологической среды. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968, с. 133—139.

Савченко А. А., Саакян В. М. Ермаков Б. В. Особенности меденосных отложений александровской свиты нижнего протерозоя Кодаро-Удоканского прогиба. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 384—386.

Сауков А. А. Радиоактивные элементы Земли. М., Госатомиздат, 1961, 160 с.

Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, 372 с.

Сердюченко Д. П., Потемкин К. В., Павлов В. А. Осадочные и осадочно-метаморфические месторождения. — В кн.: Геохимия, минералогия и месторождения редких элементов. М., «Наука», 1968, с. 46—51.

Сердюченко Д. П. Факторы образования осадочно-метаморфических месторождений в докембрийских толщах Земли. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 24—28.

Сердюченко Д. П., Созинов Н. А. Роль углистого вещества в формировании седиментогенных месторождений докембрия. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 349—350.

Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — «Советская геология», 1963, № 4, с. 3—23.

Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 4—7.

Синицын В. М. Фоссилизация газов в осадочной оболочке и ее значение для эволюции атмосферы Земли. — «Вестник ЛГУ», 1970, № 6, с. 46—55.

Синицын В. М. Спаль, историко-генетические аспекты. Л., «Недра», 1972, 167 с.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965, 590 с.

Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 9. М., «Наука», 1970, с. 5—19.

Собатович Э. В., Гращенко С. М., Александрук В. М. Определение возраста древних пород свинцово-изохронным изотопно-спектральным стронциевым методом. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 10, с. 3—14.

Солодов Н. А. Геологический возраст пегматитовых месторождений. — В кн. Редкие элементы, вып. 3. М., «Наука», 1969, 162 с.

- Сороков Ю. М., Глебовицкий В. А., Турченко С. И. Роль литолого-формационных и метаморфических факторов в локализации месторождений метаморфогенного типа. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 314—316.
- Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Возможный механизм образования земной коры. — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1971, т. 199, № 2, с. 319—322.
- Старицкий Ю. Г. О генетической позиции богатых железных руд Криворожья. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 102, № 3, с. 599—600.
- Старицкий Ю. Г. Основные проблемы металлогении платформ. Л., «Недра», 1973, с. 23—40. (Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 191).
- Стасевич А. И. и др. Железистые кварциты Белоруссии. — «Докл. АН БССР», 1971, т. 15, № 4, с. 320—324.
- Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1947, 268 с. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., вып. 73, № 2.)
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962, т. 1, 212 с., т. 2, 574 с., т. 3, 550 с.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963, 535 с.
- Страхов Н. М. О программе и методике изучения геохимии элементов в осадочном цикле. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 9, с. 3—16.
- Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. — «Советская геология», 1965, № 1, с. 105—119.
- Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960, 240 с.
- Твалчрелидзе Г. А. О главных металлогенетических эпохах Земли. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 1, с. 22—36.
- Теняков В. А. Геохимия гипергенеза в раннем докембрии. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 9—10.
- Тернер Ф. С. Металлогенетические провинции и эпохи. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 51—80.
- Тимофеева З. В. Сидеритообразование в позднем докембрии. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 361—362.
- Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963, 168 с.
- Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования в докембрии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 9, с. 3—26.
- Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. — В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 153—177.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2. М., «Недра», 1970, 431 с.
- Тугаринов А. И. Происхождение урановых месторождений. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 263—271.
- Турекян К. Распространенность химических элементов в земной коре. Пер. с англ. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 7—15.
- Туркин И. С. Место золотооруденения в магматическом процессе Заангарской части Енисейского кряжа. — «Изв. Томского Политех. ин-та», 1970, т. 239, с. 72—75.
- Уайт М. Г. Урановые месторождения в районе Серра-Де-Джакобина (Бразилия, штат Байя). — В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 442—450.
- Фейрбридж Р. В. Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты. Пер. с англ. — В кн.: Карбонатные породы, т. 1. М., «Мир», 1970, с. 357—386.
- Фельдман Л. Г., Гинзбург А. И., Уникальное тантало-циезиевое месторождение Бервик-Лейк (Монтари) в Канаде. — «Разведка и охрана недр», 1971, № 9, с. 61—65.
- Филиппов М. С., Комлев Л. В. Уран и торий в гранитоидах Средне-Днепровского района. — «Геохимия», 1959, № 5, с. 437—448.
- Фоллинсби Р. Э. Докембрийские металлогенетические эпохи — атмосферные или центросферные. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 253—268.
- Формозова Л. Н. Типы формаций докембрия, содержащих железные руды. — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 5, с. 22—39.
- Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., «Наука», 1973, 172 с.
- Фосс Г. Ф. Золото. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1966, с. 3—50.
- Фролов В. Т. Генетический анализ архейских отложений р-на Калгурли

(Западная Австралия). Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 115—118.

Х а з о в Р. А. Касситерит-калишпатовая парагенетическая ассоциация в скарноворудном месторождении Китела. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 6, с. 106—111.

Х а и н В. Е. Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 141—156.

Х а и н В. Е. Новая глобальная тектоника — современное состояние и нерешенные вопросы. Металлогения и новая глобальная тектоника. (Тезисы докладов). Л., «Недра», 1973, с. 33—35.

Х е й н р и х Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1962, 605 с.

Х о л л а н д Г. Содержание CO₂ в атмосфере Земли в геологической истории. Пер. с англ. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 65—69.

Х о л о д о в В. Н. О роли докембрия в осадочном рудогенезе. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1971, № 4, с. 156—157.

Х о у т о н С. Г. Африка южнее Сахары. Пер. с англ. М., «Мир», 1966, 366 с.

Ч а й к а В. М., Н е ж д а н о в а Г. Е. О миграции золота при метаморфизме сульфидсодержащих графитоидно-клинитовых сланцев серии Кейв на Кольском полуострове. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 2, с. 438—441.

Ч а с т и й Р. А. Текстуры железных руд Белозерского района. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений Украины, вып. 3. М., «Недра», 1969, с. 49—57.

Ч е р н о в В. М., Р о б о н е н В. И. О соотношении окисной и сульфидной форм железнакопления в раннем докембрии. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 362—363.

Ч у м а к о в Н. М. Ледниковые отложения в раннем и позднем протерозое. Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докладов.) М., изд. ВГФ, 1973, с. 62—64.

Ч у х р о в Ф. В., Е р м и л о в а Л. П., В и н о г р а д о в В. И. Об изотопном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 9, с. 50—60.

Ш а т с к и й Н. С. О марганценосных формациях металлогении марганца. —

«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 4, с. 3—37.

Ш н е й д е р х е н Г. Рудные месторождения. Пер. с нем. М., Изд-во иностр. лит., 1958, 501 с.

Ш е г л о в А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968, 180 с.

Ш е г л о в А. Д. Металлогения средних массивов. Л., «Недра», 1971, 148 с.

Щ е р б а к о в Ю. Г. Роль россыпей и коренных месторождений золота в развитии золотой промышленности. — «Геология и геофизика», 1964, № 1, с. 76—85.

Ш о у Д. Радиоактивные элементы в докембрийских породах Канадского щита и глубины Земли. Пер. с англ. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 48—64.

Э й г с т е р Х. П. Условия образования докембрийских железистых формаций. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1. М., «Наука», 1969, с. 301—317.

Э н г е л ь А. Э. Дж., Э н г е л ь Ц. Г. Происхождение континентов. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 76—87.

Ю д и н Б. А., З а к С. И. Титановые месторождения Северо-Запада СССР (восточная часть Балтийского щита). — «Советская геология», 1970, № 9, с. 138—147.

Ю р и Г. Первичные атмосферы планет и происхождение Земли. — В кн.: Возникновение жизни на Земле. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 2—27.

Я н и ц к и й А. Л., С е р г е е в О. П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1962, 111 с.

Я с ы р е в А. П., Н и к и т и н Н. М. Перспективы золотоносности осадочного чехла Русской платформы в связи с решением прогнозно-металлогенетических задач. — «Советская геология», 1968, № 5, с. 133—138.

А s k e r m a n n К. J., В r a n s c o m b e К. С., H a w k e s А. R., T i d y J. L. The geology of some beryl pegmatites in Southern Rhodesia. — «Trans. Geol. Soc. S. Afr.», 1966, vol. 69, p. 1—38.

A d a m s А. S., P l i l e r R. Geochemistry of the actinides as a possible clue in interpreting the development of the earth's atmosphere. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1956, vol. 67, No. 12, p. 2, 1663 p.

A n h a e u s s e r C. R., M a s o n R., V i l j o e n R. A. A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.» 1969, vol. 80, No 11, p. 2175—2200.

B a k e r R. D. Stability of magnetit and gematit in a hydrothermal environment

- from thermodynamic calculations. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1955, vol. 66, No 12, p. 2, p. 1528—1529.
- Baldwin A. B. Uranium and thorium occurrences on the north shore of the Gulf of St. Lawrence. — «Canadian Mining and Metallurgy Bull.», 1970, vol. 63, No 698, p. 699—707.
- Barker F. Gold investigations in Precambrian dastic and pelitic rocks southwestern Colorado and northern New Mexico. — «Geol. Surv. Bull.», 1969, No 1272, F IV, 22.
- Beck L. S. Genesis of uranium in the Athabasca region and its significance in exploration. — «Canadian Mining and Metallurgy Bull.», 1970, vol. 63, No. 695, p. 367—377.
- Berge J. W. Iron formation and supergene iron ores of the Goe range Area, Liberia. — «Econ. Geol.», 1971, vol. 66, No. 6, p. 947—960.
- Berkman D. Geology of the Rum Jungle uranium deposits. — «Atomic Energy Austral.», 1970, vol. 13, No 1, p. 12—22.
- Berkner L. V., Marshall L. C. The history of growth of oxygen in the Earth-S atmosphere. — In: The origin and evolution of the Atmospheres and Oceans. — J. Wiley. New-York, London, 1964.
- Binns R. A., Miller J. A. Potassium-argon age determinations on some rocks from the Broken Hill Region of new South Wales. — «Nature», 1963, vol. 199, No. 4890, 274 p.
- Bird H. A. Falconbridge's copper operations in Uganda. — «Canadian Mining and Metallurgy Bull.», 1968, vol. 61, No 677, p. 1075—1082.
- Black L. P., Gale N. H., Moor bath S., Pankhurst R. J., MacGregor V. R. Isotopic dating very early precambrian amphibolite facies gneisses from the Godthaab district, West Greenland. — «Earth and Planetary Science Letters», 1971, vol. 12, No 3, p. 245—259.
- Blockley J. G. The stratigraphy of the Mount Tom Price ore body and its implication in the genesis of iron ore. — «Geol. Surv. West. Austral.» Rep. Perth, 1969, p. 46—49.
- Bottrill T. J. Uraniferous conglomerates of the Canadian Shield. — «Pap. Geol. Surv. Can.» Pt. A., 1971, No 1, p. 77—83.
- Boyle R. W. The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of Yellowknife district. — «Geol. Surv. Canada Mem.», 1960, 310 p.
- Boyle R. W. The source of elements in epigenetic mineral deposits — a metallogenetic concept for prospecting. — «Canadian Mining Journ.», 1969, vol. 90, No. 4, p. 104—107.
- Brandt R. T. The genesis of the Mount Goldworthy iron ore deposits of Northwest Australia. — «Econ. Geol.», 1966, vol. 61, No 6, p. 999—1009.
- Breemen O., Van Upton B. G. J. Age of some Gardar intrusive complexes. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1972, vol. 83, No. 11, 3381 p.
- Burger A. J., Nicolaysen L. O., Villiers J. W. L. Lead isotopic composition of galenas from the Witwatersrand and Orange free States, and their relation to the Witwatersrand and Dominion Reef uraniumites. — «Geochim. et Cosmochimica Acta», 1962, vol. 26, No 1, p. 25—59.
- Burnham W. C. Facies and types of hydrothermal alteration. — «Econ. Geol.», 1962, vol. 37, No 3, p. 768—84.
- Campana Br. Le decouverte des grands gisements de fer et de bauxite en Australie. — «Bull. Verein — Schweiz. Petrol — Geol und Ingr.», 1968, vol. 34, No 86, p. 19—33.
- Carr J. M. Geology of Churchill copper deposit. — «Canadian Mining and Metallurgy Bull.», 1971, vol. 64, No. 710, p. 50—54.
- Chantraine J., Radelli L. Tectono-mineragenetic units of the basement of Madagascar. — «Econ. Geol.», 1970, vol. 65, No 6, 690 p.
- Cloud P. E., Licari G. R. Microbiotas of the banded iron formations. — «Proc. Nat. Acad. Sci. U. S. A.», 1968, vol. 61, No. 3, 779 p.
- Collins J. J., Loureiro A. R. A metamorphosed deposit of Precambrian supergene copper. — «Econ. Geol.», 1971, vol. 66, No. 1, p. 192—199.
- Compston W., Arriens P. A. The Precambrian Geochronology of Australia. — «Canadian Journ. of Earth Science», 1968, vol. 5, p. 561—583.
- Crawford A. R. India, Ceylon and Pakistan: new age date and comparisons with Australia. — «Nature», 1969, vol. 223, No. 5204, 380 p.
- Croxford N. J. W. Origin and significance of volcanic potash-rich rocks from Mount Isa. — «Trans. Inst. Mining and Metallurgy», 1964, vol. 74, p. 33—34.
- Das-Gupta S. D. Genesis of sulphide Mineralisation in the Khetri Copper belt, Rajasthan, India. Report of the XXII session Intern. Geol. Congress, Pt V, 1964.
- Davidson P. Massive wealth in Australia's Hamersley Iron Province. — «Journ. Mines. Metals and Fuels», vol. 17, No 6, 1969, p. 189—191.
- De-Goeffroy J., Wu S. M. A statistical study of ore occurrences in the greenstone belts of the Canadian shield. — «Econ. Geol.», 1970, vol. 65, No 4, p. 496—504.

Dekate Y. G. Precambrian orogenic cycles and tungsten metallogeny. — «Current Science», 1966, vol. 35, No 13.

Derry D. Evidence on the origin of Blind River Uranium — Progress report. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1958, vol. 69, No. 12, p. 2, P. 2, p. 1553.

Derry D. Economic aspects of archaean-proterozoic boundaris. — «Econ. Geol.», 1961, vol. 56, No 4, p. 635—647.

Dorr J. V. N. Supergene iron ores of Minas Gerais Brazil. — «Econ. Geol.», 1964, vol. 56, p. 1203—1240.

Dunham K. C. Neptunist concepts in ore genesis. — «Econ. Geol.», 1964, vol. 59, No 1, p. 1—21.

Eckelmann F. D., Gast P. W. Uranium-lead method of age determination. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1957, vol. 68, No. 9.

Fairbairn H. W. e. a. Mineral and rock ages at Sudbery — Blind River Ontario. — «Geol. Assoc. Canada Press.», 1960, vol. 12, p. 41—66.

Farina Mario. Estimativa das reservas de tungstenio da provincia scheelitífera do Nordeste. Miner. met. 1970, No. 308, 51 p.

Farquharson R. B., Wilson C. J. L. Rationalization of Geochronology and Structure at Mount Isa. — «Econ. Geol.», 1971, vol. 66, No 4, p. 574—582.

Faure G., Kovach J. The age of the Gunflint iron formation of the Animikie Series in Ontario, Canada. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1969, vol. 80, No 9, p. 1725—1735.

Ferencic A. J. Geology of the San Isidro iron ore deposit, Venezuela. — «Mineral. Deposit», 1969, vol. 4, No 3, p. 283—297.

Fisher D. E., Joensuu O., Boström K. Elemental abundances in ultramafic rock and their relation to the upper mantle. — «Journ. of Geophys. Research.» 1969, vol. 74, No 15, p. 3865—3873.

Fryklund B. C. Origin of the main period veins, Coer d'Alene district Idaho. — «U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.», 1960, No 400-B.

Garrels R. M., Mackenzie F. T. Gregor's Denudation of the Continents. — «Nature», 1971, vol. 231, No. 5302.

Gavelin Sven. Sulphide mineralization in the Skellefte District, Northern Sweden, and its relation to regional granitization. — «Econ. Geol.», 1955, vol. 50, No. 3, p. 355—366.

Geijer Per. Types of sulfide ore and associated wall rock alteration in the Östersilverberg district central Sweden. Sveriges geologiska undersökning, 1959, No. 603, NR 31, p. 267—271.

Ghisler M. Pre-metamorphic folded

chromite deposits of stratiform type in the early precambrian of West Greenland. Mineral. Deposita, 1970, vol. 5, No. 3, p. 223—236.

Ghosh D. B., Sastry B. B., Rao A. J., Rahim A. A. Ore environment and ore genesis in Ramagiri Gold field, Andhra Pradesh, India. — «Econ. Geol.», 1970, vol. 65, No. 7, p. 801—814.

Gotterill P. The chromite deposits of Selukwe, Rhodesia. — «Econ. Geol.», 1966, vol. 61, No 4, p. 311—320.

Gottfried D. R., Rowe J. J., Lilling R. S., Dodge F. C. W. Geochemical behavior of gold during magmatic differentiation. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», Abstracts with programme for 1969, pt. 7, p. 277—278.

Green D. H. Archaean greenstone belts may include terrestrial equivalents of lunar maria? — «Earth and Planetary Science Letters», 1972, vol. 15, No. 3, 263 p.

Greenhalgh D., Jeffrey P. M. A contribution to the precambrian geochronology of Australia. — «Geochimica et Cosmochimica Acta», 1959, vol. 16, No 1—3.

Grip E., Wirstam A. ke. The Boliden sulphide deposit. A review of geo-investigations carried out during the lifetime of the Boliden mine, Sweden. Sver. geol. unders. C, 1970, No. 651, 68 p.

Gross G. A. Geology of iron deposits in Canada. vol. Ottawa, Geol. Surv. Canada, Econom. geol. Rept. No 22, 1965.

Gross G. A. Principal types of iron-formations and derived ores. — «Canadian Mining and Metallurgy Bull.», 1966, vol. 59, No 646.

Gruner J. W. Biwabik iron formation. — «Econ. Geol.», 1922, vol. 17, No. 6, p. 413—430.

Guild Ph. W. Iron Deposits of the Congonas district, Minas Gerais, Brazil. — «Econ. Geol.», 1953, vol. 48, No. 8, 639 p.

Harrison J. M., Ead K. E. Proterozoic in Canada, — «The Royal Society of Canada», 1957, No. 2, p. 3—9.

Hegmann F., Albrecht F. Zur Geochemie oxydischer Eisenerze. — «Chemie der Erde», 1954, Bd. 17, H. 2, S. 81—103.

Hiemstra S. A. The geochemistry of the uraniferous conglomerate of the Dominion Reefs Mine Klerksdorp area. — «Trans. Geol. Soc. S. Africa», 1968, vol. 71, No. 1, p. 67—100.

Hobbs B. E., Ransom D. M., Vernon R. H., Williams P. F. The Broken Hill ore body, Australia. A review of recent work. — «Mineral. Deposita», 1968, vol. 3, No 4, p. 293—316.

Holland H. D. On the chemical evolution of the terrestrial and cytherean atmospheres. In Brancazio and Cameron

(editors). The Origin and Evolution of the Atmospheres and Oceans. J. Wiley, New York, London, 1964.

Hoen M. K., Adams J. A. S. Computer-derived geochemical balances and element abundances. — «Geochimica et Cosmochimica Acta», 1966, vol. 30, No 3, p. 279—297.

Hughes F. E., Munro D. L. Uranium ore deposit at Mary Kathleen. — «Atomic Energy Australia», 1970, vol. 17, No 2, p. 11—17.

Hutchinson R. W., Ridler R. H., Suffel G. G. Metallogenic relationships in the Abitibi belt, Canada: a model for Archean Metallogeny. — «Canadian Mining and Metallurgy Bull.», 1971, vol. 64, No 708, p. 48—57.

Jager F. S. J. de. A post-mineralization striken-fault along a limb of a multiple cymoid structure in a Transvaal leadsilver mine. — «Trans. Geol. Soc. S. Africa», 1966, vol. 69, p. 251—254.

James H. L. Iron formation and associated rocks in the Iron River District, Michigan. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1951, vol. 62, No 3, p. 251—266.

James H. L. Sedimentary facies of iron-formation. — «Econ. Geol.», 1954, vol. 49, No. 3, p. 235—293.

James H. L. Zones of regional metamorphism in the precambrian of northern Michigan. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1955, vol. 66, No. 12, p. 1455—1488.

James H. L., Howland A. L. Mineral Facies in iron and silica-rich rocks. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1955, No. 12, Pt-2, 1580 p.

Jensen M. L., Whittles A. W. G. Sulfur isotopes of Nairen pyrite deposit, South Australia. — «Mineral Deposita», 1969, vol. 4, No 3, p. 241—247.

Johns F. W. The athabasca sandstone and uranium deposits. — «West. Miner», 1970, vol. 43, No 10, 42 p.

Jolliffe A. W. Geology and iron ores of Steep Rock Lake. — «Econ. Geol.», 1955, vol. 50, No 4, p. 373—398.

King H. J. A foray into the realm of ore genesis. — «Mines. Magazine», 1968, vol. 58, No 12, p. 25—27.

Kindle E. D. Preliminary report on the copper deposits, Coopermine River area, district of Mackenzie. Pap. Geol. Surv. Can. 1970, No 49, 13.

Kirkham R. V. Some copper occurrences in younger sedimentary rocks of the Coppermine River area, Northwest Territories. — «Pap. Geol. Surv. Can.», 1970, No 1, Pt. B, p. 57—63.

Krauskopf K. The source of ore metals. — «Geochim. et Cosmochimica Acta», 1971, vol. 35, No 7, p. 643—659.

Kunde N. The mineraligenetic provinces of Africa. — «Econ. Geol.», 1963, vol. 58, No. 5, p. 774—790.

Lepp H., Goldich S. S. Origin of precambrian iron formation. — «Econ. Geol.», 1964, vol. 60, p. 1025—1060.

Liddy J. C. The jaspilite iron ores of Australia. — «Econ. Geol.», 1968, No. 7, 815 p.

Liddy J. C. The jaspilite iron ores of Western and South Australia. — «Austral. Mining.», 1968, vol. 60, No 10, p. 21—29.

Liddy J. C. Molybdenite in Australia. — «Austral. Mining.», 1970, vol. 62, No. 10, p. 52—57.

Ljunggren P. The tin deposits of Rondonia, Brazil, as compared with the Bolivian tin mineralization. — «Geologiska Föreningens». Stockholm, 1964, vol. 85, p. 431—435.

Mair J. A., Maynes A. D., Patchett J. E., Russell R. D. Isotopic evidence on the origin and age of the Blind River Uranium Deposits. — «Journ. of Geoph. Research.», 1960, vol. 65, No. 1.

Mancusto J. J., Loughheed M. S., Wygant Th. Possible biogenic structures from the Precambrian Negaunee (Iron) Formation, Marquette Range, Michigan. — «Amer. Journ. of Science», 1971, vol. 271, No. 2, p. 181, 186.

Manjrekar V. D., Ghosh D. B. On the problem of genetic type of Jamda — Koira valley manganese deposits. — «Indian Mining and Eng. J.», 1970, vol. 9, No. 12, p. 17—23.

Margulis L. New phylogenesis of the lower organisms: possible relation to organic deposits in Precambrian sediment. — «Journal of Geology», 1969, vol. 77, No. 5, p. 606—617.

Matsuo Sasa'o. Role of volatile components in earth's evolution. — «Mass. Spectrosc.», 1970, vol. 18, No 2, p. 982—993.

McLeroy D. Genesis of Precambrian banded iron deposits, Rio Arriba Country, New Mexico. — «Econ. Geol.», 1970, vol. 65, No 2, p. 195—205.

Mikkola A. K., Niini Heikki. Structural position of ore-bearing areas in Finland. — «Bull. Geol. Soc. Finland.», 1968, No 40, p. 17—33.

Miller D. S., Gast P. W., Isotope geology of some lead ores. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1957, vol. 68, No 12, P-2, 1767 p.

Milligan G. C. Pre-cambrian of Cape Breton Island as a prospecting area. — «Canadian Mining J.», 1970, vol. 91, No. 4, p. 61—63.

Minter W. E. L. Gold distribution related to the sedimentology of a precambrian Witwatersrand conglomerate, South Af-

- rica, as outlined by moving-average analysis. — «Econ. Geol.», 1970, vol. 65, No. 8, p. 963—969.
- Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J., Gale N. H., McGregor V. R. Further rubidium-strontium age determinations on the very Early Precambrian rocks of Godthab district. West Greenland. — «Nature», 1972, vol. 240, No. 100, p. 78—82.
- Moore E., Maynard A. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. — «Econ. Geol.», 1929, No. 3—6.
- Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J. Early archaean age for the isua iron formation. West Greenland. — «Nature», 1973, vol. 245, No 5421, p. 138—139.
- Morthy Y. G., Cokul A. R. Manganese ore deposits of Kalahandi and part of Koraput districts Orissa. — «Rec. Geol. Surv. India.», 1966, vol. 94, No. 2, p. 245—260.
- Nagel R. H., Silva A. R. da. O carbonato de manganês como prominerio no distrito de Serra do Navio. — «Bol. Soc. brasil. geol.» 1961, vol. 10, No. 2, p. 53—59.
- Narayanaswami S. Exploration for gold by geological survey of India in South India. — «J. Inst. Eng. (India) Mining and Met. Div.», 1970, vol. 50, No. 7, pt. 2, p. 83—88.
- Nicolaysen L. O. e. a. New measurement relating to the absolute age of the Transvaal System. — «Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa», 1958, vol. 61, p. 137—166.
- Oliveira C. L. de. Study of the manganese ores of the Serra do Navio district. Amapa — Brazil. — «Bol. Soc. brasil. geol.» 1963, vol. 12, No. 1—2, p. 5—35.
- Perry E. C., Monster J., Reimer Th. Sulfur isotopes in Swaziland System barites and the evolution of the earth's atmosphere. Science, 1971, vol. 174, No 3975, p. 1015—1016.
- Petraschek W. Kontinentalverschiebung und Erzprovinzen. — «Mineral Deposits.», 1968, vol. 3, No. 1, p. 56—65.
- Piirainen T. Kolin-kaltimon alurn urasnimälmeista. Geologi, 1968, vol. 20, No. 10, p. 148—149.
- Phair G., Gottfried D. The Colorado Front Range, Colorado U. S. A. as a uranium and thorium province. In J. A. S. Adams and W. M. Lowder (editors). The natural radiation environment, p. 7. Chicago. Chicago University Press, 1964.
- Phaup A. E. Gold in Rhodesia. — «Chamber Mines J.», 1968, vol. 10, No. 7, 32 p.
- Prider R. Nickel in Western Australia. — «Nature», 1970, vol. 226, No. 5247, p. 691—693.
- Radtke A. S., Scheiner B. J. Studies of hydrothermal gold deposition. I Carlin gold deposit, Nevada, the role of carbonaceous materials in gold deposition. — «Econ. Geol.», 1970, vol. 65, No. 2, p. 87—102.
- Rao G. V. Structural control and Origin of the Manganese Ore deposits in the Vizagapatam Manganese Belt, Andhra Pradesh, India. Intern. Geol. Congress Report of 22 session, pt. V, 1964.
- Rao N. Rama, Ballurkar Ashok. Zoning of ore deposits in the Precambrians of Andhra Pradesh. — «J. Geol. Soc. India», 1971, vol. 12, No. 2, p. 187—189.
- Reynolds P. H. A U—Th—Pb lead isotope study of rocks and ores from Broken Hill, Australia. — «Earth and Planetary Science Letters», 1971, vol. 12, No. 2, p. 215—223.
- Robertson D. S., Steenland N. C. On the Blind River uranium ores and their origin. — «Econ. Geol.», 1960, vol. 55, No. 4, 659 p.
- Robertson D. S., Douglas R. F. Sedimentary uranium deposits. — «Canadian Mining and Metallurgy Bull.», 1970, vol. 63, No. 697, p. 557—566.
- Robertson A. Geology and uranium deposits of Blind River area, Ontario. — «Canadian Mining and Metallurgy Bull.», 1969, vol. 62, No. 686, p. 619—634.
- Rogers J. J. W. Statistical test of the homogeneity of the radioactive components of granitic rocks. In J. A. S. Adams and Lowder (editors). The natural radiation environment p. 51. Chicago, Chicago University Press, 1964.
- Roscoe S. M. Evidence for pleear origin of Elliot Lake (Blind River), Ontario, uraniumiferous conglomerates. — «Geol. Soc. of Amer. Special Papers», 1963, No. 73.
- Rose E. R. The cooper-nickel deposits of Timigamu Island, Ontario. — «Econ. Geol.», 1966, vol. 61, No. 1, p. 27—43.
- Rose E. R. Geology of titanium and titaniferous deposits of Canada. — «Geol. Surv. Canada», 1969, No. 25, 177 p.
- Russell R. D., Farquhar R. M., Hawley J. E. Isotopic analysis of leads from Broken Hill, Australia. — «Trans. Amer. Geophys. Union.», 1957, vol. 38, No. 4.
- Roy S. Genesis of the Manganese Ore deposits of Madhya Pradesh and Maharashtra, India. Intern. Geol. Congress, Report of 22 session, Pt V, 1964.
- Rubey W. W. Geologic history of sea water. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1951, vol. 62, p. 1111.
- Schidrowski M. Untersuchungen zur Metallogenese im südwestlichen Witwa-

- tersrand — Becken. Beih. Geol. Jahrb. 1970, No. 85, 128 p.
- Schreiner G. D. Comparison of the Rb⁸⁷—Sr⁸⁷ ages of the red granite of the Bushveld complex from the measurements on the total rocks and separated mineral fractions. Proc. Roy. Soc. sec. A, 1958, vol. 245, No. 1240.
- Shields J. W., White D. A., Ivanaic J. Geology of the gold prospects at Union Reefs, Northern Territory. Rept. Commonwealth Austr. Dept-Nat. Developm. Bur. Mineral Resources. — «Geology and Geophys.», 1967, No. 45, 20p.
- Sims P. K. Cooper and nickel developments in Minnesota. — «Mining Cong. J.» 1968, vol. 54, No. 3, p. 29—34.
- Sinha A. K. U-Th. Pb systematic and the age of the Onverwacht series South Africa. — «Earth and Planetary Science Letters.» 1972, vol. 16, No. 2, p. 219—227.
- Spencer E., Percival F. G. The structure and origin of the banded hematite jaspers of Singhum India. — «Econ. Geol.», 1958, vol. 47, No. 4, p. 365—383.
- Stoll W. C. Metallogenic belts, centers and epochs in Argentina and Chile. — «Econ. Geol.», 1964, vol. 59, No. 1, p. 126—135.
- Tilton G. R., Steiger R. H. Mineral ages and isotopy composition of primary lead in Manitowadge. — «Journ. of Geophys. Res.» 1969, vol. 74, No. 8, p. 2418—2432.
- Tolbert G. E., Tremaine J. W., Melcher G. C., Gomes C. B. The Recently Discovered Serrás dos Carajas Iron Deposits, Northern Brazil. — «Econ. Geol.», 1971, vol. 66, No. 7, p. 985—994.
- Trendall A. F. Three great basins of Precambrian banded iron formation deposition: a systematic comparison. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1968, vol. 79, No. 11, p. 1527—1544.
- Triig C. M. Uranium et the Beaverlodge District. — «West. Miner.», 1968, vol. 41, No. 9, p. 42—53.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1961, vol. 72, No. 2.
- Tyler S. A. Development of Lake Superior soft iron ores from metamorphosed iron formation. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1949, vol. 60, No. 7, p. 1101—1124.
- Viljoen R. P., Saager R., Viljoen M. J. Metallogenesis and ore control in the Steynsdorp Goldfield, Barberton Mountain, Land South Africa. — «Econ. Geol.», 1969, vol. 64, No. 7, p. 778—797.
- Viljoen R. P., Saager R., Viljoen M. J. Some thoughts of the origin and processes for the concentration of gold in the Precambrian of Southern Africa. «Mineral. Deposita» 1970, No. 2, p. 164—180.
- Villiers De J. S. A contribution to the geology of the chromitite seams occurring in the southern sector of the eastern part of the Bushveld Complex. — «Trans. Geol. Soc. S. Africa.», 1968, vol. 71, No. 3, p. 203—208.
- Vladi Marmo. «Banded ironstone» of the Kangari Hills, Sierra Leone. — «Econ. Geol.», 1956, vol. 51, No. 8, p. 798—810.
- Wagner P. A. The iron deposits of the Union of South Africa. Mem. Geol. Surv. S. Africa, 26, 1928.
- Welin E. Uranium mineralization and age relationships in the Precambrian bedrock of central and southeastern Sweden. Geologiska Föreningens i Stokholm Fårhandlingar, 1966, vol. 88, No. 1, p. 34—67.
- Whyte R. J., Green M. E. Geology and paleogeography of Chibuluma west orebody, Zambian Copperbelt, Pt. I Geology of Chibuluma West, Pt II Paleogeographic interpretation of chibuluma West. orebody. — «Econ. Geol.», 1971, vol. 66, No. 3, p. 400—424.
- Wilson H. D. Geological provinces of Canada. Exploration and outlook The Superior Province. — «Canadian Mining and Metallurgy Bull.», 1970, vol. 63, No. 694, p. 195—199.
- Windley B. F. Anorthosites in the early crust of the Earth and on the Moon. — «Nature», 1970, vol. 226, No. 5243, p. 334—335.
- Zanone L. La manganese des complexes volcanosedimentaires precambriens en cote d'Ivoire. Chronique mines et rech. miniere, 1968, vol. 36, No 371, p. 71—85.
- Zartman R. E., Stacey J. S. Lead isotopes and Mineralization ages in Belt Supergroup Rocks, Northwestern Montana and Northern Idaho. — «Econ. Geol.», 1971, vol. 66, No. 6, p. 849—860.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Абебаб (Намбия; ванадий, полиметаллы) 92, 93, 139
 Абу-Галква (АРЕ; титан) 94
 Айрон-Кинг (США; полиметаллы) 130
 Айрон-Майн Хилл (США; титан) 86
 Айрон-Маунтин (США; титан, ванадий) 86, 92
 Аленгуйское (СССР; титан) 89
 Аллард-Лейк (Канада; титан) 83
 Амкондо (Южная Родезия; медь) 127
 Ангус (Канада; титан) 85
 Андра-Прадеш (Индия; хром) 98, 121, 122, 169
 Ансонго (Мали; марганец) 101, 102
 Араша (Бразилия; ниобий) 166
 Арсеньевское (СССР; титан) 89
 Атабаска (Канада; золото) 184, 185, 208
 Ахито (Того; хром) 97
 Ашбуртон (Западная Австралия; золото) 153
- Балагхат (Индия; марганец) 99
 Балмат (США; цинк) 130
 Балуба (Замбия; цинк, кобальт) 107
 Бамбу-Крик (Австралия; редкие металлы) 173
 Банкрофт (Замбия; медь) 124
 Барода (Индия; марганец) 99
 Белингве (Южная Родезия; хром) 96
 Бенфри (Канада; титан) 85
 Берг-Аукас (Намбия; ванадий, полиметаллы) 93, 139
 Берген (Норвегия; титан) 88
 Бернана (Малагасийская Республика; хром) 97
 Берник-Лейк (Канада; бериллий, литий) 172, 177
 Берра (Австралия; медь) 123
 Бетрок (Малагасийская Республика; титан) 91
 Бибианиха (Гана; золото) 159
 Бивердлож (Канада; уран) 183, 185
 Бикита (Южная Родезия; редкие металлы) 174, 206
 Бирнин-Гвари (Нигерия; золото) 159
 Битти (Канада; золото) 147
 Бахар (Индия; хром) 133, 169, 172
 Блаффельд (Норвегия; титан) 87
 Блайнд-Ривер (Канада; уран) 15, 153, 183, 193, 194
 Блэк-Хиллс (США; олово) 147, 167
 Боб-Ингерсолл (США; уран) 183
 Богсто (Норвегия; титан) 88
 Болиден (Швеция; медь) 119
 Брандберг-Уэст (Намбия; вольфрам) 170
 Брежу (Бразилия; вольфрам) 171
 Брелорн (Канада; золото) 147
 Брокен-Хилл (Австралия; кобальт, медь, свинец, цинк, серебро) 11, 107, 124, 133, 163
- Брокен-Хилл (Замбия; ванадий, свинец, цинк) 92, 94, 138, 139
 Брокс-Крик (Австралия; уран) 190
 Бу-Аззер (Марокко; кобальт) 108
 Булавайо (Южная Родезия; золото) 157
 Булкупата (Австралия; редкие металлы) 174
 Бурниер (Бразилия; марганец) 105
 Бушвельд (ЮАР; железо, титан, платина) 6, 11, 90, 91, 164, 166, 168, 193
 Бхарвели (Индия; марганец) 98, 99
- Васьбо (Швеция; свинец, цинк) 132
 Велемяское (СССР; титан) 88
 Великая Дайка (Южная Родезия; хром, платина) 96, 165
 Вестераал (Норвегия; титан) 88
 Верхнее оз. (Канада; уран) 186
 Верхнее оз. (США; железо, медь) 6, 14, 61, 62, 64, 69, 74, 116
 Викинг (Канада; уран) 184
 Витватерсранд (ЮАР; железо, золото, уран) 4, 15, 153, 154, 165, 183, 191
 Вуджина (Австралия; редкие металлы) 168, 173
 Вуди-Вуди (Западная Австралия; марганец) 100
 Вуолийоки (Финляндия; титан) 88, 93
- Гала-Крик (Австралия; бериллий) 174
 Галена (США; серебро) 163
 Гарсон (Канада; никель) 109
 Гатума (Южная Родезия; золото) 157
 Гвай (Южная Родезия; медь) 127
 Гвела (Южная Родезия; золото) 157
 Гваздо (Южная Родезия; хром, золото) 157
 Гельб-Моран (Мавритания; медь) 128
 Говари (Индия; марганец) 99
 Гонго Сокко (Бразилия, золото), 160
 Гое Рендж (Либерия; железо)
 Голдфилдс (Канада; уран) 17, 184, 185
 Гомо (Норвегия; титан) 87
 Гопани (ЮАР; марганец) 103
 Горевское (СССР; свинец, цинк) 132
 Гран-Лаху (Берег Слоновой Кости; марганец) 101, 102
 Грейт-Австралия (Австралия; медь) 123
 Грейт-Боулдер (Австралия; золото) 152
 Гринбушес (Австралия; олово) 168
 Гуннар (Канада; уран) 184
 Гурон-Клайм (Канада; литий) 177, 206
- Дални (Южная Родезия; золото) 157
 Дальтон-Ор (США; титан) 85
 Дамараленд (Юго-Западная Африка; редкие металлы) 175
 Дачесс (Австралия; медь) 123
 Джейнт-Йеллоунайф (Канада; золото) 147

- Джемсон-Рейндж (Австралия; титан, ванадий) 93
 Дженерал-Электрик (Канада; титан) 84
 Джести (Тога; хром) 97
 Джугджурское (СССР; титан) 89
 Дойшат (Судан; золото) 157
 Доломит (Австралия; медь) 123
 Донгри Бузург (Индия; марганец) 99
 Дулут (США; титан) 86, 91
 Жакобина (Бразилия; золото, уран) 153, 194
 Завар (Индия; свинец, цинк) 133
 Золнор (Норвегия; титан) 88
 Иври (Канада; титан) 84
 Игл (Канада; уран) 185
 Иньянхария (Бразилия; вольфрам) 171
 Индиан Маунтин Лейк (Канада; серебро) 207
 Кадия (Австралия; медь) 123
 Каламити Милл Понд (США; титан) 85
 Калгурли (Австралия; золото) 14, 114, 151
 Камативи (Южная Родезия; вольфрам) 170
 Камбалда (Австралия; никель, медь) 114, 124
 Камбове (Заир; медь) 124
 Кам энд Мотор (Южная Родезия; золото) 157
 Канманту (Австралия; медь) 123
 Кансапшин (Замбия; медь) 126
 Касекелеса (Заир; марганец) 102
 Кваркве (Ботсвана; марганец) 104
 Кве-Кве (Южная Родезия; золото) 157
 Квемонт (Канада; цинк) 132
 Кемп (Финляндия; хром) 94
 Кендади (Индия; медь) 122
 Кер-д'Ален (США; свинец, цинк, серебро, уран) 17, 129, 131, 157, 163, 183
 Кидд-Крик (Канада; серебро) 162
 Киланд (Норвегия; титан) 87
 Кингангови Хилл (Кения; медь) 128
 Кинг-Саунд (Австралия; олово) 168
 Кипуша (Заир; медь) 124
 Киркленд-Лейк (Канада; золото) 146
 Кисенга (Конго; марганец) 101, 102
 Кифурве (Руанда; вольфрам) 171
 Клобкарри (Австралия; уран) 107, 188
 Кнабен (Норвегия; молибден) 171
 Кобальт (Канада; кобальт, серебро) 106, 162
 Койкарское (СССР; титан) 88
 Колар (Индия; золото) 14, 150, 151
 Комитави (Южная Родезия; редкие металлы) 174
 Кононга (Гана; золото) 159
 Контакт (Канада; уран) 186
 Коланское (СССР; титан) 89
 Коппермайн (Канада; медь) 118
 Корокоро (Боливия; медь) 117
 Коркас (Финляндия; свинец, цинк) 132
 Крагеро (Норвегия; титан) 83, 87
 Крейтон (Канада; никель) 109
 Крессент (США; серебро) 163
 Кривой Рог (СССР; железо) 6, 53, 55, 64, 149
 Крокерс-Уэлл (Австралия; уран) 135, 183, 188
 Кручининское (СССР; титан) 89
 Кулгарди (Австралия; золото) 151
 Куруман (ЮАР; марганец) 103
 Купшерхед-Майн (Австралия; золото) 153
 Курская магнитная аномалия (СССР; железо) 6, 64, 81, 149
 Кусинское (СССР; титан) 89
 Кхетри (Индия; медь) 121
 Кэтин-Крик (Австралия; редкие металлы) 173
 Кью (Австралия; золото) 152
 Лаго (Сьерра-Леоне; хром) 96
 Лагоа-Гранде (Бразилия; марганец) 105
 Лакедаль (Норвегия; титан) 87
 Ланго (Норвегия; титан) 87
 Лардер-Лейк (Канада; золото) 147
 Левак (Канада; никель) 109
 Леди-Анни (Австралия; медь) 123
 Лейденбург (ЮАР; хром) 95
 Лейк-Тио (Канада; титан) 84
 Лемак (Канада; золото) 147
 Леонора (Австралия; золото) 152
 Лиганга (Танзания; титан) 91
 Лидс (Канада; титан) 85
 Линдох (Канада; бериллий) 172
 Линкольн Понд (США; титан) 85
 Литл-Лонг (Канада; золото) 146
 Литл Понд (США; титан) 85
 Лондондерри (Австралия; редкие металлы) 151, 173
 Лугуша (Заир; медь) 126
 Луисшиа (Заир; медь) 124
 Луйковлахти (Финляндия; медь) 119
 Люгарав (Танзания; титан) 91
 Ля-Корн (Канада; молибден) 171
 Мавузы (Мозамбик; уран) 191
 Магнет-Хейтс (ЮАР; титан) 90
 Мадзива (Южная Родезия; никель) 114
 Мазульское (СССР; марганец) 97
 Майка-Крик (Австралия; бериллий) 174
 Маймаканское (СССР; титан) 89
 Макалдер (Кения; медь) 128
 Малартик (Канада; золото) 147
 Мак Артур Ривер (Австралия; полиметаллы) 15
 Майсур (Индия; хром) 98
 Майурбхани (Индия; титан, ванадий) 83
 Маладжканд (Индия; медь) 122
 Мале-Ле (Нигерия; золото) 159
 Малли (Южная Родезия; медь) 127
 Манано-Китотоло (Заир; олово) 168
 Маночо (ЮАР; ванадий) 93
 Мартин (Канада; уран) 185
 Маруати (Конго; полиметаллы) 139
 Марьюское (СССР; титан) 88
 Матобо (Южная Родезия; редкие металлы) 174
 Маттагами Лейк (Канада; цинк) 132
 Маунт-Айза (Австралия; медь, свинец, цинк, серебро, уран) 11, 15, 122, 136, 137, 163, 174, 183, 188

- Маунт-Даймонд (Австралия; медь) 124
 Маунт-Кобальт (Австралия; кобальт) 107
 Маунт-Мэгнит (Австралия; титан, ванадий) 93
 Маунт-Мэрион (Австралия; редкие металлы) 173
 Маунт-Оксайд (Австралия; медь) 123
 Маунт-Пейнтер (Австралия; уран) 188
 Маунт-Стьюарт (Австралия; платина) 164
 Маунт-Эллиот (Австралия; медь) 123
 Маунтин-Пасс (США; редкие металлы) 178
 Машаба (Южная Родезия; хром) 96
 Мессина (ЮАР; медь) 127, 204
 Миддельвит (ЮАР; марганец) 103
 Мидлбек (Южная Австралия; железо, марганец) 100
 Миллс (Канада; титан) 83
 Миндули (Конго; медь) 127
 Моанда (Габон; марганец) 104
 Моисон-Майн (Канада; титан) 84
 Монче-Тундра (СССР; кобальт, никель) 110
 Морро-де-Мина (Бразилия; марганец) 105
 Морру-Велью (Бразилия; золото) 159
 Мосабони (Индия; медь) 122
 Мусонои (Заир; медь, кобальт) 107
 Муфулира (Замбия; медь) 124, 125
 Мэри-Катлин (Австралия; уран) 188, 189

 Нама-Трансвааль (ЮАР; железо) 59, 71, 75
 Неукен (Аргентина; марганец) 105
 Нианда-Банье (Гвинея; золото) 158
 Никольсон (Канада; уран) 185
 Нкана (Замбия; кобальт, медь) 107, 124, 125
 Норанда (Канада; титан, медь, молибден, золото) 117, 147, 171
 Норметал (Канада; цинк) 132
 Норсмен (Австралия; золото) 114, 152
 Нсута (Гана; марганец) 102
 Нчанга (Замбия; медь) 124, 125

 Обуаси (Гана; золото) 159
 Окин (ЮАР; медь) 127
 Орисса (Индия; хром) 94, 95, 107, 114
 Ор-Маунтин (США; титан) 85
 Отанмяки (Финляндия; титан) 88, 93
 Отжосонго (Намбия; марганец) 104
 Оутард Фолл (Канада; титан) 84
 Оутокумпу (Финляндия; кобальт; медь) 106, 119
 Ояваронго (Намбия; марганец) 104

 Пайн-Крик (Австралия; золото) 153
 Палабора (ЮАР; медь) 127
 Палетте (Австралия; уран) 190
 Панч-Махал (Индия; марганец) 99
 Патриция (Канада; золото) 147
 Печенга (СССР; кобальт, никель) 110
 Пик-Хилл (Австралия; марганец) 100
 Пилансберг (ЮАР; никель) 114
 Пилбара (Австралия; марганец, золото) 14, 100, 153, 173
 Пилгангура (Австралия; редкие металлы) 173

 Пиней-Ривер (США; титан) 86
 Циткьяранта (СССР; олово) 17
 Поркьюбайн (Канада; золото) 145
 Постмасбург (ЮАР; марганец) 101, 103
 Прэри-Крик (Канада; серебро) 163
 Пудожгорское (СССР; титан) 88
 Пур (Верхняя Волта; золото) 159
 Пялчозерское (СССР; титан) 88

 Радийум-Хилл (Австралия; уран) 173, 188, 189
 Рамагири (Индия; золото) 150
 Рам-Джанг (Австралия; уран) 189, 190
 Рамси (Норвегия; титан) 87
 Ранумена (Малагасийская Республика; хром) 97
 Раттен-Лейк (Канада; цинк) 207
 Реват-Хилл (Индия; вольфрам) 169
 Рей (США; медь) 115
 Редскин-Шток (США; бериллий) 172
 Ред-Лейк (Канада; золото)
 Рейнбау (США; серебро) 163
 Ризор (Норвегия; титан) 87
 Роан-Антелоп (Замбия; медь) 124, 125
 Родзанд (Норвегия; титан) 88
 Розбори (Австралия; кобальт) 107
 Розебуд (Австралия; медь) 123
 Розленд (США; титан) 86
 Ройслот (ЮАР; марганец) 103
 Ростерман (Кения; золото) 157
 Руаши (Заир; медь) 124
 Рувензори (Уганда; медь) 128
 Рюстенбург (ЮАР; хром) 95

 Саган-Заб (СССР; марганец) 97
 Сагуней (Канада; титан) 84
 Садбери (Канада; кобальт, никель, медь, платина) 6, 15, 106, 108, 117, 147, 164
 Сальных тундр (СССР; титан) 188
 Санкарани (Гвинея; золото) 158
 Санта-Лузия (Бразилия; вольфрам) 171
 Саншайн (США; серебро, уран) 129, 163
 Саньяти (Южная Родезия; медь) 127
 Саут-Аллингтор (Австралия; уран) 190
 Селукве (Южная Родезия; хром, золото) 96, 157
 Серра-Дос-Карайас (Бразилия; железо) 56
 Серра-ду-Навиу (Бразилия; марганец) 105
 Сигири (Гвинея; золото) 158
 Силвер-Майн (США; олово) 167
 Сил-Лейк (Канада; бериллий) 172
 Сингбхум (Индия; железо, титан, ванадий, медь) 93, 121
 Ситалар (Индия; марганец) 99
 Слейсбек (Австралия; уран) 183, 190
 Солсбери (Южная Родезия; редкие металлы) 127, 174
 Сосьяти (Южная Родезия; полиметаллы) 140
 Сперговиль (Австралия; редкие металлы) 173
 Спихолдт (Норвегия; титан) 87
 Сплит-Рок (США; титан) 85
 Стерлинг Хилл (США; цинк) 130

- Стиерно (Норвегия; титан) 88
 Стинккескрааль (ЮАР; торий, цирконий) 183, 191
 Сторнганген (Норвегия; титан) 87
 Стрелли (Австралия; редкие металлы) 173
 Стрип (Швеция; железо) 28
 Сулливан (Канада; полиметаллы, серебро) 15, 131, 162
 Сурда (Индия; медь) 122
 Санфорд оз. (США; титан) 85
 Табба-Табба (Австралия; редкие металлы) 173
 Таберг (Швеция; титан) 88, 93
 Тамбао (Верхняя Вольта; марганец) 101, 102
 Танами (Австралия; золото) 153
 Тараго (Австралия; полиметаллы) 123
 Тарква (Гана; золото) 156
 Тассалит (Мали; полиметаллы) 140
 Тегавус (США; титан) 85, 92
 Теннант-Крик (Австралия; золото) 153
 Тимагама (Канада; медь) 118
 Тироди (Индия; марганец) 99
 Томпсон (Канада; платина) 108, 164
 Трекелано (Австралия; медь) 123
 Три Холма (Гана; марганец) 101, 102
 Троян (Южная Родезия; никель) 114
 Тсумеб (Намибия; ванадий, полиметаллы) 92, 93, 127, 138
 Тьере (Верхняя Вольта; марганец) 101, 102
 Тьеррфеллет (Норвегия; медь) 119
 Удоканское (СССР; медь) 120
 Уилуна (Австралия; золото) 114, 152
 Уиндарра (Австралия; никель) 114
 Уква (Индия; марганец) 99
 Умтали (Южная Родезия; золото) 157
 Уотербур (ЮАР; платина) 165
 Фалаборво (ЮАР; медь) 127
 Фалун (Швеция; свинец, цинк) 132
 Феникс-Майн (Австралия; золото) 153
 Ференс (Канада; титан) 84
 Филк Хедмарк (Норвегия; титан) 87
 Финнис-Ривер (Австралия; редкие металлы) 173
 Фискенесет (Гренландия; хром) 94
 Флин-Флон (Канада; медь, цинк) 117, 131, 132
 Фогне (Норвегия; титан) 83, 87
 Форт-Розбери (Замбия; марганец) 102
 Фоулпойнт (Малагасийская Республика; титан) 91
 Франклин (США; цинк) 130
 Фруд (Канада; никель) 109, 164
 Хамерсли (Австралия; железо, марганец) 57, 79
 Ханлаута (СССР; титан) 88
 Хастинг (Канада; титан) 85
 Хегдаль (Норвегия; титан) 87
 Хелевич (Норвегия; титан) 88
 Хилтон (Австралия; свинец, цинк) 138
 Хитура (Финляндия; медь) 119
 Холланд (Канада; медь) 118
 Хомстейк (США; золото) 147, 148
 Хоршу (Австралия; марганец) 100
 Хосе-ду-Токантис (Бразилия; никель) 114
 Хотта (Канада; уран) 183, 186
 Хутти (Индия; золото) 150, 151
 Хэмден (Австралия; медь) 123
 Хэтчес-Крик (Австралия; вольфрам) 170
 Цагинское (СССР; титан) 88
 Чемпион (Индия; золото) 150
 Черчилл (Канада; медь) 184, 208
 Чибулума (Замбия; кобальт, медь) 107, 124, 126
 Чизел Лейк (Канада; цинк) 132
 Чикла (Индия; марганец) 99
 Чиней Понд (США; титан) 85
 Шаклетон (Южная Родезия; медь) 127
 Шарлебуа (Канада; уран) 183, 184
 Шинколобве (Заир; уран) 126, 183, 196
 Эгебебек (Австралия; редкие металлы) 174
 Эдвардс (США; цинк) 130
 Эйс (Канада; уран) 185
 Эльдорадо (Канада; уран) 186
 Эль-Граара (Марокко; кобальт) 108
 Эль-Шарана (Австралия; уран) 190
 Эмпресс (Южная Родезия; никель) 114
 Эндако (Канада; молибден) 171
 Эно-Коли (Финляндия; уран) 153
 Энтерпрайз (Австралия; редкие металлы) 173
 Эурнови (Австралия; редкие металлы) 174
 Юшрышкинское (СССР; титан) 89
 Юнайтед Верде (США; медь) 115
 Юнайтед Верде Экстеншен (США; медь) 115
 Яхимов (Чехословакия; уран) 153

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Глава I. Развитие представлений о металлогенических эпохах и провинциях в докембрии	6
Глава II. Основные этапы развития атмосферы, гидросферы и литосферы в докембрии как основа металлогении	19
Возникновение и эволюция атмосферы и гидросферы	22
Основные этапы развития литогенеза	35
Развитие метаморфизма и магматизма	43
Глава III. Железо	48
Железорудные фации	62
Оолитовая железорудная формация	71
Происхождение осадочных железистых формаций и железных руд докембрия	74
Эволюция железорудных формаций в докембрийской истории Земли	80
Глава IV. Металлы семейства железа	83
Титан	83
Ванадий	92
Хром	94
Марганец	97
Кобальт	105
Никель	108
Глава V. Халькофильные элементы	115
Медь	115
Свинец и цинк	128
Глава VI. Благородные металлы	145
Золото	145
Серебро	162
Металлы группы платины	163
Глава VII. Редкие металлы	166
Общая характеристика распространения редких металлов	166
Олово	167
Вольфрам	168
Молибден	171
Бериллий	172
Литий	177
Редкие земли, тантал и ниобий	178
Глава VIII. Радиоактивные элементы	179
Распространенность урана и тория и классификация их месторождений	179
Магматогенные месторождения	184
Осадочные месторождения	191

Глава IX. Главные закономерности металлогении докембрия	198
Ранние этапы развития Земли	200
Металлогения раннего докембрия (3700—2500 млн. лет)	204
Металлогения среднего докембрия (2500—1700 млн. лет)	207
Металлогения позднего докембрия (1700—570 млн. лет)	208
Список литературы	212
Указатель месторождений	226

ГЕОРГИЙ ВИТОЛЬДОВИЧ ВОЙТКЕВИЧ,
ГЕННАДИЙ ИВАНОВИЧ ЛЕБЕДЬКО

**ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ**

Редактор издательства *Т. В. Колошина*
Переплет художника *С. Н. Голубева*
Художественный редактор *В. В. Ефодкимов*
Технический редактор *А. Г. Иванова*
Корректор *А. П. Стальнова*

Сдано в набор 19/XII 1974 г. Подписано в печать 18/IV 1975 г.
Т-06370. Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 14,5.
Усл. п. л. 18,85. Уч.-изд. л. 20,95. Тираж 1800 экз.
Заказ № 1438/4800—4. Цена 2 р. 40 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

1372

HBABA