

Глава 11. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Основные закономерности концентрации рудного вещества в земной коре и само происхождение полезных ископаемых тесно связаны с процессом глобальной эволюции Земли. С другой стороны, эти же закономерности распределения полезных ископаемых в пространстве и времени часто являются надежными индикаторами и самого процесса эволюции Земли. Поэтому многие металлогенические концепции в целом базировались на господствовавших в свое время теоретических представлениях о развитии геотектонических и петролого-геохимических процессов. Однако, несмотря на обилие существующих концепций о связи металлогении с тектоническим развитием Земли (см. работы В.И. Смирнова, Д.В. Рундквиста, В.Е. Хаина, А. Митчелла и М. Гарсона, В.И. Старостина и др.), проблема происхождения полезных ископаемых остается еще далека от разрешения.

Анализ накопленного фактического материала по условиям образования и пространственно-временным соотношениям между геолого-петрологическими характеристиками и тектоническими обстановками образования месторождений полезных ископаемых показал, что металлогенические эпохи представляют собой неповторимые моменты в истории эволюции нашей планеты. В общем это и понятно, поскольку с термодинамической точки зрения Земля представляет собой открытую диссипативную систему, безвозвратно теряющую свою эндогенную энергию в космическом пространстве. Отсюда следует, что ее развитие и должно быть принципиально необратимым. Используя этот подход, на базе излагаемой здесь наиболее общей физической теории глобальной эволюции Земли попробуем рассмотреть проблему происхождения полезных ископаемых и основные закономерности распределения их в пространстве и во времени.

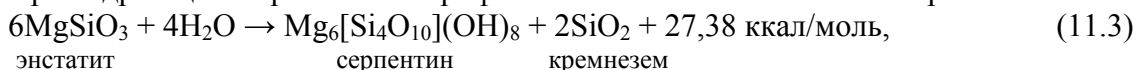
11.1. Тектоника плит и происхождение эндогенных полезных ископаемых

Главная сложность с объяснением причин формирования крупных локальных скоплений в земной коре рудных и некоторых других рассеянных элементов заключается в том, что их концентрация в мантии ничтожно мала, тогда как в месторождениях она возрастает иногда в сотни и тысячи раз. Например, концентрация урана и золота в современной мантии не превышает $2 \cdot 10^{-9}$, ртути и тория – $8 \cdot 10^{-9}$, свинца – $9 \cdot 10^{-8}$, серебра, вольфрама и платины – порядка 10^{-7} , лития, ниобия, молибдена и олова – 10^{-6} и т.д. Кроме того, как следует из современных представлений о происхождении Земли и ее эволюции, вещество всей мантии (верхней и нижней) за 4 млрд лет тектонической активности Земли оказалось хорошо перемешанным конвективными течениями и в среднем однородно по составу на разных уровнях. Поэтому не следует ожидать существования в мантии каких-либо локальных неоднородностей с повышенным содержанием рудных элементов. Только наиболее распространенные в мантии рудные элементы (например, хром) могут создавать свои чисто эндогенные месторождения путем прямой дифференциации мантийных расплавов. Примером тому служат хромитовые месторождения в офиолитовых поясах Земли.

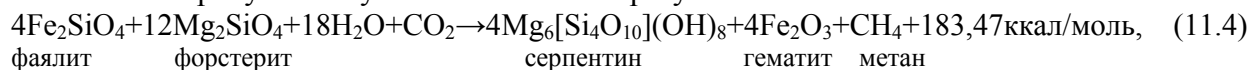
Кроме того, важно отметить, что, судя по условиям выплавления океанических базальтов и содержанию в них ювенильной воды, земная мантия практически сухая, а содержание в ней воды не превышает 0,05%. Следовательно, ни о каких флюидных потоках в мантии, способных привести в земную кору рудные элементы, говорить не приходится. Тем не менее с появлением новой геологической теории – тектоники литосферных плит открылись новые подходы к объяснению механизмов обогащения земной коры рудными элементами, карбонатными и кремнеземистыми породами. В частности, выяснилось, что основная масса эндогенных полезных ископаемых в континентальной коре могла формироваться только благодаря действию

стороны, в океан постоянно поставляется исходный материал для формирования карбонатных пород.

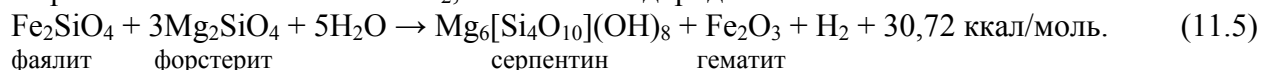
При гидратации пироксенов из рифтовых зон обильно выносятся кремнезем:



служащий источником материала для отложения кремнистых осадков, образования кремней и яшм. При окислении двухвалентного силикатного железа до трехвалентного состояния в присутствии углекислого газа образуется абиогенный метан:

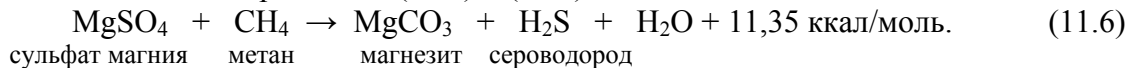


а при окислении железа без CO_2 , возникает водород:

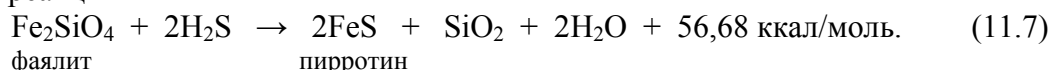


Соответствующие расчеты показывают, что при гидратации пород современной океанической коры генерируется около 9 млн т в год CH_4 и приблизительно столько же H_2 . При такой скорости генерации метана за каждый миллион лет возникало бы углеводородов больше, чем их имеется на Земле. Отсюда следует, что большая часть этого метана окисляется метанопотребляющими бактериями или вместе с водородом удаляется в атмосферу. Однако значительная часть этих летучих эманаций может сохраняться в океанических осадках, формируя в них углеводородные залежи, например, в форме газогидратов.

В океанических рифтовых зонах происходит вынос из мантии в океаны многих рудных элементов, в том числе железа, цинка, свинца, меди, марганца и других рассеянных элементов. Выносятся из мантии и сера, образующая сульфиды этих рудных элементов, хотя надо иметь в виду, что заметная часть серы в сульфиды рифтовых зон попадает благодаря восстановлению сульфатной серы океанических вод на метане и водороде из этих же зон по реакциям (11.4) и (11.5):



Освобождающийся сероводород является исключительно “агрессивным” минерализатором (выделяющим при реакциях большую энергию), поэтому он тут же восстанавливает железо и другие рудные металлы (медь, цинк, свинец) до сульфидов, буквально “вытягивая” их из базальтов и ультраосновных пород океанической коры, например, по реакции



Все эти попадающие в воду соединения в конце концов переходят в осадок, формируя вокруг горячих источников (“черных курильщиков”) рифтовых зон залежи сульфидов рудных элементов, а на океанической коре – слой металлоносных осадков (Лисицын, Богданов, Гурвич, 1990). Сульфидные залежи с течением времени окисляются и разрушаются, а их рудное вещество также переходит в металлоносные осадки.

Помимо гидротермального обогащения океанической коры рудными элементами в ее низах, на контакте габброидов с дунитами и перидотитами, обычно возникают залежи магматогенных полосчатых хромитовых руд. Их происхождение связано с прямой дифференциацией мантийного вещества непосредственно в магматическом очаге под рифтовыми зонами. Фактически эти руды представляют собой “отстой” плотной фазы – хромитовых кумулатов базальтовых расплавов, опустившихся на дно магматического очага, подстилаемого реститовыми мантийными породами. Этим определяется и обычное положение хромитовых руд между слоями габбро и дунитов в офиолитовых комплексах. Яркими примерами таких кумулятивных месторождений могут служить Кемпирсайское палеозойское месторождение хромитов на Южном Урале и мезозойские хромитовые месторождения на Балканском полуострове.

Из теории тектоники литосферных плит следует, что вторая ступень обогащения континентальной земной коры как литофильными, так и рудными элементами происходит в зонах поддвига плит под островные дуги и активные окраины континентов за счет их выноса из океанической коры (см. рис. 6.20 и 11.2). Мобилизация рудных элементов и их перенос в континентальную кору происходит благодаря процессам дегидратации и переплавления в зонах поддвига плит пород океанической коры и затянутых в эти же зоны пелагических и терригенных осадков. При этом освобождается много связанной в гидросиликатах воды, и возникают мощнейшие горячие и минерализованные флюидные потоки, переносящие с собой в континентальную кору большое количество прежде рассеянных элементов.

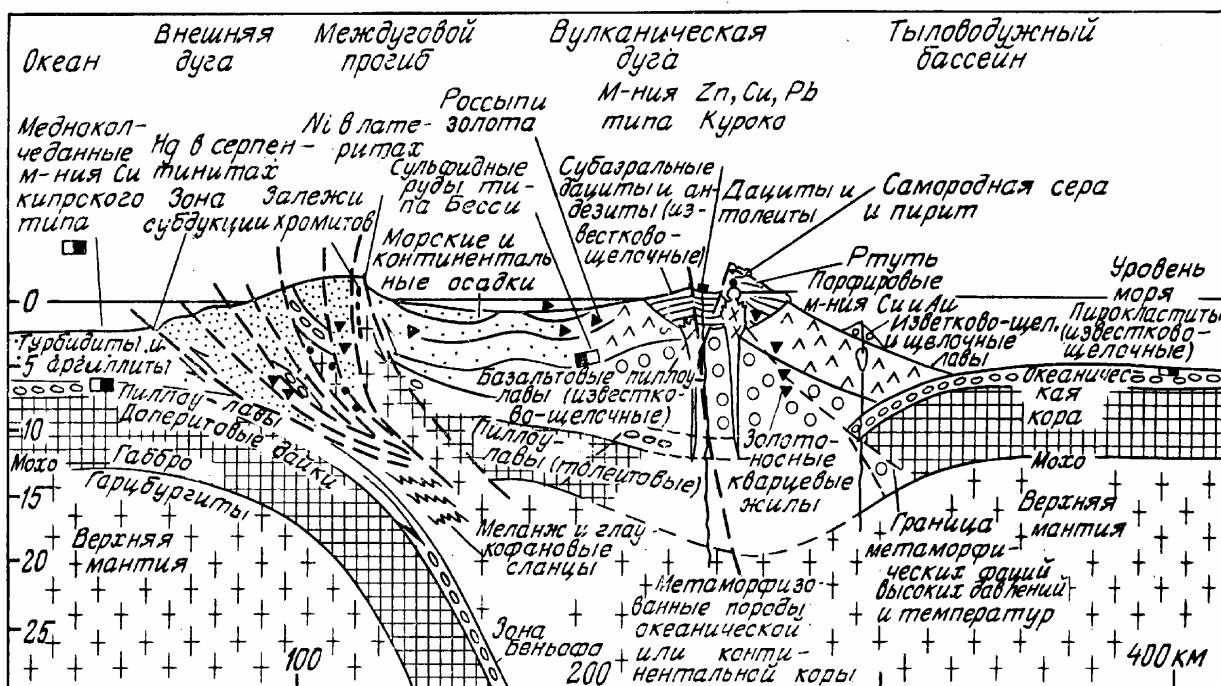
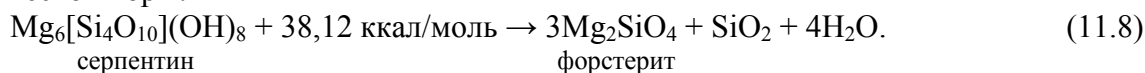


Рис. 11.2. Металлогеническая зональность островной дуги, по А. Митчеллу и М. Гарсону (1984)

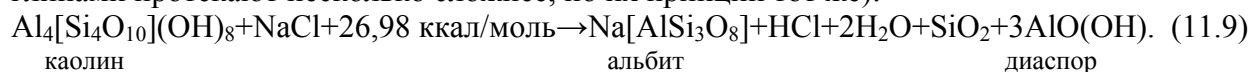
Реакции дегидратации пород океанической коры в зонах поддвига литосферных плит во многом протекают по обратной (по сравнению с рифтовыми зонами) схеме – с усвоением уже выделившихся соединений, например SiO_2 и $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3$, и с освобождением новых компонентов. В противоположность рифтовым зонам их освобождение происходит с затратой дополнительной энергии, генерируемой здесь за счет тепловыделения при трении поддвигаемой литосферной плиты о фронтальные участки надвигаемой плиты. Основная реакция освобождения воды и кремнезема развивается благодаря десерпентинизации третьего (серпентинитового) слоя океанической коры:



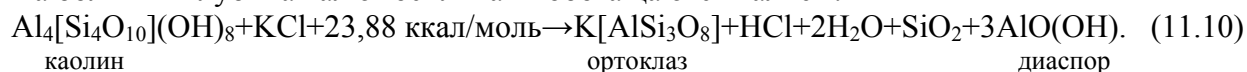
При этом оливин (форстерит) как тугоплавкий компонент погружается в мантию, а растворы кремнезема в горячей воде, щелочные и другие литофильные элементы поднимаются вверх и поступают в континентальную кору.

В зоны поддвига плит обычно затягиваются и океанические осадки (Сорохтин, Лобковский, 1976). Но эти осадки всегда бывают пропитаны солеными водами, поэтому при их попадании в горячие участки зоны поддвига плит происходит образование щелочных алюмосиликатов, которые также выносятся в континентальную кору, обогащая ее щелочными и другими литофильными элементами, например, по реакции альбитизации

(каолин в этой реакции приведен для простоты, реальные реакции с океаническими глинами протекают несколько сложнее, но их принцип тот же):

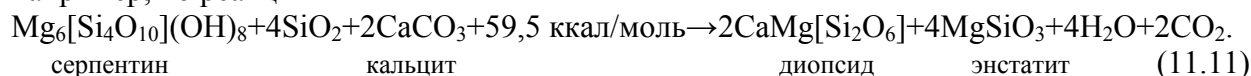


На больших глубинах алюмосиликаты обогащаются калием:



При этом значительная роль хлора в гипогенных процессах доказывается не только образованием некоторых хлорсодержащих силикатов (скаполиты, содалиты), но и выделением огромных количеств газообразного HCl в областях активного вулканизма. Так, в 1919 г. только в долине Десяти тысяч дымов в Новой Зеландии выделилось с парами воды около 1,25 млн т HCl и 0,2 млн т HF.

В зонах поддвига плит происходит и диссоциация карбонатов с вхождением щелочноземельных элементов в состав силикатов и выделением свободной углекислоты, например, по реакции



По этой реакции энстатит и диопсид как тугоплавкие минералы удаляются в мантию, а вода и углекислота вновь поступают в гидросферу и атмосферу.

Механизм переработки океанической коры в континентальную конвейерный, т.е. накопительный и очень мощный. Так, только за промежуток времени действия тектоники литосферных плит (приблизительно за 2,6 млрд лет) общая масса водно-флюидных потоков в зонах субдукции превысила массу всей гидросферы Земли в 8–10 раз и в 13–16 раз массу всех океанов и морей! На эту теоретическую оценку важно обратить особое внимание, поскольку она показывает, что реальные флюидно-водные потоки в зонах поддвига плит в миллионы раз мощнее ювенильных.

Тем не менее, происходящее в зонах субдукции обогащение континентальной коры рудными элементами приводит к более или менее равномерному повышению их содержания вдоль зон поддвига литосферных плит. Правда, и в этом случае могут образовываться промышленные скопления некоторых типов полезных ископаемых, например колчеданных руд. Особенно это проявляется в длительно функционирующих зонах поддвига плит, поскольку в них происходит тектоническая эрозия фронтальных участков надвигаемой плиты и повторная переработка (рециклинг) коровых пород и осадков, перекрывающих поддвигаемую плиту. Именно таким путем, вероятно, сформировались уникальные медно-молибден-порфиновые руды Южноамериканских Анд, под которые, судя по палеогеодинамическим реконструкциям, океаническая кора Тихого и Пратихого океанов пододвигалась почти без перерыва на протяжении не менее 1,5 млрд лет.

Кроме того, теория тектоники литосферных плит подсказывает еще и третий механизм обогащения месторождений эндогенных полезных ископаемых рудными элементами. Известно, что экзогенные процессы выветривания и накопления осадков, часто протекающие с активным участием живых организмов и растений, чрезвычайно сильно влияют на перераспределение элементов в пределах самой земной коры. Обычно седиментогенез сопровождается интенсивной дифференциацией вещества. Яркими примерами служат осадочные толщи фосфоритов, карбонатов, песчано-глинистых и других дифференцированных отложений, обладающих специфической, только им одним присущей и характерной минерализацией. Например, в глинистых осадках Русской платформы по сравнению с составом мантии олова в среднем в 11 раз больше, свинца – в 20, калия – в 200–250, рублидия – в 500–700, бария – до 1500, урана – в 3000–3500 раз, редкоземельных элементов – в несколько сотен раз. Если же песчано-глинистые осадки отлагались в застойных бассейнах, зараженных сероводородом, а такие условия особенно часто встречались в докембрии, то в осадочных толщах могли накапливаться сульфиды

железа, меди, цинка, свинца и молибдена, а в некоторых случаях окислы урана и гидроокислы вольфрама и золото. То же можно сказать и о других осадках. В карбонатах, например, стронция в несколько раз больше, чем в мантии, в эвапоритах концентрируются натрий, калий, кальций, сера, хлор и фтор. Известно, что живые организмы накапливают в себе многие из рассеянных элементов, в том числе уран и редкоземельные элементы (лантан, церий, неодим и др.). Поэтому в фосфоритах всегда наблюдается их повышенное содержание, намного превышающее концентрацию в мантии (для урана – в 20–25 тыс. раз, а для редкоземельных элементов – в 500–1000 раз).

Обычно терригенные осадки сносятся реками и временными потоками на континентальные окраины и отлагаются там на материковых склонах благодаря явлению лавинной седиментации (Лисицын, 1984). Кроме того, часто в основаниях таких терригенных отложений залегают толщи эвапоритов, образовавшиеся на ранних стадиях раскола родительских суперконтинентов (отложения эвапоритов, например, сейчас известны по берегам Атлантического океана, в Красном море, в Мексиканском заливе и в других регионах). При попадании таких осадков в зоны поддвига плит или в коллизионную зону “столкновения” двух континентов из них может выплавиться весь спектр коровых изверженных пород от гранитов до сиенитов и щелочно-ультраосновных пород включительно со свойственной им минерализацией. При этом становится понятной и часто наблюдаемая пестрота в территориальном расположении месторождений полезных ископаемых.

Благодаря новому разрушению коровых пород и повторению процесса седиментогенеза иногда осуществляется и четвертая ступень обогащения континентальной коры рудными элементами. По этой причине более поздние рудные месторождения такого типа одновременно могут оказываться и более богатыми, поскольку их рудное вещество за время геологического развития Земли успевает пройти большее число рециклингов. Примером тому может служить олово, концентрация которого в более молодых месторождениях обычно бывает выше, чем в древних месторождениях. Например, суммарное содержание олова в мезозойских месторождениях более чем на два порядка превышает его содержание в архейских рудопроявлениях (Соболев, Старостин, Пелымский, 2000). Аналогичная ситуация наблюдается и с молибденом: в результате магматической переработки осадочных толщ со временем концентрация этого металла в молодых месторождениях молибдена и вольфрама постоянно возрастала (Соболев, Пелымский, Старостин, 1997). Отсюда следует, что, казалось бы, явно “эндогенные” полезные ископаемые на поверку прошли стадию обогащения благодаря разрушению коровых пород и последующего седиментогенеза, т.е. в явно экзогенных условиях.

Другой не менее наглядный пример существенного влияния экзогенных факторов на формирование залежей полезных ископаемых – это гидротермальные месторождения. Поскольку содержание воды в мантии ничтожно мало, то все без исключения гидротермальные месторождения (независимо от их типа) формируются либо за счет мобилизации поверхностных и грунтовых вод, омывающих горячие интрузивные тела, либо за счет освобождения остывающей магмой растворенной в ней воды. Но и в последнем случае водонасыщенная магма в процессе образования захватывала воду только из водонасыщенных осадков или из гидросферы.

К первому типу гидротермальных месторождений могут быть отнесены рудные образования большинства fumarol и горячих источников в вулканических областях. Сюда же следует отнести и сульфидные отложения “черных курильщиков” в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Второй тип гидротермальных процессов часто сопровождается пегматитовой минерализацией, возникающей, например, над гранитоидными массивами или благодаря подъему горячих и минерализованных вод из зон поддвига плит. Но гранитные магмы в послеперархейское время обычно возникали

благодаря переплавлению песчано-глинистых водонасыщенных осадков в зонах коллизии континентов, а вода в зоны поддвига плит попадала вместе с насыщенными ею породами океанической коры и пелагическими осадками. Таким образом, во всех случаях вода в гидротермальные месторождения поступает все-таки из гидросферы, т.е. является экзогенным реагентом.

Яркими примерами влияния экзогенных факторов на происхождение эндогенных полезных ископаемых могут служить оловоносные, редкометалльные и золоторудные месторождения Верхояно-Колымской складчатой зоны Восточной Сибири. Действительно, в раннем палеозое Колымский массив откололся от Восточно-Сибирской платформы, и между ними возник Восточно-Сибирский палеоокеан. При этом на восточной пассивной окраине Сибирской платформы стали отлагаться мощные толщи терригенных осадков, сносимых палеореками на севере с Анабарского архейского щита и раннепалеозойского осадочного чехла, а на юге этой провинции с Алданского щита и Витимо-Патомского нагорья. В этих осадках в виде прибрежных россыпей постепенно накапливались сносимые с древних щитов тяжелые фракции, в том числе касситерит, золото, минералы ниобия, тантала и других редких металлов. За 200–300 млн лет существования Восточно-Сибирского океана на его западной окраине (т.е. на востоке Сибирской платформы) таким путем накопилось не менее 12–15 км терригенных (в том числе дельтовых и русловых) отложений начиная с девона (но в основном с карбона) до юрского возраста.

В середине мезозоя началось новое сближение Колымского массива с Сибирской платформой, в результате Восточно-Сибирский океан стал закрываться. Закрытие этого палеоокеана в середине мезозоя сопровождалось смятием всей накопившейся до этого времени на океанической коре окраинно-континентальной осадочной толщи и ее надвиганием на Сибирскую платформу. При этом под давлением Колымского массива, подмявшим под себя, подобно “ледоколу”, литосферу Восточно-Сибирского палеоокеана, в океанической литосфере, подстилающей окраинно-континентальную осадочную толщу, должны были возникнуть поперечные трещины. По этим трещинам в низы осадочной толщи внедрились базальтовые расплавы. Плотность базальтовых расплавов приблизительно равна $2,8 \text{ г/см}^3$ и заметно выше средней плотности осадков $2,5\text{--}2,7 \text{ г/см}^3$, поэтому базальты в основном внедрялись только в низы толщ. Но температура базальтовых магм на глубинах порядка 12–15 км достигает $1350\text{--}1400 \text{ }^\circ\text{C}$, тогда как температура плавления водонасыщенных осадков на этих же глубинах не превышает $650\text{--}700 \text{ }^\circ\text{C}$. Отсюда следует, что осадки рассматриваемой толщи на контакте с горячими базальтовыми магмами должны были плавиться, несколько снижать свою плотность и вязкость (из-за прогрева) и далее в виде гранитоидных интрузий – диапиров внедряться в верхние горизонты осадочной толщи. Средний состав этих гранитоидов от гранит-порфиров до липаритов соответствует средним составам осадочных пород зоны. При этом происходила гидротермальная переработка накопившихся ранее в осадках рудных элементов. В результате возникала характерная рудная специализация гранитоидов и соответствующих им гидротермальных проявлений: на севере Верхояно-Колымской зоны, куда в основном сносились осадки с Анабарского щита, это оловорудная и тантал-ниобиевая минерализация, а на юго-востоке зоны, куда поступали осадки с Алданского щита и Витимо-Патомского нагорья, это преимущественно золоторудная минерализация.

Другим примером могут служить магматические и метасоматические железорудные образования Урала типа Качканарского месторождения титаномагнетитов, гор Магнитной и Благодать. Во всех этих случаях возникновение таких железорудных месторождений было связано с закрытием в позднем палеозое Палеоуральского океана и надвиганием Уральской островной дуги на восточный край Русской платформы. При этом в Палеоуральскую зону поддвига плит оказались затянутыми мощные осадочные толщ рифея и более древние породы типа Тараташских железорудных комплексов. Их

переплавление и гидротермальная активизация в этой зоне и привели к возникновению таких месторождений. Интересно отметить, что, например, рудные тела Качканарского месторождения, связанные с внедрением в кору крупных габброидных массивов, оконтуриваются пироксенитами, а это означает, что вместе с железом базальтовые расплавы выносили к поверхности и кремнезем. Но в железистых кварцитах Тараташа как раз и наблюдается парагенезис железа с кремнеземом.

Тектоника литосферных плит открыла новый подход и к выявлению основных закономерностей размещения полезных ископаемых на поверхности Земли. Так, из теории следует, а эмпирические данные это подтверждают, что большинство эндогенных рудных месторождений обычно формируется только по краям литосферных плит. При этом разным типам границ плит соответствуют разные комплексы руд и разное их расположение по отношению к самим границам. Это позволяет использовать для прогнозирования и поиска полезных ископаемых геодинамические карты, на которых отмечены положения и типы древних границ литосферных плит.

11.2. Выделение земного ядра – главный процесс, определяющий эволюцию геологических обстановок на Земле

Вместе с геологической эволюцией Земли, естественно, менялись условия и режимы формирования земной коры и сосредоточенных в ней полезных ископаемых. Как уже отмечалось, эволюционные процессы на Земле необратимы. Поэтому для выяснения основных эволюционных закономерностей формирования полезных ископаемых в далеком прошлом необходимо осторожно пользоваться принципом актуализма (настоящее – ключ к прошлому) постоянно внося в него эволюционные поправки. Например, сейчас выясняется, что в архее еще не существовало зон поддвига плит, поэтому и режимы образования континентальной коры, а вместе с ней и большинства типов эндогенных полезных ископаемых были тогда совсем иными и совершенно непохожими на современные условия их образования. Учитывая это обстоятельство, рассмотрим теперь проблему эволюции полезных ископаемых во времени с точки зрения наиболее общей теории глобальной эволюции Земли. В основе этой теории лежит представление, что главным энергетическим процессом, управляющим развитием Земли в целом, является процесс образования и роста земного ядра.

Как уже отмечалось, по современным представлениям, основанным на идеях О.Ю. Шмидта (1948) и разработках В.С. Сафронова (1969), Земля, как и другие планеты Солнечной системы, образовалась благодаря “холодной” аккреции газопылевого протопланетного облака. По этой причине молодая Земля сразу же после образования была “холодной”, тектонически пассивной и однородной по составу и строению планетой. В результате все рудные и другие элементы были более или менее равномерно распределены по всему объему только что образованной Земли со своими “кларковыми” содержаниями и не образовывали скоплений, которые можно было бы отнести к залежам полезных ископаемых. Отсюда следует, что в молодой Земле вообще не было месторождений полезных ископаемых.

В геологической истории Земли следует выделять три крупных эоны: катархей (от 4,6 до 4,0–3,8 млрд лет назад), архей (от 4,0–3,8 до 2,6 млрд лет назад) и протерозой вместе с фанерозоем (2,6–0,0 млрд лет назад). Все три эоны по-своему уникальны и тесно связаны с тремя этапами процесса формирования земного ядра, рассмотренными в гл. 4. Напомним, что первоначально Земля разогревалась только за счет выделения в ее недрах радиогенной и приливной энергии. Судя по оценкам, приведенным в гл. 5, всего за катархей, т.е. за первые 600 млн лет жизни Земли, в ее недрах выделилось около $1,1 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной и $2,1 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии. Благодаря такому разогреву первичный теплозапас Земли повысился с $7,12 \cdot 10^{37}$ до $9,2 \cdot 10^{37}$ эрг в начале архей. В результате около 4,0 млрд лет назад в экваториальном поясе Земли, в котором приливные деформации

достигали максимального значения, на глубинах около 200–400 км началось плавление вещества верхней мантии. После этого момента стал действовать наиболее мощный источник эндогенной энергии – процесс химико-плотностной дифференциации земного вещества. При этом химико-плотностная дифференциация земного вещества происходила путем сепарации расплавов железа и его окислов от силикатов мантии. В архее этот процесс развивался по механизму зонной дифференциации вещества, и к концу архея он привел к “катастрофическому” событию образования земного ядра (см. рис. 4.3). В последующие эпохи рост ядра происходил уже по более спокойному бародиффузионному механизму дифференциации мантийного вещества. Он же играл (и продолжает играть) главную роль в возбуждении крупномасштабной мантийной конвекции – главного фактора тектонической активности Земли.

Напомним, что в архее вместе с железом и его окислами в кольцевой слой расплавов преимущественно переходило и большинство сидерофильных и халькофильных элементов (см. рис. 4.10). По этой причине конвектирующая мантия над погружающимся кольцевым слоем зонной дифференциации земного вещества в архее была обеднена и железом, и другими сидерофильными элементами. Поэтому, вероятно, архейские континентальные щиты и зеленокаменные пояса в них не отличаются повышенным металлогеническим потенциалом.

Процесс перемещения плотных окисно-железных расплавов к центру Земли и вытеснения оттуда первозданной сердцевины (рис. 4.3, в, г), должен был сопровождаться выделением огромной энергии, около $5 \cdot 10^{37}$ эрг, что привело в конце архея к перегреву планеты. Возникшие при этом интенсивные конвективные течения в мантии полностью и радикально перестроили весь существовавший ранее режим тектонического развития нашей планеты и привели к формированию первого в истории Земли суперконтинента – Моногеи, что произошло, вероятно, в самом конце архея. Таким путем, по-видимому, можно объяснить и образование земного ядра около $2,6 \cdot 10^9$ лет назад.

О таком развитии сценария, в частности, свидетельствуют и палеомагнитные данные, показывающие, что дипольное магнитное поле современного типа у Земли появилось только около $2,6 \cdot 10^9$ лет назад, т.е. на рубеже архея и протерозоя (см. рис. 4.4). Анализ изотопных отношений свинца практически однозначно свидетельствует о том, что земное ядро выделялось без плавления силикатного вещества Земли. Более того, приведенный сценарий развития процесса формирования земного ядра неплохо описывается двухступенчатой моделью изменения отношений изотопов свинца, согласно которой до начала этого процесса эволюция изотопных отношений происходила в замкнутом резервуаре, а после начала процесса – с учетом перехода части свинца в растущее земное ядро. К настоящему времени в ядро Земли погрузилось около 30% земного свинца (Сорохтин, 1999).

Процесс выделения земного ядра, прежде всего, сказался на тектонической активности Земли. Как уже отмечалось, молодая Земля в течение всего катархея (от 4,6 до 4,0 млрд лет назад) оставалась тектонически пассивной. После начала процесса зонной дифференциации земного вещества, сопровождавшегося сепарацией расплавов железа от силикатов (см. рис. 4.3, а), в экваториальном поясе Земли впервые возникла конвектирующая мантия, ее температура быстро превысила температуру плавления железа, после чего на уровне верхней мантии появились первые расплавы мантийного вещества и постепенно стали формироваться ядра древнейших континентальных щитов.

Как видно из рис. 5.16, максимальная тектономагматическая активность Земли наблюдалась в позднем архее – суммарный тепловой поток тогда превышал его современное значение более чем в десять раз (рис. 5.16, кривая 1). Однако если учесть, что в архее тектономагматическая активность проявлялась только в постепенно расширяющемся, а вначале узком низкоширотном поясе, то его удельная активность оказывается еще более высокой (рис. 5.16, кривая 2). Отметим, что в раннем архее,

несмотря на высокую локальную тектономагматическую активность, по подсчетам С. Тейлора и С. Мак-Леннана (1988), сформировалось не более 15% массы континентальной коры, тогда как в позднем архее за то же время образовалось около 55% ее массы, т.е. в 3,7 раза больше. Это еще раз говорит о том, что в раннем архее тектономагматическая активность проявлялась не по всей Земле в целом, а только в ее узкой части, тогда как большая часть Земли тогда оставалась еще холодной и тектонически пассивной.

Осредненная зависимость тектонической активности Земли от времени, показанная на рис. 5.16, сглаживает ее изменения, связанные с тектоническими циклами. Реальная кривая активности отличается от осредненной наложением на нее квазипериодических колебаний (не очень большой амплитуды), характеризующих тектонические циклы. В качестве примера на рис. 11.3 приведена кривая колебаний тектонической активности Земли в фанерозое (в пересчете на среднюю скорость движения литосферных плит), построенная по данным о трансгрессиях и регрессиях морей на континенты.

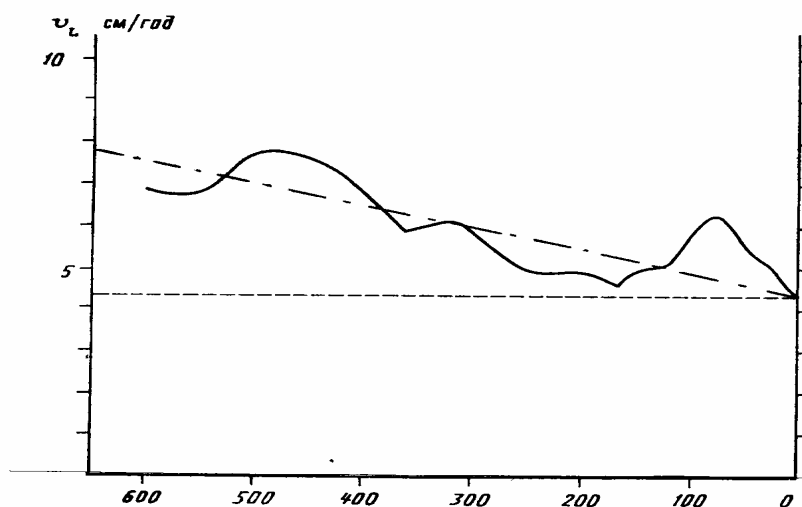


Рис. 11.3. Тектоническая активность фанерозоя в пересчете на среднюю скорость движения литосферных плит: штрихпунктирная линия — осредненная тектоническая активность фанерозоя; сплошная линия — тектоническая активность фанерозоя, построенная по данным о трансгрессиях и регрессиях моря на континенты (по горизонтали отложен возраст в миллионах лет)

В связи с высокой тектономагматической активностью архея тогда над зонами сепарации расплавленного железа происходил перегрев верхней мантии (см. рис. 4.2), а скорости раздвижения океанической коры в рифтовых зонах того времени были очень высокими — до 400–500 см/год (см. рис. 6.15), тогда как время “самостоятельной жизни” формировавшейся в этих зонах океанической коры, наоборот, соответственно было коротким — не более 10–15 млн лет (см. рис. 6.16, кривая 1). Поэтому в архее еще не существовало мощных и плотных литосферных плит, на образование которых требуется около 50–150 млн лет, а вместо них возникали лишь тонкие базальтовые пластины толщиной не более 15–30 км.

Поэтому в архее не могло существовать и зон поддвига плит, а компенсация спрединга океанического дна происходила в зонах их торошения и скупивания с обдукцией базальтовых пластин друг на друга над нисходящими потоками в конвектирующей мантии. Вторичное переплавление этих водонасыщенных базальтовых пластин (происходившее на подошве зон их торошения) и привело к выплавлению более легких континентальных магматических пород — трондьемитов, тоналитов и плагиогранитов, поднимавшихся затем в виде диапиров и куполов в верхние этажи растущей континентальной коры (см. рис. 6.17). Судя по радиолокационным снимкам поверхности Венеры, именно такая ситуация в настоящее время и наблюдается на этой соседней с нами планете (см. рис. 6.18): рифтовые зоны на ней существуют, а зон

поддвига плит с их характерными асимметричными структурами глубоких желобов и узких хребтов нет.

После образования земного ядра около 2,6 млрд лет назад его дальнейший рост уже происходил по более спокойному бародиффузионному механизму. Соответственно снизилась и тектоническая активность Земли, а это привело к замедлению движения литосферных плит, к увеличению продолжительности “жизни” океанических плит, к их большому охлаждению и “утяжелению” за счет нарастания под океанической корой литосферы ультраосновного состава. В результате еще в раннем протерозое возникли первые зоны поддвига плит, а геологическое развитие Земли пошло по законам тектоники литосферных плит.

Выделение земного ядра, в котором сейчас сосредоточено около трети массы Земли, естественно, должно было существенно повлиять и на состав конвектирующей мантии, выплавки из которой мы только и можем наблюдать на поверхности Земли. Так, например, в архее, когда происходила зонная дифференциация металлического железа, конвектирующая мантия была обеднена железом, сидерофильными и халькофильными элементами (см. рис. 4.10). Не исключено, что именно этим объясняется практически полная металлогеническая стерильность (за исключением железа) раннего архея (Смирнов, 1984; Хаин, 2000) и сравнительно умеренная металлогения среднего архея с не очень большими запасами железа и других полезных ископаемых.

На рубеже архея и протерозоя, во время выделения земного ядра, состав мантии радикально изменился. Связано это тем, что тогда произошло добавление в конвектирующую мантию вещества бывшей сердцевины Земли (см. рис. 4.3, в, з) с первозданными концентрациями в нем железа (около 13–14%), его окислов (около 23–24%), а также сидерофильных элементов, сульфидов халькофильных металлов и других рудных элементов, в том числе платиноидов. В результате этого в конце архея и раннем протерозое возникли наиболее благоприятные условия для формирования уникальных месторождений эндогенных рудных полезных ископаемых, а сама эпоха раннего протерозоя стала наиболее выдающимся периодом эндогенного рудообразования.

Прямыми свидетелями этих событий служат уникальные дифференцированные интрузии основных и ультраосновных пород, внедрившиеся в середине раннего протерозоя (около 2,3 млрд лет назад) во многие древние щиты при первых же импульсах растяжения и раскола архейского суперконтинента Моногея. Наиболее типичным и классическим образованием этого типа является интрузия Великой Дайки в Зимбабве, представляющая собой расслоенный комплекс внедрения в земную кору мантийного вещества раннепротерозойского возраста. Залежи хромитов в Великой Дайке распространены в ее нижних этажах и приурочены к дунитам и гарцбургитам, а платина в форме сперрилита ($PtAs_2$) и платиноиды встречаются в сульфидных слоях между ультраосновными породами и габбро-норитами.

В раннепротерозойских ультраосновных и габбро-норитовых интрузиях Бушвельдского расслоенного магматического массива (ЮАР) высоких концентраций достигают железо, титан, хром и ванадий, а в пластообразных залежах медно-никелевых сульфидов промышленной концентрации достигают платиноиды. Бушвельдский плутон внедрился в мощную осадочно-вулканогенную толщу трансваальской системы раннепротерозойского возраста. В результате верхняя (габбро-норитовая) часть мантийной интрузии контактирует с коровыми гранитами, образовавшимися за счет переплавления осадочно-вулканогенных пород, вмещающих плутон. Поэтому с Бушвельдскими гранитами уже связана только литофильная (гидротермальная) минерализация олова и флюорита.

Другими примерами мантийных интрузий рассматриваемого типа могут служить внедрения норитов Садбери в гуронскую осадочно-вулканогенную толщу раннего протерозоя в Канаде (сульфиды меди, кобальта, никеля, платина), месторождение

Стилуотер в Канаде (хром, титаномагнетит, платиноиды) и месторождение Камбалда в Австралии (никель, медь, платиноиды). В России это Бураковский интрузив в юго-восточной части Балтийского щита с хромитовой, никелевой, ванадиевой, платиновой и, возможно, золотой металлогенией. К близкому типу образований, по-видимому, следует отнести габбро-норитовые интрузивные комплексы Печенги и Мончегорска с их сульфидной медно-никелевой и кобальтовой минерализацией, а также Панскую интрузию на Кольском полуострове и магматические образования Олонгской группы в Карелии с платиновой минерализацией.

Подчеркнем, что интрузивные образования такого типа с высокими концентрациями рудных элементов никогда более, ни до раннего протерозоя, ни после него не возникали. Это свидетельствует в пользу приведенной модели обогащения конвектирующей мантии на рубеже архея и протерозоя первичным земным веществом, поднявшимся из центральных областей Земли в процессе формирования земного ядра в конце архея, как это и показано на рис. 4.3, г.

После образования у Земли плотного окисно-железного ядра дальнейший его рост происходил уже по более спокойному бародиффузионному механизму. В этой связи в протерозое заметно снизилась тектоническая активность Земли, возникла химико-плотностная конвекция, уменьшилась скорость спрединга океанического дна, возникли более мощные и “тяжелые” литосферные плиты, появились зоны поддвига (субдукции), начал действовать механизм тектоники литосферных плит.

Химико-плотностная конвекция, по сути, неустойчивая и меняет свою структуру. Это привело к тому, что периодически через промежутки времени порядка 800 млн лет в мантии Земли должны были возникать одноячеистые конвективные структуры с одним мощным восходящим и одним нисходящим мантийным потоками. При этом все существовавшие материки дрейфовали к центру таких нисходящих мантийных потоков, формируя над ними гигантские суперконтиненты на подобии вегенеровской Пангеи (см. рис. 8.10). Всего в геологической истории Земли существовало четыре подобных суперконтинента (см. рис. 8.2–8.10): Моногея (2,6 млрд лет назад), Мегагея Штилле (1,84), Мезогея, или Родиния (1,05), распавшаяся затем (через 120–200 млн лет) на два больших континента – Лавразию и Гондвану, и Пангея Вегенера (около 230 млн лет назад).

Последовательные этапы образования и разрушения суперконтинентов предопределили и проявления разных металлогенических обстановок на Земле. Так, в моменты формирования суперконтинентов обычно возникали офиолитовые покровы с характерными месторождениями хромитов типа Кемпирсайского массива на Южном Урале и обстановки континентальных коллизий с выплавкой огромных масс гранитов, образованием обильных гидротермальных и пегматитовых месторождений, а также залежей полиметаллических и колчеданных руд.

Время жизни суперконтинентов как единых материков обычно не превышало 100–120 млн лет, что объясняется спецификой химико-плотностной конвекции в мантии. Поэтому сжатие суперконтинентов обычно быстро сменялось условиями их растяжения с проявлениями более молодого, чем возраст суперконтинента, щелочно-ультраосновного, сиенитового, карбонатитового и алмазоносного кимберлитового магматизма. Большинство кимберлитовых трубок взрыва мира приходится именно на такие периоды начальных растяжений суперконтинентов. Хотя необходимо помнить, что открытые разломы – каналы вывода глубинных магм иногда могут появляться и на стадии формирования суперконтинента при общем сжатии континентальной литосферы, особенно если одна из сталкивающихся литосферных плит обладала клинообразными очертаниями, как это наблюдалось, например, при консолидации Лавразии и закрытии Северной Палеоатлантики (океана Япетус) в девоне (рис. 11.4). По-видимому, именно по таким разломам в девоне и карбоне внедрялись в земную кору щелочно-ультраосновные интрузии Кольского полуострова и алмазоносные кимберлиты Архангельской области.

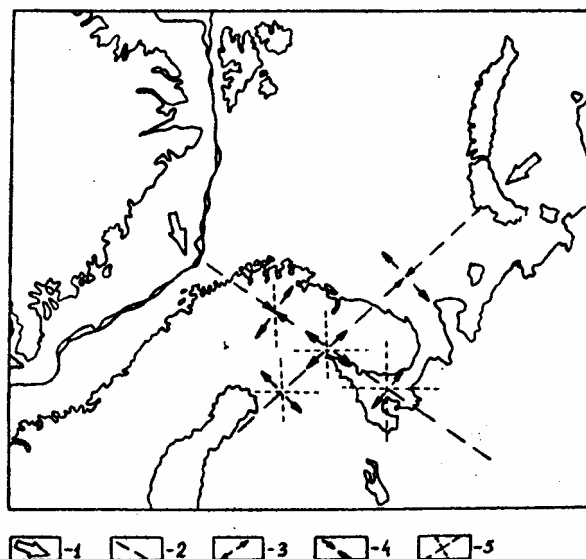


Рис. 11.4. Схема, показывающая механизм возникновения обстановок растяжения и сжатия при столкновениях Американско-Гренландской и Западносибирско-Карскоморской плит с Балтийско-Баренцевоморской плитой соответственно около 400 и 320 млн. лет назад (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996): 1 – направления давления плит; 2 – генеральные простирания зон растяжения; 3 – напряжения растяжения; 4 – напряжения сжатия; 5 – характерные простирания субмеридиональных и субширотных разломов, оперяющих главные диагональные зоны растяжения

Дальнейшее растяжение суперконтинентов при их расколах приводило к обширным внедрениям в континентальную кору траптовых базальтов и в результате к формированию континентальных рифтов, характеризующихся бимодальным вулканизмом. Обычно этот процесс заканчивался распадом суперконтинента на ряд более мелких и центробежно дрейфующих материков с образованием между ними молодых океанов Атлантического типа.

11.3. Влияние океана и климатов Земли на формирование осадочных полезных ископаемых раннего протерозоя

О большом влиянии атмосферы и гидросферы на развитие металлогенических обстановок на поверхности Земли, в том числе и в раннем докембрии, было известно давно (Виноградов, 1964; Войткевич, Лебедько, 1975; Страхов, 1963; Тугаринов, Войткевич, 1970; и др.). Однако только в последние годы после широкого распространения идей тектоники литосферных плит и разработки основ теории глобальной эволюции Земли оказалось возможным оценить всю масштабность этих процессов и выяснить природу их влияния на эндогенную металлогению Земли.

Важно обратить внимание на то, что архейский океан был горячим, а благодаря высокому парциальному давлению углекислого газа в архейской атмосфере, достигавшему 5 бар (см. раздел 10.2), его воды были насыщены угольной кислотой H_2CO_3 и характеризовались кислой реакцией ($pH \approx 3-5$). Но горячие и кислые воды, как известно, являются весьма агрессивными реагентами и растворяют многие рудные элементы и соединения. Следовательно, можно ожидать, что воды архейского океана были насыщены многими рудными элементами, в том числе золотом, ураном, сульфидами железа, меди, свинца, цинка, окислами марганца, двухвалентными окислами железа и др. Вероятно, все эти соединения поступали в гидросферу при гидратации базальтов океанической коры и взаимодействии горячих и кислых дождевых вод с породами зеленокаменных поясов и гранитоидами континентов.

После резкого похолодания климата в раннем протерозое и нейтрализации океанических вод ($pH \approx 7-8$) должно было произойти массовое выпадение из океанического раствора многих рудных элементов, растворенных прежде в горячих и

кислых водах архейского океана (рис. 11.5). Именно таким путем, по нашему мнению, в раннем протерозое около 2,5–2,3 млрд лет назад сформировались крупнейшие стратиформные скопления золота, урана, меди, полиметаллов, кобальта, сульфидов и карбонатов железа, окислов марганца и др. Примерами таких месторождений могут служить конгломераты Витватерсранда, рудоносность которых (золото, уран) проявилась только начиная с 2,5–2,4 млрд лет назад, и медистые песчаники Катанга-Родезийского меденосного пояса в Африке, а также золотоносные конгломераты раннего протерозоя на других древних платформах и медистые песчаники Удокана (медь) в Сибири и т.д.

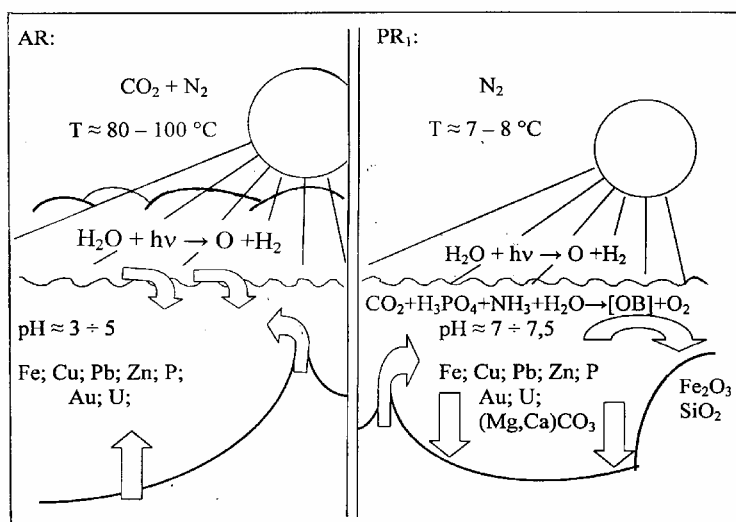
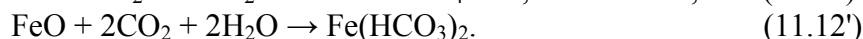
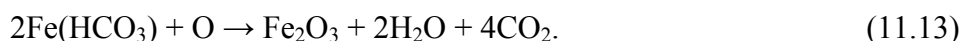


Рис. 11.5. Формирование осадочных рудных месторождений раннего протерозоя благодаря остыванию и нейтрализации горячего и кислого архейского океана: AR – в архее рудные элементы, поступавшие в океаны из рифтовых зон и с континентов, растворялись горячими и кислыми океаническими водами; PR₁ – в раннем протерозое, после остывания океана и нейтрализации его вод, растворенные прежде в океанических водах рудные элементы выпали в осадок. В конце архея и раннем протерозое за счет окисления растворимой двухвалентной гидроокиси железа до нерастворимой трехвалентной окиси железа, формировались уникальные железорудные формации раннего докембрия

С точки зрения рассматриваемой концепции находит простое объяснение и происхождение уникальных железорудных формаций конца архея и раннего протерозоя. Концентрация железа в конвектирующей мантии большей части архея была сравнительно низкой (см. рис. 4.10), поскольку оно тогда почти целиком концентрировалось в подстилающих конвектирующую мантию зонах дифференциации земного вещества (см. рис. 4.3). Однако уже к концу архея в конвектирующую мантию начало поступать выжимаемое из центральных областей Земли первичное вещество с высокими концентрациями в нем железа и его окислов (см. рис. 4.3, в и 4.3, г). По нашим оценкам, в конце архея и начале раннего протерозоя средняя концентрация металлического железа в мантии уже могла достигать 5,5%, а двухвалентного железа – 15%. В океанических рифтовых зонах металлическое железо поднималось к поверхности Земли и вступало там в контакт с океанскими водами. Контактная с ними, горячее железо в бескислородной среде окислялось за счет диссоциации воды и далее соединялось с углекислым газом, образуя хорошо растворимый в воде бикарбонат железа:



В этой форме железо, по-видимому, и разносилось по всему океану, тогда как в приповерхностных условиях благодаря жизнедеятельности цианобактерий и микроводорослей двухвалентное железо окислялось до трехвалентного состояния и выпадало в осадок:



При этом в результате метаболизма железовосстанавливающих бактерий могло происходить и новое восстановление трехвалентного железа, но теперь только до стехиометрии магнетита (Слободкин и др., 1995). Одновременно с железом из рифтовых зон выносился и кремнезем, освобождавшийся при гидратации пироксенов, например, по реакции (11.3). Отсюда становится понятным парагенезис окислов железа с кремнеземом в джеспилитах железорудных формаций докембрия (рис. 11.6).

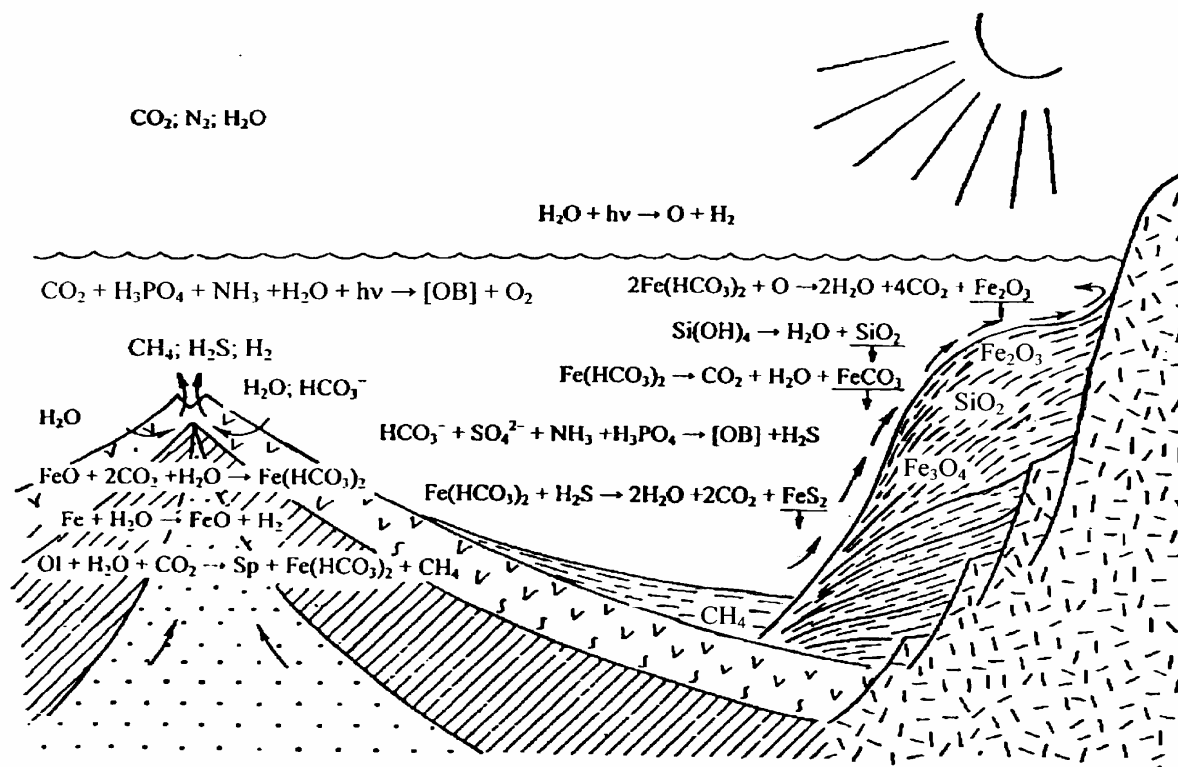


Рис. 11.6. Геохимия процессов переноса железа из мантии в рифтовые зоны и океаны и условия формирования железорудных отложений на континентальных окраинах океанов в раннем протерозое

Очевидно, что массовый вынос железа и других металлов из мантии в гидросферу мог происходить, только когда в мантийном веществе содержалось заметное количество этих металлов и когда поверхность океана близко подходила к среднему уровню рифтовых зон на гребнях срединно-океанических хребтов или даже перекрывала его. Важно подчеркнуть, что только сочетание этих двух факторов вместе могло обеспечить вынос железа из мантии в гидросферу и далее в осадочную оболочку Земли. Помимо этого, существенное значение имел и состав океанической коры. Так, в базальтовой коре докембрия содержание железа было существенно ниже (приблизительно в 10 раз), чем в серпентинитах, возникших за счет гидратации реститовых участков мантийного вещества. Учитывая все эти факторы, удалось оценить относительную скорость накопления железорудных формаций докембрия при условии, что в этих формациях в среднем содержится около 50% железа, а из пород океанической коры извлекается также только 50% железа.

Кроме описанного механизма формирования железорудных формаций раннего докембрия за счет выноса железа из рифтовых зон в начале архея мог функционировать другой механизм. Действительно, как уже отмечалось, в раннем архее формирование земной коры, происходило только в сравнительно узком кольцевом экваториальном поясе Земли, тогда как остальная ее поверхность еще была сложена первичным земным веществом, содержащим около 13% металлического железа и около 23% его двухвалентной окиси (силикатного железа). После начала дегазации Земли и возникновения углекислотной атмосферы железо из поверхностных слоев этих

первозданных областей стало выноситься кислыми дождевыми водами (в форме бикарбоната) в молодые морские бассейны и отлагаться там, формируя железорудные залежи раннего архея. В составе этих руд заметную роль играет карбонат железа – сидерит (Старостин, Пелымский, Сакия, 2000), образующийся только при насыщении морских вод бикарбонатом железа $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{FeCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$. Результат оценки скорости отложения железных руд докембрия приведен на рис. 11.7.

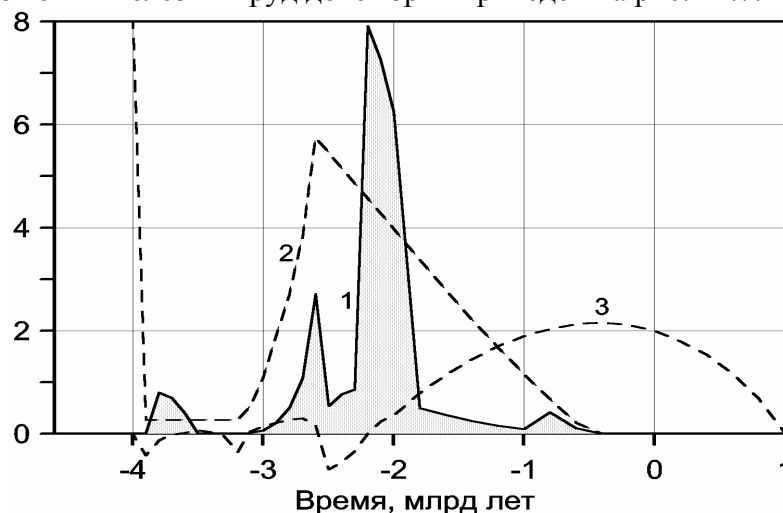


Рис. 11.7. Теоретический расчет скорости накопления железорудных формаций докембрия: 1 – суммарная скорость отложения железных руд, 10^9 т/год; 2 – концентрация металлического железа в конвектирующей мантии, %; 3 – положение поверхности океанов по отношению к среднему уровню стояния гребней срединно-океанических хребтов, км

Как видно из приведенных графиков, в докембрии могли наблюдаться четыре периода массового накопления железорудных осадков. Отложения наиболее ранних железистых руд происходило около 3,8–3,5 млрд лет назад (формация Исуа в Западной Гренландии). Второй эпохой железнакопления является позднеархейская 3,0–2,6 млрд лет назад, во время которой отлагались осадочно-вулканогенные железорудные толщи Киватинского типа, а в России – руды Костамукши и других районов Карелии и Кольского полуострова, железорудные комплексы Тараташа на Урале и Старооскольской серии в Воронежском кристаллическом массиве.

Однако самым выдающимся периодом железорудного накопления, безусловно, была эпоха конца раннего протерозоя, от 2,2 до 2,0–1,8 млрд лет назад. Железорудные отложения конца раннепротерозойской эпохи известны практически на всех континентах, и многие из них отлагались почти одновременно. К образованиям этого возраста относятся уникальные месторождения джеспилитов Кривого Рога на Украине, Курской Магнитной Аномалии в России, Карсакпая в Казахстане, Хамерсли в Западной Австралии, месторождения района оз. Верхнего в США и Канаде, в Гайане (Южная Америка) и других регионов. В этот период, занимающий всего 5–7% от общего времени геологического развития Земли, сформировалось не менее 70–75% мировых запасов железных руд. По нашим расчетам, в момент формирования раннепротерозойских железорудных формаций скорость отложения железа достигала 3,3 млрд тонн в год, что близко к ранее приводимым оценкам – $(1-3) \cdot 10^9$ т/год (Холленд, 1989). Всего в докембрийское время таким путем должно было отложиться около $3,3 \cdot 10^{18}$ т железистых формаций, что на много порядков больше выявленных ресурсов железных руд (около $3 \cdot 10^{12}$ т по Н.А. Быховеру, 1984) и более, чем в 30 раз превышает содержание окислов железа в осадочных породах континентов (около $0,1 \cdot 10^{18}$ т по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому, 1978), хотя, вероятно, несколько больше железа находится в метаосадочных породах и гранитном слое континентальной коры. Это говорит о том, что

большая часть осадочного железа еще в докембрии вновь погрузилась в мантию по древним зонам субдукции.

Характерной особенностью этой уникальной эпохи железнакопления является то, что она началась на всех континентах практически одновременно (около 2,2 млрд лет назад). В рассматриваемой модели все понятно (сказалась общая причина), так как именно в это время океаническая кора полностью “насытилась” водой, после чего произошло перекрытие поверхностью океана гребней срединно-океанических хребтов (кривая 3 на рис. 11.7) и растворимые гидроокиси железа из рифтовых зон стали поступать в океан, как это показано на рис. 11.6.

К концу раннего протерозоя (около 1,8 млрд лет назад) массовое накопление осадочных железных руд почти столь же резко прекратилось, как и началось. Скорее всего это было связано с тем, что ко времени 1,8 млрд лет назад уровень океана уже поднялся над гребнями срединно-океанических хребтов приблизительно на 400 м, т.е. на высоту, превышающую толщину деятельного слоя океана. Океан же в среднем протерозое и рифее вероятнее всего характеризовался устойчивой стратификацией со стагнацией глубинных вод океанов, о чем, в частности, говорит широкое развитие в это время черных сланцев. В результате начиная с этого возраста поступающие из рифтовых зон гидроокислы двухвалентного железа попадали только в застойные глубинные воды и не могли там окисляться до нерастворимого состояния. Застойная стратификация вод Мирового океана, по-видимому, продолжалась до нового импульса оледенения, охватившего в конце рифея ряд континентов Лавразии и Гондваны (см. рис. 8.7–8.9). В периоды же оледенений, как известно, происходит перемешивание океанических вод, и, следовательно, в конце рифея окислы железа из рифтовых зон вновь смогли попадать в деятельный слой океана. Однако к этому времени свободного железа в мантии осталось заметно меньше 1% (так как большая его часть уже успела перейти в растущее земное ядро). В результате последний из докембрийских импульсов железорудного накопления оказался наиболее слабым.

В основе формирования железорудных формаций докембрия лежат процессы окисления железа за счет термической диссоциации насыщенных CO_2 океанических вод и гидратации этими же водами железосодержащих пород океанической коры. При этом по реакциям (9.13) и (11.12) генерировался abiогенный метан. Очевидно, что эпохам максимальной скорости выноса железа в океан должны были соответствовать и максимальные скорости генерации метана, что в свою очередь приводило к увеличению массы метанпоглощающих бактерий. Но, как вытекает из реакции (9.17), фракционирование изотопов углерода всегда приводит к облегчению изотопного состава метана и, следовательно, к облегчению состава углерода органического вещества $\text{C}_{\text{орг}}$ выросших на этом метане бактерий (этим, вероятно, объясняется и то, что органическое вещество метанпоглощающих бактерий обычно характеризуется экстремально низкими значениями сдвигов $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ до -50%). По-видимому, именно этим явлением стоит объяснять и возникновение локальных минимумов в распределении $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ как раз в моменты отложений с наибольшими скоростями запасов железорудных формаций в конце архея и в раннем протерозое. При этом, несмотря на меньшую интенсивность процесса формирования джеспилитов в позднем архее, амплитуда изотопного минимума $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в это время оказалась наибольшей. Вероятно, это связано с тем, что в архее существовала плотная углекислотная атмосфера, тогда как в раннем протерозое парциальное давление CO_2 уже уменьшилось, а в результате снизилась и скорость генерации метана (рис. 11.8).

Что же касается формирования железорудных отложений раннего архея, то и оно должно было сопровождаться образованием метана. Однако в местах своей генерации (вне осадочных толщ) метан не мог накапливаться и поступал непосредственно в атмосферу. Во влажной же и теплой атмосфере раннего архея под влиянием солнечного ультрафиолета метан окислялся по реакции: $\text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O} + h\nu \rightarrow \text{CO} + 3\text{H}_2$, а водород улетучивался. В результате примитивные формы бактерий в раннем архее не могли

усваивать abiогенный метан, и, следовательно, изотопные смещения органического вещества того времени определялись только метаболизмом самих бактерий, без добавки изотопных смещений метана (рис. 11.8).

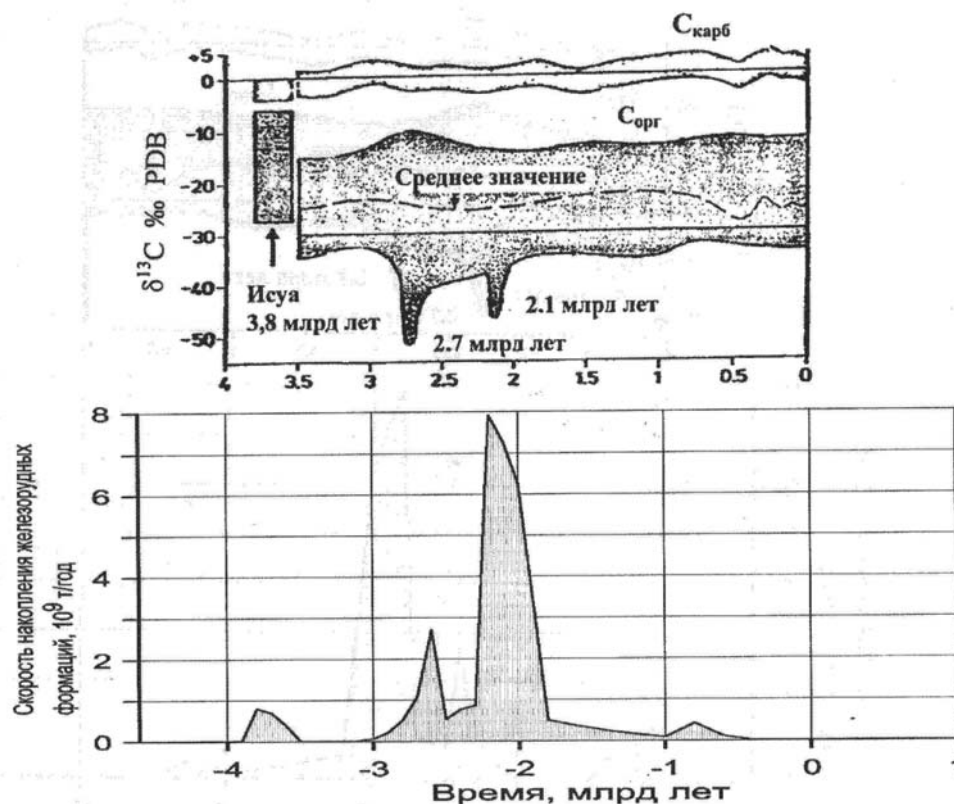


Рис. 11.8. Корреляция сдвигов изотопных отношений углерода в органическом веществе с эпохами накопления железорудных формаций докембрия. На верхнем графике приведены распределения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в истории Земли (Schidlowski, 1987); на нижнем графике приведена скорость формирования железорудных формаций докембрия, изображенная на рис. 11.7. Двум наиболее выдающимся эпохам накопления железорудных формаций докембрия четко соответствуют два локальных минимума на огибающей минимальных значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$. К сожалению, на верхнем графике не показаны комплементарные им положительные аномалии $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, достигающие +12...+15 ‰ PDB (такие аномалии в карбонатном углероде $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ были обнаружены несколько позже)

Помимо формирования отмеченных выше уникальных эндогенных (мантийно-магматических) и экзогенных (первично-осадочных) месторождений полезных ископаемых раннего протерозоя тогда же впервые ярко проявилась металлогения зон поддвига литосферных плит, связанная с известково-щелочным и гранитоидным магматизмом. В это время впервые появляются парные пояса метаморфизма, формируются и широко распространяются пегматитовые формации с мусковит-редкометалльной, литиево-бериллиевой и флогопит-апатитовой минерализацией, появляются хрусталеносные, золотоурановые, редкоземельные, полиметаллические и колчеданные формации (Соколов, Кратц, 1984).

Происхождение этого выдающегося импульса "геосинклинальной" металлогении понятно с точки зрения рассматриваемой здесь концепции. Действительно, именно в раннем протерозое начала "действовать" тектоника литосферных плит и возникли первые зоны поддвига плит или зоны субдукции (в архее, как отмечалось выше, существовали только зоны сучивания тонких базальтовых пластин с преобладанием обдукции, а не субдукции, как это показано на рис. 6.17). В раннем же протерозое резко возросла степень гидратации океанической коры, о чем говорилось выше, поэтому и выплавка континентальной коры над зонами субдукции стала проходить в условиях избытка воды, освобождавшейся в этих зонах при дегидратации океанической коры. Но состав мантии

(см. рис. 4.10) в раннем протерозое, а следовательно, и океанической коры был обогащен первичным земным веществом, поднявшимся из центральных областей Земли при образовании земного ядра (см. рис. 4.3). При этом в зонах субдукции большинство сидерофильных элементов вновь уходило в мантию, а литофильные и частично халькофильные элементы и соединения вместе с освобождавшимися перегретыми водами поднимались вверх и входили в состав континентальной коры, формируя в ней уникальные пегматитовые и полиметаллические месторождения.

11.4. Происхождение алмазоносных кимберлитов и родственных им пород

Отметим здесь еще один специфический тип глубинных формаций, теснейше связанный с процессами океанического седиментогенеза, происходившими в раннем протерозое. Мы имеем в виду происхождение алмазоносных кимберлитов, лампроитов, карбонатитов и родственных им щелочно-ультраосновных пород (включая Хибинские апатитоносные нефелиновые сиениты). Действительно, изотопные составы углерода в алмазах невозможно объяснить без привлечения корового вещества (Галимов, 1978). Аналогичная ситуация наблюдается и в высокотемпературных глубинных породах ассоциации карбонатитов и кимберлитов: изотопные составы углерода и кислорода показывают, что в образовании карбонатного вещества этих пород принимает участие коровая углекислота первично-осадочного происхождения (Кулешов, 1986). Проблема происхождения этих экзотических пород изложена в работах (Сорохтин, 1981, 1985) и более подробно в монографии (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996). Позже идеи, изложенные в этой работе, были использованы и авторами коллективной монографии “Архангельская алмазоносная провинция” (2000).

Согласно разработанной в монографии 1996 г. модели, алмазоносные кимберлиты и родственные им породы возникли за счет затягивания по древним зонам субдукции на большие глубины (до 200–250 км) под архейские щиты **тяжелых** (железистых) океанических осадков раннего протерозоя (рис. 11.9). При этом из-за большой плотности железистых осадков они должны были сами “проваливаться” в зоны поддвига плит и служить в них “смазкой”. Поэтому, вероятно, зоны поддвига плит в конце раннего протерозоя (во время свекофеннской орогении) и в среднем протерозое в основном были амагматичными, без характерного для островных дуг и активных окраин континентов известково-щелочного вулканизма.

В рассматриваемой модели момент формирования глубинных расплавов строго ограничен эпохой второй половины раннего протерозоя. Это связано с тем, что в архее еще не существовало условий для генерации магм рассматриваемого типа, поскольку исключительно высокая тектоническая активность Земли и очень большие тепловые потоки не допускали тогда увеличения мощности континентальных литосферных плит вместе с континентальной корой выше 60–80 км (см. рис. 8.1). Зон же субдукции в то время вообще не существовало, так как их тогда заменяли зоны скучивания и торошения сравнительно тонких океанических литосферных пластин существенно базальтового состава (см. рис. 6.17). Лишь после выделения земного ядра в конце архея возникли первые зоны субдукции, а мощность архейских континентальных литосферных плит стала быстро возрастать. Уже к концу раннего протерозоя она достигла предельных значений порядка 250 км, что и создало условия для возможности формирования глубинных (алмазоносных) расплавов. Однако реализация этой возможности осуществилась только тогда, когда на дне океанов около 2,2 млрд лет назад стали отлагаться **тяжелые** железорудные осадки типа джеспилитов.

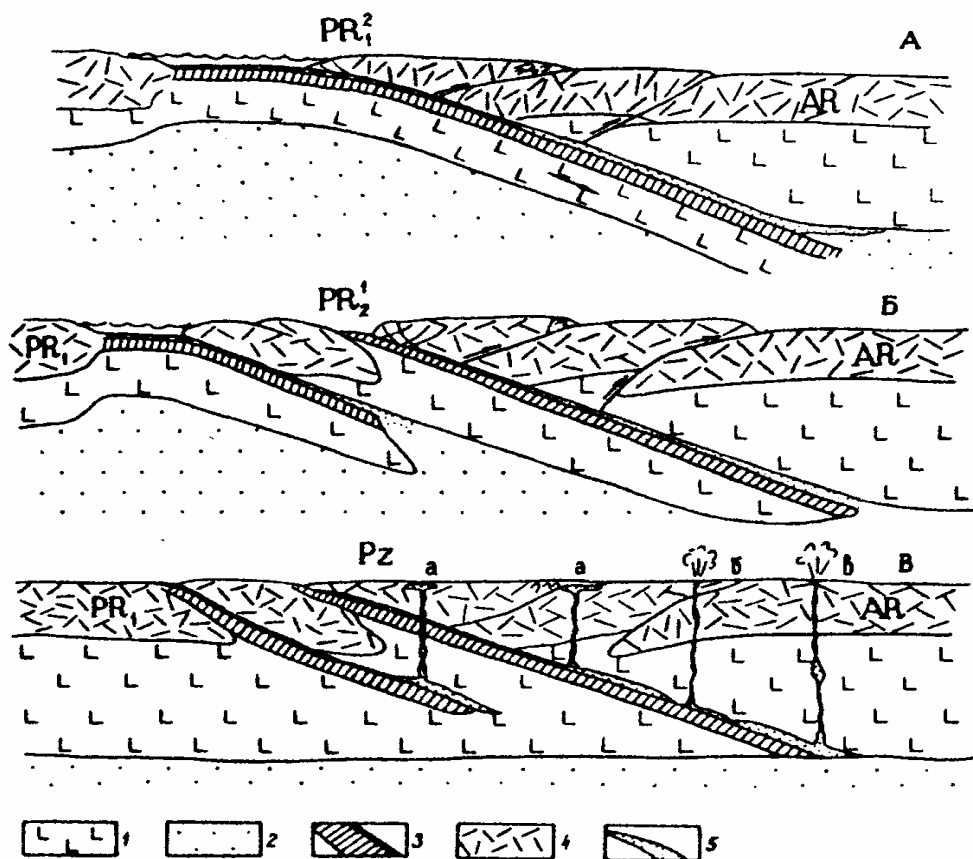


Рис. 11.9. Процесс формирования глубинных расплавов щелочно-ультраосновного, лампроитового и кимберлитового составов (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996): А – ситуация в конце раннего протерозоя; Б – на рубеже раннего и среднего протерозоя; В – в рифее или фанерозое (показан момент прорыва глубинных магм к поверхности и образования: *а* – щелочно-ультраосновных интрузий, *б* – меллилитовых и *в* – алмазоносных лампроитовых или кимберлитовых субвулканических комплексов). 1 – литосфера; 2 – астеносфера; 3 – раннепротерозойская океаническая кора с перекрывающими ее тяжелыми железистыми осадками; 4 – континентальная кора (AR – архейского, PR₁ – раннепротерозойского возрастов), 5 – глубинные расплавы

О существенной роли железа в составе исходного осадочного вещества, затаятого в раннем протерозое под архейскую кору, в частности, говорят карбонатит-магнетитовые и апатит-магнетитовые месторождения в интрузиях центрального типа, расположенных в провинциях распространения щелочно-ультраосновных комплексов. На Кольском полуострове такими железистыми интрузивными комплексами являются месторождения магнетита в массивах Ковдор и Африканда. Содержание железа в них достигает 27%, хотя валовый состав пород, слагающих эти месторождения, за вычетом железа, напоминает скорее карбонатно-глинистые и фосфорноносные осадки апвеллинговых зон океанов, но ни в коей мере не соответствует составу мантийных пород.

В рамках описываемой модели с единых позиций удалось объяснить большинство специфических черт, а иногда и тонкие детали состава алмазоносных и родственных им пород, включая сами алмазы и минеральные включения в них. Так, по этой модели кимберлиты и лампроиты действительно являются глубинными породами, но возникли они из пелагических осадков. Отсюда следует вывод, что углерод, фосфор, азот, большинство литофильных элементов (Li, B, F, Cl, K, Ti, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, Pb, Th, U), вода и другие флюиды в алмазоносных породах не мантийного, а первично-осадочного, т.е. чисто экзогенного происхождения. Об этом же свидетельствуют высокие концентрации и спектры редкоземельных элементов, отношения калий/натрий,

торий/уран, изотопы водорода, кислорода, серы и стронция в кимберлитах, а также газожидкие включения в алмазах H_2O , H_2 , CH_4 , CO_2 , CO , N_2 , Ar , C_2H_4 и даже этиловый спирт $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ (Melton, Giardini, 1974, 1975). О том же говорят и сдвиги изотопных отношений углерода в кристаллах алмазов, явно несущие на себе биогенные метки.

Возраст кимберлитов, судя по стронциевым и свинцово-изотопным отношениям в омфацитах и включениям в алмазы, также оказывается раннедокембрийским и близким к 2–2,5 млрд лет (Доусон, 1983), как это и следует из рассмотренной здесь модели образования этих экзотических пород. В последнее время, правда, появились сообщения, что по самарий-ниодимовым и рений-осмиевым отношениям в алмазных включениях были определены более древние значения возрастов самих алмазов, вплоть до 3–3,4 млрд лет. Однако при ближайшем рассмотрении методики определения этих возрастов оказалось, что в них использовались только параметры модели хондритового однородного резервуара CHUR. Для мантийных пород и их дериватов такой метод, по-видимому, вполне подходит. По традиционной интерпретации алмазы также считаются мантийными образованиями, но, как показано выше, алмазы образовались из вещества пелагических осадков раннепротерозойских океанов. Следовательно, в уравнения геохрон надо подставлять не значение отношений $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ из модели CHUR, а значения отношений этих изотопов в коровых породах $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{кор}}$ или лучше в океанических осадках:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{алм}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{кор}}^0 - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{кор}}^0 \cdot (e^{\lambda \cdot t} - 1), \quad (11.14)$$

где $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ лет}^{-1}$ – константа распада самария ^{147}Sm ; верхний индекс “0” означает, что берутся современные значения изотопных отношений. Если теперь в уравнение (11.14) подставить, например, средние коровые значения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{кор}}^0 \approx 0,5115$ (вместо 0,512638 по модели CHUR) и $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{кор}}^0 \approx 0,2\text{--}0,22$ (вместо 0,1967 по модели CHUR), то получаем раннепротерозойские возрасты алмазов около 2 млрд лет, как и следует из теории (вместо неточных определений их возраста от 3 до 3,4 млрд лет). То же относится и ко всем другим методам определения возраста алмазов – при их расчете необходимо учитывать параметры древних осадков, а вовсе не пород мантии.

Неплохо соответствуют рассмотренной модели образования кимберлитов изотопные сдвиги кислорода и отношения водород/дейтерий в гидросиликатах этих пород. Более того, судя по данным, приведенным в работе Дж. Доусона (1983), начальные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в минералах кимберлитов и родственных им пород нижними значениями от 0,703 до 0,705 (для бесфлогопитовых образцов) полностью лежат в поле таких же отношений раннепротерозойских осадков (см. рис. 6.22). Максимальные значения обычно наблюдаются во флогопитсодержащих, т.е. щелочных кимберлитах с повышенным содержанием в них рубидия. При этом для эклогитов эти отношения лежат в пределах 0,701–0,703, что для мантийных пород также отвечает возрасту раннего протерозоя. При этом повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в некоторых образцах эклогитов можно объяснить щелочной контаминацией базальтов, вероятно, происходившей еще на стадии гидратации исходной океанической коры хлоридными водами раннепротерозойского океана.

Свидетельства первично-приповерхностного происхождения несут в себе и встречающиеся в кимберлитах ксенолиты эклогитов: несмотря на явно глубинные ассоциации минералов, их валовый состав неплохо соответствует океаническим толеитовым базальтам, выплавляемым лишь на небольших глубинах (до 35 км) под рифтовыми зонами океанов. Все это, по нашему мнению, убедительно свидетельствует о сравнительно приповерхностном уровне формирования всего комплекса рассматриваемых пород в раннем протерозое, последующего их погружения на большие глубины и нового

стремительного подъема к поверхности (со скоростями около 30–50 м/с) в последующие геологические эпохи.

Температура литосферных плит на глубинах 200–250 км достигает 1400–1500 °С (при температуре плавления мантийных пород на этих же глубинах около 1800–1850 °С) и существенно превышает температуру плавления водонасыщенных осадков, приблизительно равную 700–800 °С. Поэтому зятянутые в зоны субдукции на большие глубины осадки неизбежно плавилась и дифференцировались путем ликвации расплавов (рис. 11.10). При этом тяжелая железистая фракция осадков погружалась в мантию, а их более легкая карбонатно-силикатная матрица надолго сохранялась в низах литосферы в виде очагов глубинных магм.

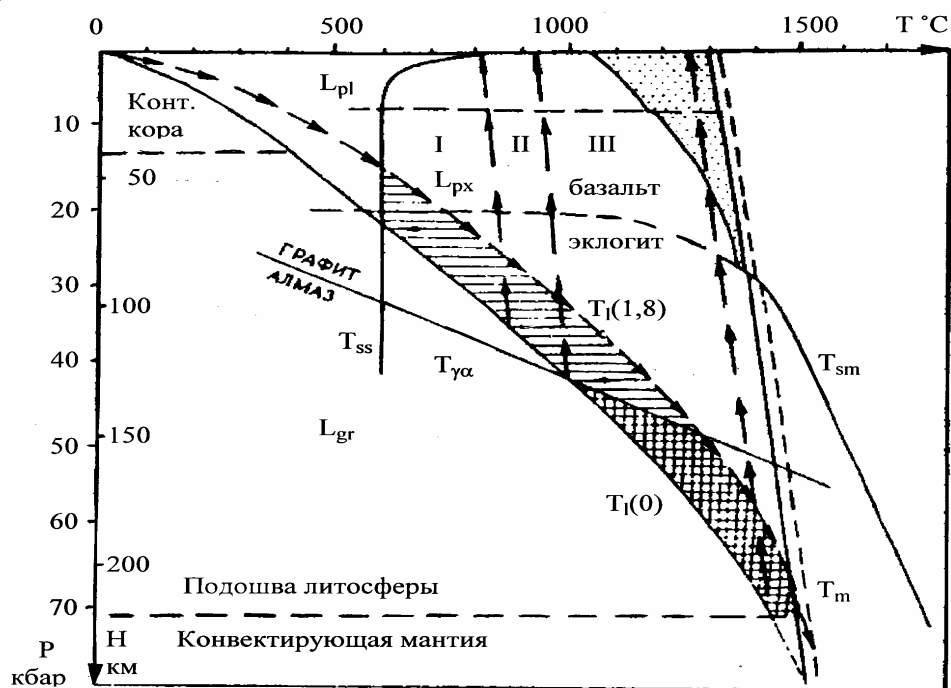


Рис. 11.10. Глубинно-температурные условия выплавления щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм по работе (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996): T_m – температура мантии; T_{sm} – температура солидуса мантийного вещества; $T_{\gamma\alpha}$ – температура перехода графит – алмаз; $T_1(0)$ – современная континентальная геотерма; $T_1(1,8)$ – континентальная геотерма 1,8 млрд лет назад (отмечена нисходящими стрелками); L_{pl} , L_{px} и L_{gr} – области устойчивого существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов; T_{ss} – температура плавления водонасыщенных осадков; горизонтальная штриховка – область существования щелочно-ультраосновных и щелочно-карбонатитовых расплавов; клеточная штриховка – область существования алмазоносных глубинных расплавов лампроит-кимберлитового и кальциево-карбонатитового состава; нисходящими стрелками показаны РТ-условия движения тяжелых железистых осадков около 2–1,8 млрд лет назад, а восходящими стрелками – РТ-условия подъема магм в фанерозое; области формирования: I – щелочно-ультраосновных интрузий; II – безалмазных; III – алмазоносных субвулканических (взрывных) комплексов

Н.О. Сорохтин (2001) показал, что описываемая модель формирования кимберлитов и карбонатитов полностью отвечает наблюдаемым в этих породах распределениям изотопов неодима и стронция. Действительно, как отмечается Г. Фором (1989), происходившее в прошлом частичное плавление мантии порождало магмы, имеющие более низкие отношения Sm/Nd по сравнению с мантийным веществом. Поэтому образовывавшиеся из такой магмы породы, например базальты и продукты их преобразования – коровые породы (гранитоиды и осадки), в настоящее время имеют более низкие отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, чем в мантии, т.е. характеризуются отрицательными значениями ϵNd . В противоположность этому твердые фазы мантийного вещества, которые остались после удаления магмы, имеют более высокие отношения Sm/Nd , чем в резервуаре первичной мантии (рис. 11.11). При этом Г. Фор особо отмечает, что породы,

образовавшиеся в прошлые геологические эпохи из таких остаточных твердых фаз после удаления из них магмы, также будут характеризоваться повышенными значениями отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Следовательно, и карбонаты, возникшие в раннем протерозое из таких ультраосновных респитов путем их серпентинизации по реакциям (10.1) и (10.2), также должны характеризоваться более высокими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по сравнению с современными мантийными породами и положительными значениями ϵNd :

$$\epsilon\text{Nd} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{пор}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{м}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{м}}} \right] \cdot 10^4, \quad (11.15)$$

где индексы “пор” и “м” отмечают современные значения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породе и в мантийном резервуаре ($(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{м}} = 0.512638$). Из выражения (11.15) следует, что отрицательное значение ϵNd соответствует породам, образовавшимся из мантийных выплавов или путем их переработки и ассимиляции древних коровых пород. Положительные значения ϵNd показывают, что породы произошли из остаточных (респитовых) твердых фаз мантийного резервуара после удаления из него магмы в некоторый более ранний момент времени (Фор, 1989).

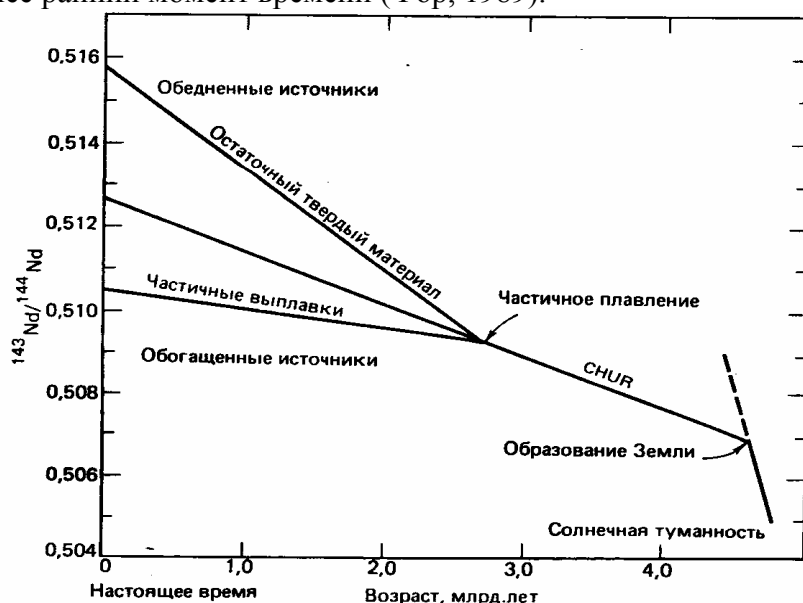


Рис. 11.11. Изотопная эволюция Nd в мантии (в хондритовом резервуаре CHUR) по Г. Фору (1989). Магма, образовавшаяся в результате частичного плавления мантии, имеет более низкое отношение Sm/Nd по сравнению с мантийным резервуаром, тогда как остаточная (респитовая) твердая фаза характеризуется более высокими отношениями Sm/Nd. В результате современные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах, образовавшихся из силикатного расплава, всегда оказываются меньшими, чем в мантии, а в породах, образовавшихся из респитов, наоборот, — всегда большими

Так, для осадочных пород архея и раннего протерозоя, сформировавшихся из дифференциатов мантии или их производных (базальтов, тоналитов, диоритов или гранитоидов), параметр ϵNd может быть только отрицательным. В противоположность этому карбонатные осадки, образовавшиеся из ультраосновных пород раннего протерозоя после их серпентинизации по реакциям (10.1) и (10.2), должны обладать положительными значениями ϵNd . В результате смешения осадков разного происхождения и в зависимости от соотношения их масс в реальных кимберлитах и карбонатитах наблюдается весь спектр таких значений приблизительно от -40 до $+10 \dots +20$ (рис. 11.12), в том числе и $\epsilon\text{Nd} = 0$, как это наблюдается, например, в продуктах извержения некоторых из современных карбонатитовых вулканов Южной Африки.

Судя по рассмотренной модели образования карбонатитов и кимберлитов, носителями положительных значений ϵNd должны были бы быть карбонаты магния — магнезит и доломит. Однако в карбонатитах и кимберлитах доминируют кальциевые

карбонаты. Это объясняется тем, что в очагах кимберлитовых и карбонатитовых расплавов происходят обменные реакции, при которых магний переходит в силикаты, а кальций – в карбонаты, например:

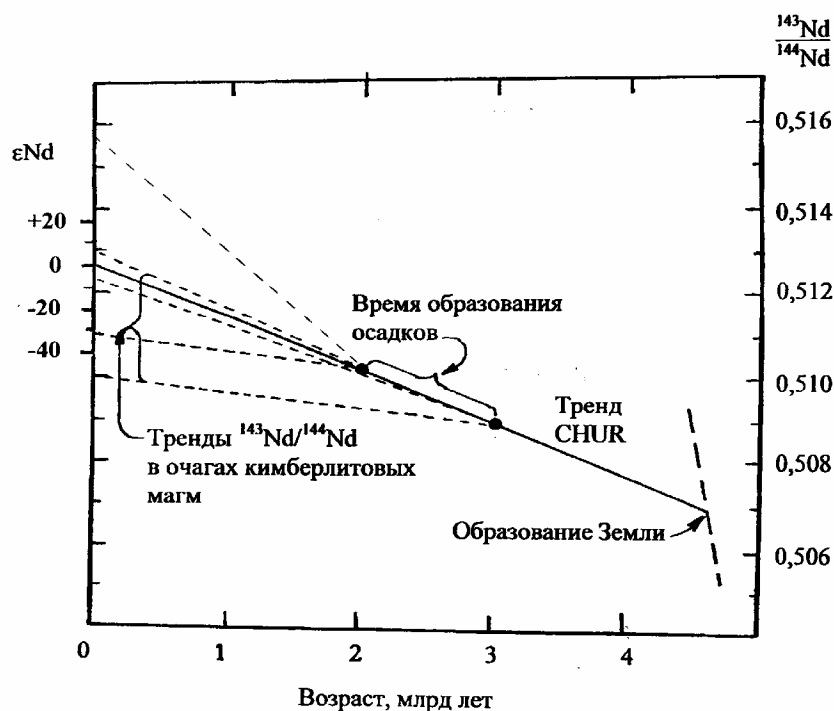
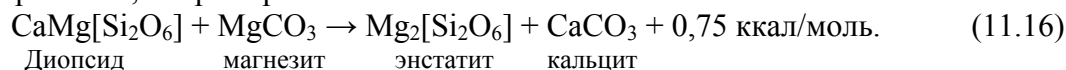
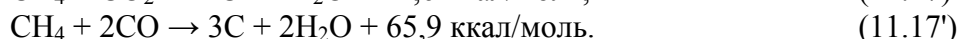


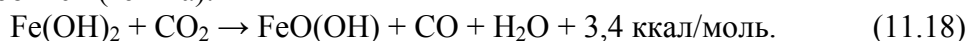
Рис. 11.12. Возможные пределы вариаций отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и параметра ϵNd в кимберлитах, карбонатитах и в родственных им щелочно-ультраосновных породах

После возникновения в последующие геологические эпохи тектонических условий растяжения древних щитов образовавшиеся таким путем глубинные магмы вместе с кристаллами алмазов стремительно извергались на дневную поверхность, формируя там диатремы алмазоносных пород. Судя по оценкам, скорость подъема кимберлитовых магм могла достигать 30–50 м/с.

В рассматриваемой модели алмазы образуются путем восстановления углерода по реакции взаимодействия окиси углерода или углекислого газа с метаном и другими углеводородами органического и абиогенного происхождения, затянутыми вместе с осадками на большие глубины. Для образования же кристаллических форм углерода необходимо, чтобы он освобождался благодаря экзотермической реакции, приводящей к снижению внутренней энергии системы. Таким условиям удовлетворяют реакции соединения углеводородов с окисью углерода и углекислым газом, протекающие с выделением энергии, например:

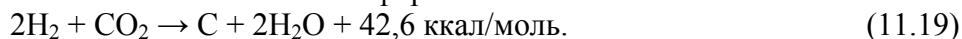


При умеренных давлениях таким путем образуется графит, а при высоких давлениях кристаллизуется алмаз. Углекислый газ в зонах поддвига плит может освобождаться за счет термической диссоциации карбонатов по реакции (11.11), а окись углерода возникает, например, при окислении двухвалентного гидрата железа (амакинита) до трехвалентной гидроокиси (гётита):



Помимо углеводородов чисто органического происхождения в образовании алмазов может принимать участие и абиогенный метан, образующийся, например, по реакции

(11.4), а также водород, освобождающийся по реакции (11.5). В последнем случае реакцию образования алмаза можно записать в форме



Кроме кимберлитов аналогичными геохимическими особенностями отличаются и многие менее глубинные, но также явно магматические щелочно-ультраосновные породы, например, карбонатитовые интрузии Ковдора и Африканды, а также Хибинские месторождения апатит-нефелиновых руд на Кольском полуострове. Так, в минералах хибинских сиенитов и апатитов (в нефелине, эвдиалите и полевых шпатах) обнаружены углеводородные газы. Встречаются и высокомолекулярные (до C_{20}) битумоиды парафинового ряда, нафтеновые и ароматические углеводороды, производные сложных эфиров, насыщенных стероидов и карбоновых кислот. Фактически в составе битумоидов этих щелочных пород установлены соединения всех классов, характерных для битумоидов осадочных пород: масла, бензолные и спиртобензолные смолы, асфальтены и др.

Отметим, что с эволюцией железорудного осадконакопления в докембрии может быть связано и происхождение загадочных анорогенных гранитов рапакиви. Действительно, после окончания формирования Мегагеи Штилле около 1,9–1,8 млрд лет назад вскоре (около 1,8 млрд лет назад) прекратилось и повсеместное отложение джеспилитов (о вероятных причинах этого уже говорилось выше). Однако после раскола Мегагеи, также начавшегося около 1,8–1,7 млрд лет назад, возникло несколько молодых палеоокеанов Атлантического типа с окружавшими их пассивными окраинами обособившихся тогда материков. Раскол Мегагеи должен был происходить под влиянием образовавшегося под этим суперконтинентом мощнейшего восходящего мантийного потока (см. рис. 6.10). По этой причине рифтовые зоны таких молодых межконтинентальных палеоокеанов располагались тогда существенно выше среднего уровня их стояния в древних океанах (как и рифтовые зоны современной северной Атлантики, под которой и сейчас существует мощный восходящий поток мантийного вещества с центром под Исландией). Отсюда следует, что из рифтовых зон молодых океанов среднего протерозоя окислы железа могли выноситься в деятельный слой этих океанов даже после того, как поступление железа из древних океанов уже прекратилось. Могло железо выноситься в приповерхностные слои океанов и в зонах апвеллинга по берегам материков. Попадая в деятельный слой молодых океанов, растворимое двухвалентное железо окислялось до нерастворимого трехвалентного состояния и выпадало в осадок, постепенно насыщая железом прибрежные осадочные толщи, как это и показано на рис. 11.6. За время формирования таких толщ, приблизительно за 150–200 млн лет, как и по берегам современного Атлантического океана, их мощность могла достигать 12–15 км. Однако в отличие от современных осадочных отложений плотность насыщенных железом осадков должна была превышать $3,5\text{--}4 \text{ г/см}^3$, а в низах толщи достигать даже 5 г/см^3 , т.е. быть существенно выше средней плотности океанических плит, приблизительно равной $3,2\text{--}3,3 \text{ г/см}^3$.

Постепенное остывание океанических плит приводит к увеличению их мощности и веса и как следствие – к погружению в мантию по закону корня квадратного от возраста плиты. В зонах сочленения океанических плит с континентальными окраинами этот процесс вызывает образование по краям континентов системы листрических сбросов (см. рис. 11.6). Такие сбросы, например, сейчас обрамляют практически все пассивные окраины современных океанов. Кроме того, как показывают расчеты, даже без дополнительной нагрузки океанические литосферные плиты при достижении возраста около 150–160 млн лет сами по себе теряют устойчивость, в них могут образовываться трещины и даже возникать новые зоны поддвига плит. Этим, в частности, и объясняется сравнительная молодость океанического дна под современными океанами. Обычно возникающие в океанической литосфере трещины быстро “залечиваются” поступающими

в них и затем кристаллизующимися базальтовыми магмами. В местах же накопления богатых железом тяжелых осадков неизбежно возникала ситуация гравитационной неустойчивости, благодаря которой такие осадки должны были только расширять образовавшиеся трещины в океанической литосфере и по ним опускаться (“проваливаться”) под литосферу в горячую мантию на глубины 70–80 км. После переплавления и ликвации водонасыщенных железистых осадков окислы железа погружались далее в конвектирующую мантию, а более легкие силикатные расплавы вновь поднимались вверх и внедрялись в верхние части исходных осадочных толщ, вероятно, менее обогащенные железом, формируя в них анорогенные плутоны анортозитов и гранитов – рапакиви. Не исключено, что именно так образовались интрузии анорогенных анортозитов и гранитов рапакиви вдоль западного борта Русской платформы, на южном и юго-восточном обрамлении Северо-Американской платформы и в некоторых других регионах, представлявших собой после распада Мегатеи пассивные окраины материков. Таким образом, если описанные здесь события происходили в действительности, то возраст таких интрузий рапакиви должен быть приблизительно 1,7–1,6 млрд лет.

Обратим внимание, что ранее этого времени, т.е. при распаде Моногеи, образование анорогенных интрузий рассматриваемого типа не происходило, поскольку до начала образования Мегатеи океан еще не перекрывал гребни срединно-океанических хребтов того времени, поэтому отложение железистых осадков в интервале времени между основными импульсами железонакпления (см. рис. 11.7), тогда происходило недостаточно активно. Железистые осадки, отложившиеся на океаническом дне и по окраинам материков разрушенной Моногеи после 2,2 млрд лет назад, при формировании нового суперконтинента, Мегатеи, попали в условия сжатия. Поэтому большая их часть в конце концов оказалась затянута в зоны поддвига плит, породив тем самым в низах континентальной литосферы очаги щелочно-ультраосновных и кимберлитовых расплавов (см. рис. 11.9). Однако заметное количество этих железорудных осадков, отложившихся в раннем протерозое на континентальных склонах древних материков, все-таки сохранилось до наших дней в зонах коллизии того времени, сформировав гигантские залежи джеспилитов Криворожского типа. Позже времени 1,6 млрд лет назад образование анорогенных анортозитов и гранитоидов также не могло происходить, поскольку при распаде третьего суперконтинента, Мезогее (Родинии), около 800 млн. лет назад в мантии уже почти не осталось металлического железа – главного поставщика соединений железа в океаны докембрия (см. рис. 4.10 и 11.7). Таким образом, по рассматриваемой модели формирования анорогенных анортозитов и гранитов рапакиви возможное время их образования строго ограничивается средним протерозоем в интервале возрастов приблизительно 1,7–1,6 млрд лет. Ни раньше, ни позже таких образований происходить не могло.

О первично-осадочном происхождении анортозит-рапакиви-гранитных магм говорят и стронциевые отношения в рассматриваемых породах. Так, первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для 15 анортозитовых тел Северной Америки и Норвегии оказались в пределах 0,703–0,706, для Выборгского массива рапакиви это отношение равно 0,704. Именно такими отношениями изотопов стронция характеризуются осадки самого конца раннего и среднего протерозоя, тогда как мантийные отношения этих изотопов того же возраста заключены в узком пределе 0,7015–0,702 (см. рис. 6.22).

11.5. Происхождение экзогенных полезных ископаемых

Новая теория открывает и новые возможности при поисках экзогенных полезных ископаемых, например бокситов, фосфоритов, углей, солей, в том числе и калийных, гипсов и т.д. Месторождения этих полезных ископаемых сейчас встречаются в разных климатических поясах Земли, но при своем образовании они могли формироваться только

в определенных, часто очень узких климатических и тектонических условиях. Значение тектоники литосферных плит, прежде всего, состоит в том, что с ее помощью удается более точно воспроизводить палеогеологические реконструкции прошлых геологических эпох и по ним находить районы с наиболее благоприятными климатическими условиями и тектоническими режимами развития для накопления тех или иных экзогенных полезных ископаемых. Например, поиск эвапоритов (отложений солей) следует проводить лишь в тех районах, которые, судя по реконструкциям, попадали в аридный (пустынный) климат, когда могли возникать полузамкнутые морские бассейны. Наиболее благоприятными в этом отношении являются молодые океанские впадины Красноморского типа на ранних этапах развития океанов Атлантического типа. Такие условия возникли в юрскую эпоху вдоль побережий нарождавшегося тогда Атлантического океана (рис. 11.13) и в миоценовое время в Красном море.

В аридных условиях накопление солей происходит также и в остаточных бассейнах, возникающих на окраинах континентов при надвигании на них островных дуг. Такая ситуация, например, возникла в пермское время на востоке Русской платформы после надвигания на нее Уральской островной дуги. Судя по палеогеологическим реконструкциям, центральные и северные участки Предуральяского прогиба в пермское время располагались приблизительно на $25\text{--}30^\circ$ северной широты, т.е. в пустынном поясе, что и предопределяло отложение толщ солей, в том числе и калийных, в существовавшем тогда перед Уралом узком и полузамкнутом морском бассейне.

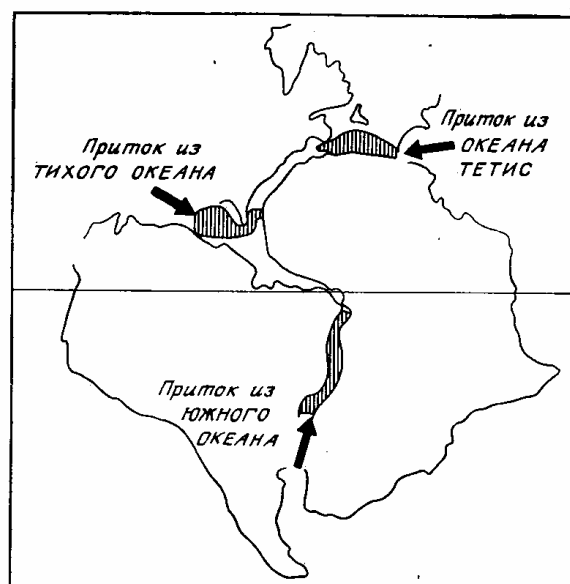


Рис. 11.13. Циркуматлантический пояс месторождений солей показан заштрихованными зонами (по Берку, 1975)

В противоположность солям угли образуются только в условиях гумидного (влажного) тропического и умеренного климата в условиях постоянного погружения континентальных окраин под уровень океана. Обычно такие условия возникают в постепенно погружающихся молодых континентальных рифтовых зонах, превращающихся затем в авлакогены, или на пассивных окраинах континентов ранних стадий развития океанов Атлантического типа. Кроме того, условия быстро опускающихся континентальных окраин возникают и под тяжестью надвигаемых на них островных дуг. Такие условия угленакопления существовали, например, в каменноугольный период в широкой полосе, протягивающейся почти через всю Евразию от Англии, Франции, Испании через Среднюю Европу и юг Русской платформы в Казахстан и Юго-Западную Сибирь. Вся эта зона тогда находилась во влажном тропическом поясе и, кроме того, испытывала интенсивные

погружения благодаря закрытию располагавшегося к югу от нее древнего океана Палеотетис.

При поиске фосфоритовых месторождений основное внимание необходимо уделять тем участкам земной поверхности, которые в периоды мировых трансгрессий (например, вендской, ордовикско-девонской или поздне меловой) располагались в прибрежных и затапливаемых морем районах материков, расположенных в тропическом поясе, в местах подъема глубинных вод или зонах апвеллингов (рис. 11.14 и 11.15), обычно располагаемых по восточным берегам существовавших тогда океанов. Выделяются четыре главные эпохи фосфоронакопления: 1) ранний и средний кембрий (Каратау); 2) ранний и средний ордовик (Прибалтика, Теннесси); 3) ранняя пермь (Скалистые горы); 4) поздняя юра – кайнозой (Волжский и Марокканский бассейны).

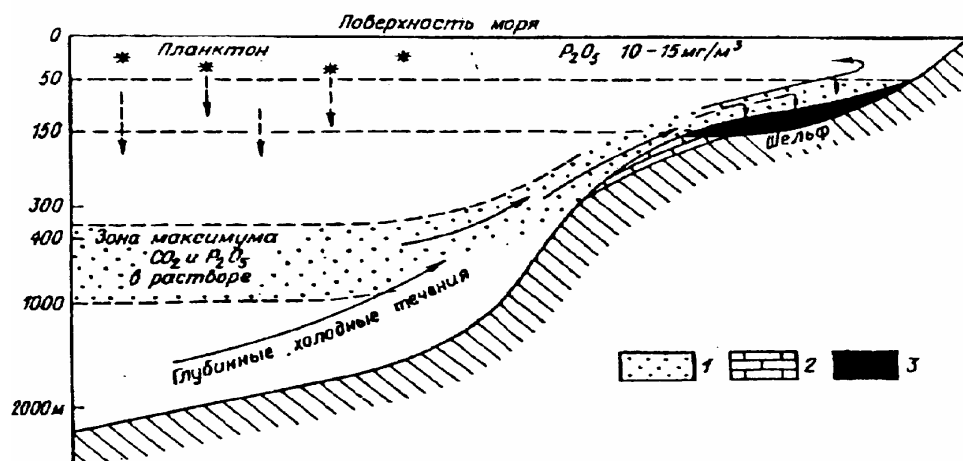


Рис. 11.14. Образование фосфоритов в зонах действия апвеллингов в тропических зонах океанов на их восточных побережьях (по А.В. Казакову): 1 – океанические воды, обогащенные соединениями фосфора; 2 – карбонатные осадки на континентальном шельфе; 3 – отложения фосфоритов

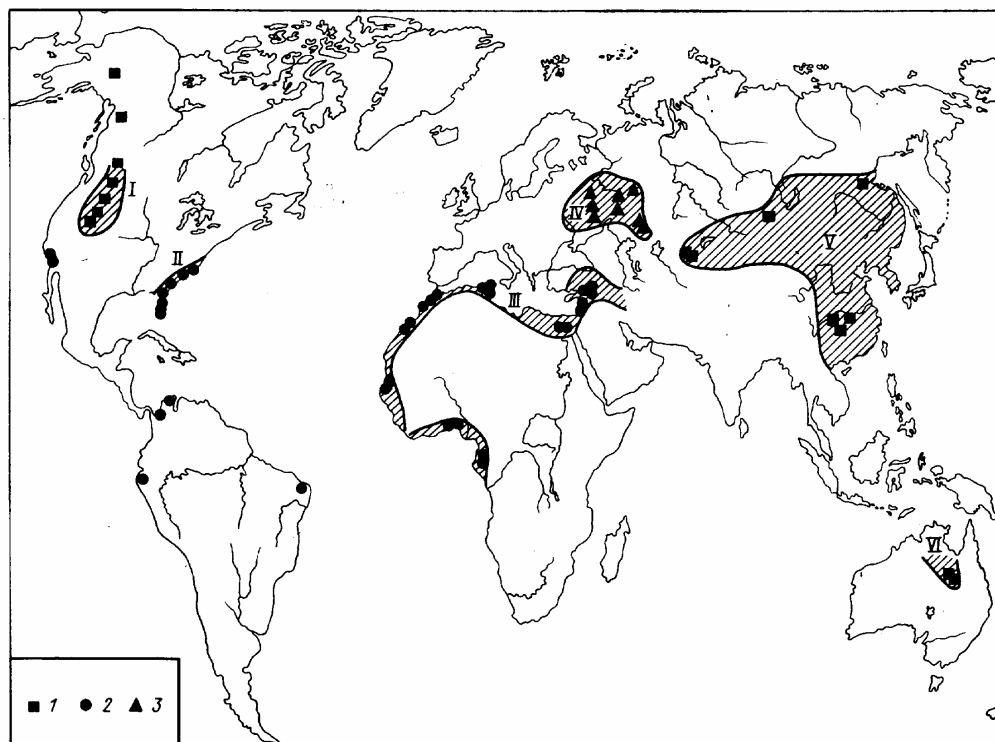


Рис. 11.15. Фосфоритоносные провинции мира (по В.И. Сияякову, 1987). Месторождения фосфоритов: 1 – микрозернистые; 2 – зернистые; 3 – желваковые. Фосфоритоносные провинции: I – Скалистых гор; II – Восточно-Американской береговой равнины; III – Аравийско-Африканская; IV – Русской платформы; V – Азиатская; VI – Австралийская

Аналогичные перспективы использования тектоники литосферных плит открываются и при поиске бокситов — ценнейших руд для получения алюминия. Эти полезные ископаемые образуются только в жарком и влажном климате экваториального пояса за счет выветривания основных (базальтовых) и глинистых пород. На реконструкциях зоны, благоприятные для образования бокситов, всегда располагаются вблизи палеоэкватора данной эпохи. Например, бокситы Тихвинского месторождения, Урала, Казахстана и Южного Китая, многие из которых сейчас расположены на относительно высоких широтах (до 50–60° северной широты), в раннекаменноугольное время формировались вблизи экватора и лишь затем благодаря дрейфу континентов оказались смещенными в более высокие широты.

11.6. Тектоника литосферных плит и нефтегазоносность Земли

Тектоника литосферных плит внесла исключительно весомый вклад и в нефтяную геологию. В этой важной области прикладной геологии состоялось и первое широкомасштабное и успешное практическое внедрение новой теории в практику поиска и разведки горючих полезных ископаемых. Но это произошло только в конце 70-х годов, а перед тем в США и России почти одновременно появились новые идеи о существовании исключительно мощного механизма генерации углеводородов из органического вещества, затачиваемого вместе с океаническими осадками в зоны поддвига плит (см. раздел 7.3). На рис. 11.16 показан механизм накопления углеводородов в теле островных дуг и активных окраин континентов при пододвигании под них океанических плит и перекрывающих их пелагических осадков.

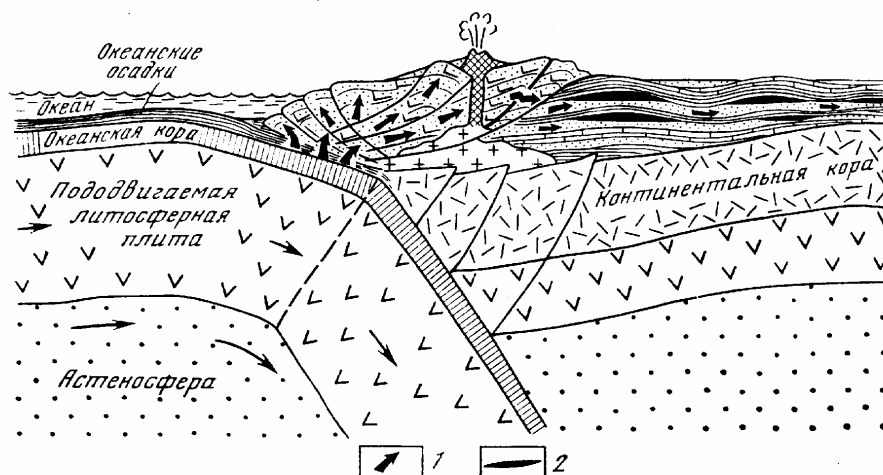


Рис. 11.16. Генерация углеводородов в зонах поддвига океанических плит под островные дуги и активные окраины континента: 1 — пути миграции углеводородов из зоны поддвига плит в структуры надвигаемой плиты; 2 — образовавшиеся залежи углеводородов

Предположение смелое, но его еще надо проверить. Поэтому и были выполнены простые, но весьма показательные расчеты. Поскольку длина всех современных зон поддвига плит достигает 40 тыс. км, средняя толщина слоя океанических осадков приблизительно равна 500 м, а средняя скорость поддвига плит 7 см/год, то оказывается, что в настоящее время под все островные дуги и активные окраины континентов ежегодно затачивается около 3 млрд т осадков. В океанических осадках обычно содержится около 0,5% органических веществ, из которых в углеводороды может перейти только 30%. Тогда, очевидно, ежегодно в зонах поддвига плит может генерироваться около 5 млн т углеводородов (Сорохтин, Ушаков, Федьинский, 1974). Сама по себе эта цифра не кажется большой, но за время развития на Земле высокоорганизованной жизни, т.е. в фанерозое, за последние 600–500 млн лет таким путем могло образоваться около $(2,5-3) \cdot 10^{15}$ т нефти и

газа, или в 1000 раз больше, чем масса общих запасов этих горючих ископаемых, выявленных на Земле к началу 70-х годов!

Однако наибольшие скопления нефти и газа возникают в предгорных прогибах, образующихся в тех случаях, когда островные дуги и окраины андийского типа надвигаются на пассивные окраины континентов Атлантического типа с их мощными осадочными толщами, накопившимися на этих окраинах за время существования океана (рис. 11.17). В геологической истории Земли такие события происходили довольно часто. Таким путем образовались Аппалачи, Урал, Северо-Американские Кордильеры, большая часть Альпийско-Гималайского подвижного пояса и многие другие горные цепи мира. В Аппалачах и на Урале процесс столкновения островных дуг с древними континентальными окраинами полностью закончился соответственно еще 350 и 250 млн лет назад; в Скалистых горах такое столкновение произошло около 100 млн лет назад; в Персидском заливе – около 20 млн лет назад, хотя процесс надвигания Загросской дуги на северо-восточный борт Аравийской платформы продолжается и в наше время, о чем свидетельствуют многочисленные землетрясения этого района и деформации самых молодых осадков. В Тиморском море можно наблюдать начальную фазу столкновения островной дуги Малых Зондских островов с северной окраиной Австралийского материка.

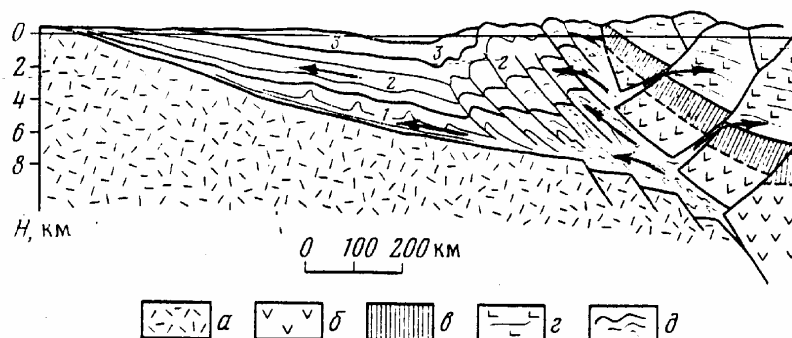


Рис. 11.17. Схематический разрез зоны надвига островной дуги на пассивную окраину континентальной платформы: *а* – докембрийский фундамент континентальной платформы; *б* – фундамент островной дуги; *в* – породы океанической коры; *г* – осадочно-вулканогенная толща островной дуги; *д* – смятые осадки предгорного прогиба; *1–3* – осадочные горизонты разного возраста; стрелками показаны пути миграции углеводородов из зоны поддвига плит

Как видно, результат проведенного расчета получился впечатляющим: предполагаемый механизм действительно оказался исключительно мощным. Даже если его коэффициент полезного действия очень низок, то и тогда им можно было бы объяснить происхождение большинства из крупнейших нефтегазоносных провинций Земли. В связи с этим представлялось заманчивым сопоставить распределение нефтегазоносных бассейнов мира с расположением современных и, главное, древних зон поддвига плит. Когда же такое сопоставление было проведено, то оказалось, что по крайней мере 80% всех мировых запасов нефти и газа действительно тяготеет к существовавшим в прошлые геологические эпохи зонам поддвига плит (рис. 11.18). Сюда относятся и уникальные бассейны Персидского залива, Венесуэлы, Среднего Запада США, Канады, Аляски, Индонезии и классические месторождения Аппалачей, Предуралья, Предуральского прогиба, Кавказа, Карпат и многих других регионов мира, в том числе и прогнозных провинций, например, в восточном краевом прогибе Восточно-Сибирской платформы и в поднадвиговых зонах Верхояно-Колымской складчатой зоны.

Изображенные на рис. 11.18 нефтегазоносные бассейны, тяготеющие к древним и молодым зонам поддвига плит свидетельствуют в пользу описанного механизма генерации углеводородов. Но одного такого совпадения мало. Требовалось еще доказать, что океанские осадки действительно затягиваются в зоны поддвига плит, так как в начале 70-х годов это предположение вовсе не казалось очевидным. О решении этой задачи было

сказано выше (см. раздел 7.3), при этом подчеркивалось, что факт затягивания осадков в зоны поддвига плит первоначально был обоснован теоретически и только затем доказан бурением. Кроме того, необходимо было еще выяснить механизмы и режимы образования тех заполненных осадками краевых или предгорных прогибов, в которых обычно и концентрируются главные массы углеводородов, мигрирующих из-под соседствующих с ними зон поддвига плит.

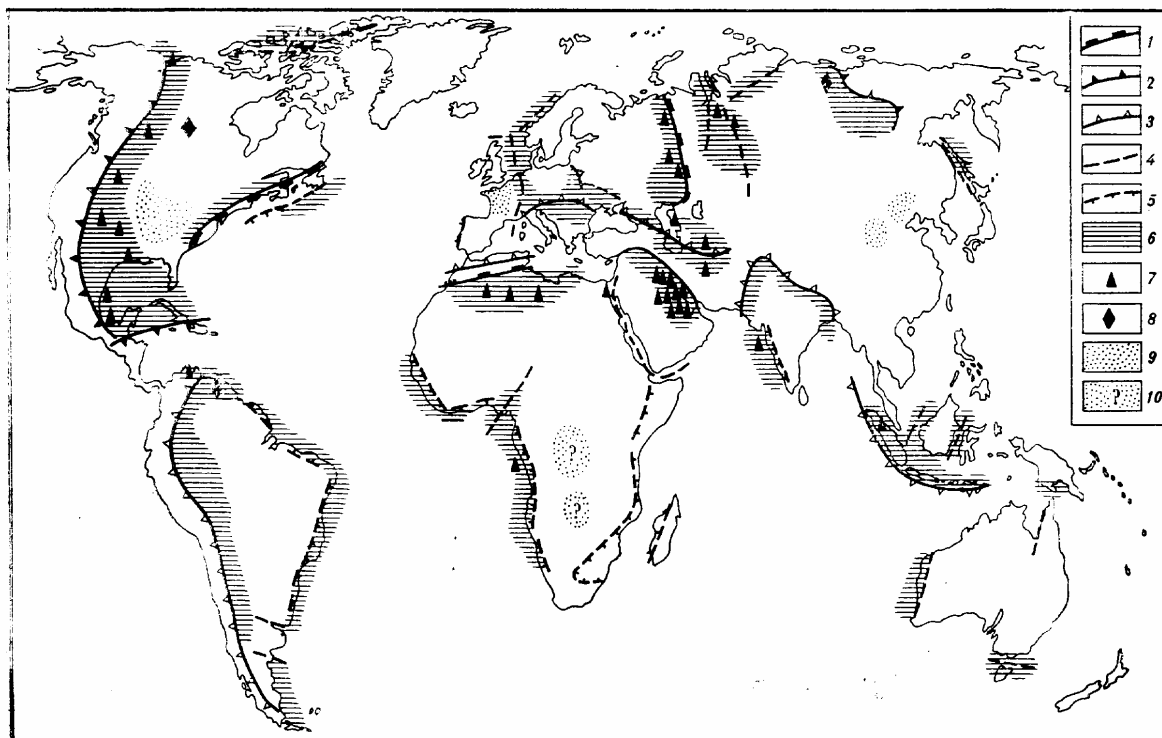


Рис. 11.18. Карта-схема размещения основных нефтегазоносных регионов земного шара по В.П. Гаврилову (1986): 1, 2, 3 – зоны поддвига плит соответственно палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов; 4 – некоторые внутриконтинентальные рифты; 5 – окраинно-континентальные рифты; 6 – нефтегазоносные регионы; 7 – крупные месторождения нефти и газа; 8 – месторождения битумов и тяжелой нефти; 9 – внутриплатформенные нефтегазоносные впадины; 10 – то же, но предположительные

В осадках, накапливающихся на континентальных окраинах, всегда содержится органическое вещество. Иногда (как, например, в дельтах крупнейших рек) его концентрация достигает нескольких процентов, хотя обычно содержание органических веществ в таких осадках не превышает 1%. По мере опускания континентальной окраины и постепенного ее засыпания осадками нижние слои осадочной толщи уплотняются и прогреваются идущим снизу тепловым потоком. В результате осадки литифицируются (преобразуются в осадочные породы), а содержащееся в них органическое вещество подвергается термолузу и постепенно превращается в углеводороды. Этот процесс хорошо изучен и количественно рассчитан. Особенно большой вклад в изучение преобразования органического вещества в углеводороды внесли И.М. Губкин, И.О. Брод и Н.Б. Вассоевич, фактически создавшие осадочно-миграционную теорию образования нефти и газа.

Используя эту теорию и основные положения тектоники литосферных плит, удалось количественно рассчитать условия нефтегазогенерации в осадочных толщах, накапливающихся на пассивных окраинах континентов, и показать, что “созревание” нефти и газа в них происходит уже через 20–30 млн лет после образования самой континентальной окраины (Ушаков, 1979). В дальнейшем область генерации углеводородов существенно расширяется.

На пассивных окраинах континентов миграция нефти в толще осадков происходит только под влиянием уплотнения нижележащих осадков, их прогрева и дегидратации и развивается вяло. Поэтому основная масса углеводородов здесь еще находится в рассеянном состоянии, а крупные месторождения нефти и газа встречаются редко, тогда как гигантских и тем более уникальных скоплений горючих ископаемых и вовсе нет. Для более полной мобилизации нефти и газа, рассеянных в этих толщах, необходимо приложить к ним мощнейшие тектонические воздействия, способные “выжать” или “вымывать” из таких толщ большую часть содержащихся в них углеводородов. Такие воздействия обычно происходят на втором этапе развития краевых прогибов – при закрытии древних океанов и надвигании островных дуг на бывшие окраины континентов. Природа процессов раскрытия и закрытия океанов рассматривалась выше (см. гл. 7), поэтому здесь остановимся только на тех геологических процессах, которые приводят к формированию в предгорных прогибах месторождений нефти и газа.

Как только островная дуга вплотную приближается к континентальному склону, происходят два события. Во-первых, с этого момента времени под тяжестью надвигаемой островной дуги резко ускоряется прогибание самой континентальной окраины, сопровождаемое увеличением скорости осадконакопления в формирующемся краевом прогибе. Во-вторых, из осадков, ранее накопившихся в полосе континентального шельфа и попавших теперь под островную дугу, в это время начинают выжиматься поровые воды и способные к миграции углеводороды. Этот процесс активизируется и поступлением из более глубоких участков зоны поддвига плит термальных вод, освобождающихся при дегидратации попавших туда осадков и пород океанской коры. Все эти горячие флюиды перемещаются вдоль напластований осадочных пород из-под островной дуги в область наименьших давлений, т.е. в сторону континентальных платформ. Одновременно с этим осадки, расположенные перед фронтом надвигаемой дуги, сминаются в складки, образуя систему ловушек для нефти и газа, в которых они постепенно скапливаются.

С возникновением молодого горного пояса заканчивается и формирование предгорных (краевых) прогибов с образованием в их осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. При этом накапливающиеся в таких прогибах нефть и газ поступают туда из двух источников. Во-первых, эти полезные ископаемые концентрируются за счет мобилизации местной рассеянной микронепти, возникшей в самих материнских толщах, заполняющих прогибы, а во-вторых, благодаря миграции углеводородов из той части осадочных пород, которые к моменту формирования прогиба оказались затянутыми под тело островной дуги, надвинутой на континентальную окраину.

Мощность второго источника углеводородов исключительно высока. Так, если принять, что по береговой линии длиной около 1000 км шельф континентальной окраины со слоем осадков толщиной до 15–17 км перекрывается фронтальным карнизом островной дуги на ширину до 100–120 км, как это, например, произошло в Персидском заливе при надвигании Загросской островной дуги на край Аравийской платформы, то оказывается, что в этом случае из зон поддвига плит в сторону краевого прогиба могло бы мигрировать несколько сотен миллиардов тонн углеводородов. С этим, по-видимому, связано то, что во многих крупнейших и уникальных нефтегазовых бассейнах мира (например, в Персидском заливе, Венесуэле, Атабаске Западной Канады и в других регионах) плотность запасов нефти и газа намного превышает нефтематеринские потенциалы толщ, в которых сформировались месторождения горючих полезных ископаемых. Реальные масштабы миграции углеводородов, однако, оказываются более скромными, чем это следует из расчетов. Это связано с тем, что часть нефти и газа сохраняется в поднадвиговых зонах, часто образуя там крупные скопления. Примером могут служить обнаруженные в конце 70-х годов XX в. богатейшие месторождения нефти и газа под надвигами Скалистых гор и Аппалачей, под офиолитовым покровом на Кубе, в Швейцарских Альпах, Новой Зеландии и в некоторых других районах мира.

В этом отношении показательна история открытия новых нефтяных и газовых месторождений на Кубе и США. Кубинские и советские геологи (А.Л. Книппер), искавшие нефть на этом острове, были знакомы с идеями тектоники литосферных плит. Поэтому они еще в середине 70-х годов смело пробурили сложенный серпентинитами офиолитовый покров и вскрыли под ним крупное месторождение нефти, сформировавшееся в меловых осадках поднадвиговой зоны Кубы.

Другим примером успешного использования тектоники литосферных плит может служить история выявления и ввода в эксплуатацию новых нефтегазоносных бассейнов в поднадвиговых зонах Скалистых гор и Аппалачей США. До 70-х годов эти районы традиционно относились геологами к малоперспективным или даже неперспективным. После появления новой теории геологи США пересмотрели свое прежнее отношение к поднадвиговым зонам горных поясов, отмечая собой фронтальные участки бывших зон поддвига плит. Это позволило быстро развернуть поисковые работы в поднадвиговых зонах Кордильер, пояса Уачито и Аппалачей. В результате уже в 1975 г. в Скалистых горах США под структурами надвигов было открыто первое месторождение такого типа – Пайнвью – с запасами извлекаемой нефти до 18,3 млн т. По оценкам американских геологов, начальные извлекаемые запасы нефти и газа во вновь выявленных месторождениях одного только пояса надвигов Кордильер составляли на начало 1981 г. 2,1 млрд т нефти и 2,8 трлн м³ газа, что лишь в два раза меньше, чем текущие (оставшиеся) доказанные запасы нефти и газа в целом по стране. В последние годы были открыты новые нефтяные и газовые месторождения в Уачитском и Аппалачском поясах надвигов. Другим примером использования новых идей тектоники литосферных плит в нефтяной геологии является открытие крупного нефтяного месторождения “Белый Тигр”, залегающего в ... гранитах кристаллического фундамента Вьетнамского шельфа. Месторождение это сформировалось над зоной поддвига литосферных плит мезозойского возраста благодаря насыщению трещиноватых пород кристаллического фундамента поднимающимися из зоны субдукции углеводородами (Арешев, Гаврилов и др., 1996).

В России столь же перспективными должны быть Восточно-Сибирский краевой прогиб (вдоль среднего и нижнего течения Лены) и поднадвиговые зоны Верхояно-Колымского складчатого пояса. Действительно, в этой окраинно-континентальной зоне и на пассивной окраине Палеосибирского океана, начиная с девона и до юрского возраста, накапливались мощные толщи осадков, попавшие в конце мезозоя в условия сжатия за счет надвигания Колымского массива на восточный край Восточно-Сибирской платформы. В этом отношении по запасам углеводородов Восточно-Сибирская провинция должна быть даже более перспективной, чем Предуральский прогиб Русской платформы.

Значительные концентрации нефти и газа обычно возникают не только в крупнейших нефтегазоносных провинциях мира, тяготеющих к древним и молодым зонам поддвига плит, но и в погребенных под мощными толщами осадков континентальных рифтовых структурах или авлакогенах. В рельефе коренных пород (под осадками) рифтовые структуры, как правило, представляют собой вытянутые на многие сотни километров линейные впадины – грабены часто с крутыми ступенеобразными бортами сбросового происхождения. Ширина этих впадин обычно не превышает нескольких десятков километров. Типичными примерами молодых, еще не заполненных осадками рифтовых впадин являются оз. Байкал в Сибири и система рифтовых разломов Восточной Африки, а примерами уже заполненных осадками рифтовых зон – авлакогенов, с которыми к тому же связаны широкие проявления нефтегазоносности, могут служить грабены Северного моря, Днепровско-Донецкая впадина, грабен Бенуэ в Африке и многие другие аналогичные структуры. Возникают авлакогены при расколах континентов, но только в тех случаях, когда раздвижение континентальных блоков было сравнительно небольшим и не сопровождалось образованием океанов. Такие структуры можно

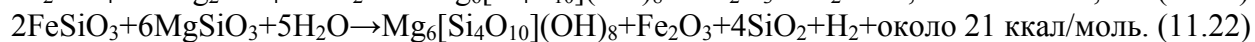
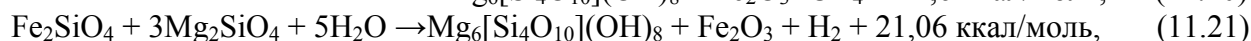
сравнивать с бороздами и шрамами в земной коре, оставшимися после “неудачных попыток” образования океанов.

Приуроченность многих нефтегазоносных бассейнов к древним континентальным рифтогенным структурам и авлакогенам объясняется сравнительно быстрым прогибанием их центральных участков – рифтовых долин. Такое прогибание обычно сопровождается накоплением в них мощных толщ континентальных или морских осадков. Природа погружений континентальных рифтовых зон та же, что и опусканий океанского дна, – благодаря образованию под рифтовыми долинами свежих участков литосферы за счет охлаждения и полной кристаллизации горячего мантийного (астеносферного) вещества, поднявшегося перед этим в зазор между раздвинувшимися континентальными плитами. В связи с этим остается прежним и закон прогибания: глубина рифтовых впадин со временем увеличивается пропорционально квадратному корню из возраста ее образования.

Процесс генерации углеводородов при этом развивается в самих осадочных толщах, накопившихся в рифтовых зонах, за счет термолитиза содержащихся в них органических веществ. Миграция углеводородов в таких структурах, как и на пассивных окраинах континентов, происходит, прежде всего, благодаря отжиму поровых и связанных вод при уплотнении и разогреве осадков в центральных и наиболее погруженных частях авлакогенов. Освобождающиеся таким образом воды вместе с углеводородами обычно перемещаются вдоль напластований осадочных пород от осей погребенных рифтовых зон к их флангам. Таким механизмом миграции хорошо объясняется частая приуроченность нефтяных и газовых месторождений к флангам и периферийным участкам древних рифтовых зон.

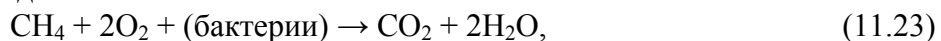
Наконец, в тех случаях, когда континентальная рифтовая зона после ее заполнения осадками оказывается сжатой, все процессы отжима поровых и связанных вод и миграции углеводородов возрастают с особой силой. Однако и в этом случае таких уникальных бассейнов, как в Персидском заливе, Венесуэле или Атабаске, здесь не возникает, поскольку вся нефть авлакогенов автохтонна, т.е. образуется в самой толще, заполняющей рифтовую впадину, без дополнительного притока со стороны. Поэтому во всех бассейнах рифтового происхождения, как и на пассивных окраинах континентов, плотность запасов нефти и газа никогда не превышает (и обычно значительно ниже) нефтематеринского потенциала заполняющих эти бассейны осадков.

Тектоника литосферных плит позволила также предсказать, а затем и обнаружить новый источник углеводородов на Земле – абиогенный механизм генерации метана и водорода на океаническом дне. Так, в работе (Сорохтин, Ушаков, 1991) было показано, что гидратация пород океанической коры водами океана, содержащими растворенный углекислый газ, приводит к генерации абиогенного метана и водорода. Основная масса метана образуется при серпентинизации железосодержащих ультраосновных пород за счет окисления двухвалентного железа до его трехвалентного состояния и восстановления углекислого газа до метана, а водород освобождается благодаря диссоциации морской воды на двухвалентном железе. Такие реакции являются экзотермическими и при температурах около 400 °С проходят с выделением заметной энергии (Дмитриев и др., 2000; Сорохтин, Леин, Баланюк, 2001):



Скорость образования метана и водорода в океанической коре достигают по 9–10 млн т/год. Значительная часть генерируемого таким путем абиогенного метана и водорода, безусловно, теряется в океане, например, разносится течениями, как это наблюдалось на разрушающемся газогидратном поле в кальдере грязевого вулкана Хаакон

Мосби в Норвежском море (Леин и др., 1998), и в конце концов выделяется в атмосферу. Но заметная часть этих газов при активном участии бактерий окисляются по реакциям непосредственно в водах самого океана:



При этом следует подчеркнуть, что реакции окисления CH_4 и H_2 , а также H_2S происходят только с участием специфических групп микроорганизмов, потребляющих эти эманации.

Обычно метан и водород, выделяемые в гидротермах рифтовых зон срединно-океанических хребтов, поступают в воды открытого океана и в них рассеиваются. Но в тех случаях, когда медленно раздвигающиеся рифтовые зоны оказываются перекрытыми осадками, а также в осадочных отложениях по периферии океанов, под которыми тоже продолжают процессы серпентинизации океанической коры, углеводороды уже могут накапливаться в осадочных толщах и формировать в них нефтегазоносные месторождения (Баланюк и др., 1995). При этом главным фактором преобразования CH_4 , H_2 и H_2S в более сложные углеводороды, по-видимому, является жизнедеятельность бактерий, потребляющих метан, водород и сероводород и синтезирующих из этих газов органическое вещество. В процессе же диагенеза и катагенеза осадков органическое вещество со временем преобразуется в углеводороды более сложного состава, хотя “кормовой” базой таких органических углеводородов могут служить абиогенные CH_4 , H_2 и H_2S . Однако помимо бактериальной переработки метана в органическое вещество и далее в более сложные углеводороды, по-видимому, существует и абиогенный путь синтеза более тяжелых углеводородов благодаря каталитическим реакциям в природных условиях (Руденко, Кулакова, 1986). Таким естественным катализатором, например, может являться глинозем Al_2O_3 – главная составная часть всех глинистых грунтов. Способствовать этому могут и повышенные температуры в глубинах осадочных толщ, а также в не очень глубоких частях зон поддвига плит с еще умеренной температурой прогрева осадков (до 500 °С).

Классическими примерами накопления углеводородов в осадочных толщах над рифтовыми зонами могут служить бассейны Калифорнийского залива и Красного моря. В Калифорнийском заливе рифтовая зона перекрыта слоем осадков мощностью около 400 – 500 м. Благодаря тепловой конвекции эти осадки активно промываются океаническими водами и горячими гидротермами (рис. 11.19), питающими обильную бактериальную флору как в самой осадочной толще, так и на ее поверхности. Об этом, в частности, свидетельствуют обильные бактериальные маты и “оазисы” придонной фауны, окружающие выходы горячих и теплых гидротерм (Сорохтин, Сагалевич, 1994). Кроме того, из океанических вод Калифорнийского залива в бассейн также поступает органическое вещество. В результате осадочная толща бассейна в местах разгрузки гидротерм оказывается буквально насыщенной углеводородами (УВ), содержащими жидкие нафтоиды, концентрация которых достигает 3–4%. В составе этих нафтоидов содержится около 65 % алифатических УВ, 15% ароматических УВ и 20% асфальтенов (Леин и др., 1998).

Близким по геодинамике является бассейн Красного моря, представляющий собой наиболее молодой океанический бассейн, возраст которого не превышает 30 млн лет. Прибрежные и периферийные участки бассейна перекрыты слоем осадков со значительной долей эвапоритов общей мощностью до 3 км. При этом в местах перекрытия рифтовой зоны осадками весь абиогенный метан и органическое вещество, как и в Калифорнийском заливе, во многом уже переработаны в более сложные углеводороды.

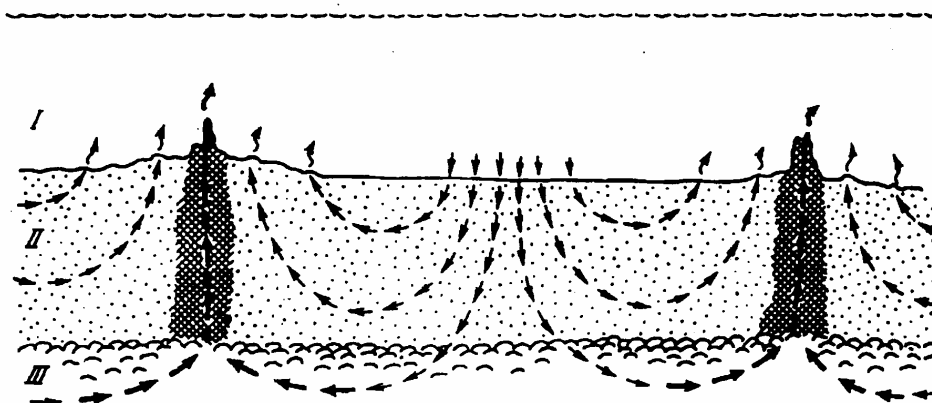


Рис. 11.19. Схема конвективной циркуляции морской воды в пористых отложениях осадочного слоя и базальтах рифтовой зоны Калифорнийского залива: *I* – океанические воды; *II* – конвективные потоки грунтовых вод в осадочной толще; *III* – потоки перегретых водных флюидов в коренных породах океанической коры; штриховкой показаны гидротермальные сульфидные отложения и постройки “черных курильщиков”

Для формирования нефтегазоносных месторождений очень важное значение имели сменявшие друг друга трансгрессии и регрессии моря. Особенно большое значение имела последняя поздне меловая трансгрессия, когда в обширных мелководных морях, заливших тогда примерно 30% современной суши, в условиях повсеместно теплого климата пышно развивалась жизнь, в изобилии питаемая органическими веществами, непосредственно поступавшими из открытого океана. Остатки этой жизни в форме нефти и газа находят во многих меловых отложениях, распространенных в наиболее богатых нефтегазоносных провинциях мира. Но крупные трансгрессии и регрессии моря, как правило, развиваются чрезвычайно медленно – примерно за 100–200 млн лет. Однако на их фоне часто наблюдаются кратковременные понижения уровня океана продолжительностью от нескольких десятков тысяч до нескольких миллионов лет (см. раздел 9.3). Амплитуда таких колебаний, как правило, не превышает 100 м (чаще 50–60 м), однако их последствия для нефтяной геологии очень важны. Действительно, для формирования нефтяных и газовых месторождений весьма существенно, чтобы в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов происходило чередование нефтематеринских и водоупорных слоев с коллекторными и водопроницаемыми слоями, например, глинистых и песчанистых отложений. Обычно глинистые отложения одновременно являются и нефтематеринскими слоями, а в песчанистых отложениях происходит концентрация и накопление нефти и газа.

Такая смена осадочных фаций обычно происходит по многим причинам, важнейшими из которых являются резкие изменения базиса эрозии суши, окружающей осадочный бассейн, и перемежающиеся закрытия и открытия связей океана с морскими впадинами, в которых накапливаются осадочные толщи. В подвижных поясах Земли такие колебания базиса эрозии определяются суперпозицией тектонических движений и эвстатических изменений положения океанического уровня, тогда как на платформах – в основном только эвстатическими колебаниями уровня океана. Но описываемые кратковременные регрессии океана как раз к таким эффектам и приводят. Насколько велико их влияние на геологическое развитие больших регионов – видно из следующего примера. В конце миоцена, около 5 млн лет назад (в месинское время), в связи с развитием Антарктического оледенения уровень океана резко понизился более чем на 100 м. В результате Средиземное и Красное моря оказались почти полностью отрезанными от океана, хотя в них через узкие проливы речного типа тогда и продолжала поступать океаническая вода. В результате эти моря стали высыхать, а на их дне началось

накопление соленосных отложений (в Красном море толщина слоя соли достигает 3–4 км). В связи со значительным понижением уровня Средиземного моря впадающие в него реки прорыли себе крутые каньоны глубиной до 1,5–2 км. В это время произошло практически полное опреснение Черного моря, и оно фактически превратилось в гигантское пресноводное озеро, соединявшееся рекой, протекавшей по глубоким каньонам Босфора и Дарданелл, с той соленосной впадиной, которая только и оставалась тогда от многоводного ныне Средиземного моря.

Наиболее короткие глобальные регрессии моря амплитудой до 50–100 м и продолжительностью порядка десятков тысяч лет могут происходить за счет возникновения или увеличения объемов покровных оледенений континентов. Более продолжительные регрессии, от одного до нескольких миллионов лет, возникают в тех случаях, когда происходят “заторы” литосферных плит и временно их движение замедляется. Такие события обычно происходят при столкновениях континентов или островных дуг друг с другом (Ушаков, 1983).

Здесь невозможно описать все приложения тектоники литосферных плит к проблемам нефтяной геологии, но и приведенных примеров достаточно для иллюстрации больших перспектив использования этой современной геологической теории для изучения происхождения, строения и развития разных типов нефтегазоносных бассейнов мира.