

В. В. Булдыгеров

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ: ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ



**ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
ГОУ ВПО «Иркутский государственный университет»**

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Кафедра геологии и геофизики

В. В. БУЛДЫГЕРОВ

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ: ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Учебное пособие

ИРКУТСК



2 0 0 8

УДК 551.71/.72

ББК 26.323

Б90

Печатается по решению редакционно-издательского совета
Иркутского государственного университета

Научный редактор канд. геол.-минерал. наук, проф. *А. И. Сизых*

Рецензенты: канд. геол.-минерал. наук, доц. *В. А. Буланов*

декан заочного отделения СИПЭУ, канд. геол.-минерал. наук, доц. *А. А. Белоголов*

Булдыгеров В. В.

Б90

Историческая геология: Геология докембрия : учеб.
пособие / В. В. Булдыгеров. – Иркутск : Изд-во Иркут. гос.
ун-та, 2008. – 183 с.

ISBN 978-5-9624-0283-3

Предлагаемое учебное пособие имеет целью дать представление о процессах образования Земли и ее докембрийской истории на современном уровне теоретической геологии и изучения Космоса. Оно будет способствовать формированию у студентов цельного представления о возникновении, ранней истории, закономерностях геологического развития и строения планеты. Студенты получают представление о специфике процессов, геологических формациях и месторождениях докембрия. Учебное пособие предназначается для студентов дневного отделения, изучающих курсы «Историческая геология с основами палеонтологии» и «Историческая геология» (ОПД.Ф.1), заочного отделения – «Историческая геология» (ОПД.Ф.10) и «Геология докембрия» (ЕН.В.1), магистрантов – «Геология докембрия». Оно также рекомендуется студентам дневного и заочного отделений при изучении курсов: «Тектоника», «Структурная геология», «Региональная геология», «Учение о полезных ископаемых» и других курсов, в той или иной степени касающихся геологии докембрия.

Учебное пособие состоит из четырех частей: в первой части рассматривается современное состояние Земли, во второй – процессы образования Земли, в третьей – ее докембрийская история, в четвертой – основные тенденции в эволюции Земли. По излагаемым вопросам рассматриваются основные существующие концепции.

Специального учебника по геологии докембрия нет. При составлении учебного пособия использованы, главным образом, монографии Л. И. Салопа «Геологическое развитие Земли в докембрии», В. Е. Хаина и Н. А. Божко «Историческая геотектоника. Докембрий» и др., многочисленные статьи в журналах и сборниках. Используются также результаты автора, полученные в процессе многолетних исследований докембрийских образований Восточной Сибири.

УДК 551.71/.72

ББК 26.323

Библиогр. 41 назв.

ISBN 978-5-9624-0283-3

© Булдыгеров В. В., 2008

© ГОУ ВПО «Иркутский государственный
университет», 2008

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----------|
| Введение | 5 |
| 1. Основные черты современного состояния Земли | 8 |
| 1.1. Атмосфера | 8 |
| 1.2. Гидросфера..... | 10 |
| 1.3. Биосфера | 11 |
| 1.4. Внутреннее строение Земли | 12 |
| 1.4.1. Земная кора..... | 14 |
| 1.4.2. Верхняя мантия | 16 |
| 1.4.3. Нижняя мантия | 19 |
| 1.4.4. Внешнее ядро | 20 |
| 1.4.5. Внутреннее ядро | 21 |
| 1.5. Газовый режим Земли | 22 |
| 1.6. Магмаобразование в пределах Земли | 26 |
| 1.7. Главные особенности строения Земли | 30 |
| 1.8. Геофизические поля Земли | 31 |
| 1.8.1. Сейсмичность Земли | 31 |
| 1.8.2. Гравитационное поле Земли | 33 |
| 1.8.3. Магнитное поле Земли | 35 |
| 1.8.4. Электрическое поле Земли | 37 |
| 1.8.5. Тепловое поле Земли | 38 |
| <i>Контрольные вопросы</i> | <i>42</i> |
| 2. Рождение планеты Земля | 43 |
| 2.1. Образование Вселенной | 43 |
| 2.2. Образование Солнечной системы | 44 |
| 2.2.1. Кометная стадия формирования планет | 47 |
| 2.2.2. Метеороидная стадия формирования планет | 51 |
| <i>Контрольные вопросы</i> | <i>64</i> |
| 3. Методы определения возраста пород докембрия | 65 |
| 3.1 Палеонтологические методы | 65 |
| 3.2 Изотопные методы | 67 |
| 3.3 Историко-геологические методы | 70 |
| <i>Контрольные вопросы</i> | <i>71</i> |
| 4. Периодизация докембрия | 72 |
| <i>Контрольный вопрос</i> | <i>73</i> |
| 5. Догеологический период существования Земли | 73 |
| 5.1. Физические и химические условия на поверхности Земли | 73 |
| 5.2. Формирование первичной литосферы | 75 |
| 5.3. Зарождение и проявление плюмтектоники | 76 |
| <i>Контрольные вопросы.....</i> | <i>80</i> |
| 6. Катархей | 81 |
| 6.1. Физические и химические условия на поверхности Земли | 82 |
| 6.2. Геологические образования | 86 |
| 6.2.1. «Серые гнейсы» | 86 |
| 6.2.2. Осадочные образования | 87 |
| 6.2.3. Вулканические образования | 89 |
| 6.2.4. Плутонические образования | 90 |
| 6.3. Метаморфические процессы | 91 |
| 6.4. Тектонические структуры | 92 |
| 6.5. Биосфера | 95 |
| 6.6. Выводы | 97 |
| <i>Контрольные вопросы.....</i> | <i>99</i> |

| | |
|---|------------|
| 7. Архей | 99 |
| 7.1. Физические и химические условия на поверхности Земли | 100 |
| 7.2. Геологические образования | 102 |
| 7.2.1. Осадочные образования | 103 |
| 7.2.2. Вулканические образования | 104 |
| 7.2.3. Плутонические образования | 105 |
| 7.3. Метаморфизм | 107 |
| 7.4. Тектонические структуры | 108 |
| 7.4.1. Зеленокаменные пояса | 108 |
| 7.4.2. Гранитогнейсовые купола | 113 |
| 7.5. Биосфера | 115 |
| 7.6. Выводы | 116 |
| <i>Контрольные вопросы</i> | 117 |
| 8. Ранний протерозой (карелий) | 118 |
| 8.1. Физические и химические условия на поверхности Земли | 118 |
| 8.2. Геологические образования | 121 |
| 8.2.1. Осадочные образования | 123 |
| 8.2.2. Вулканические образования | 126 |
| 8.2.3. Плутонические образования | 127 |
| 8.3. Метаморфические процессы | 129 |
| 8.4. Тектонические структуры | 130 |
| 8.5. Биосфера | 135 |
| 8.6. Выводы | 136 |
| <i>Контрольные вопросы</i> | 138 |
| 9. Поздний протерозой | 139 |
| 9.1. Рифей | 141 |
| 9.1.1. Геологические образования | 142 |
| 9.1.1.1. Осадочные образования нижнего рифея | 143 |
| 9.1.1.2. Осадочные образования верхнего рифея | 145 |
| 9.1.1.3. Магматические образования | 146 |
| 9.1.2. Метаморфические процессы | 148 |
| 9.1.3. Тектонические структуры | 148 |
| 9.1.4. Биосфера | 153 |
| 9.1.5. Выводы | 154 |
| <i>Контрольные вопросы</i> | 155 |
| 9.2. Венд | 156 |
| 9.2.1. Геологические образования | 157 |
| 9.2.2. Биосфера | 158 |
| <i>Контрольные вопросы</i> | 159 |
| 10. Общие закономерности эволюции Земли в докембрии | 160 |
| 10.1. Эволюция физических и химических условий на поверхности Земли | 160 |
| 10.2. Эволюция внутреннего строения Земли | 163 |
| 10.3. Эволюция геологических образований | 165 |
| 10.3.1. Эволюция осадконакопления | 165 |
| 10.3.2. Эволюция магматизма | 170 |
| 10.4. Эволюция метаморфизма | 173 |
| 10.5. Эволюция тектонических структур и режимов | 174 |
| 10.6. Эволюция органического мира | 176 |
| <i>Контрольные вопросы</i> | 177 |
| Заключение | 178 |
| Рекомендуемая литература | 181 |

Не зная настоящего, нельзя познать прошлое.
Причем прошлое имеет не меньшее значение
для понимания актуалистического настоящего.
Прошлое позволяет нам прогнозировать будущее
и лучше понимать настоящее.
В. Ф. Блинов. Растущая Земля: из планет в звезды

ВВЕДЕНИЕ

История Земли насчитывает $4,5 \pm 0,1$ млрд лет. В течение этого времени в пределах Земли и на ее поверхности протекали разнородные процессы, возникали, подвергались неоднократным изменениям и исчезали различные геологические объекты. Земля представляет единую систему, все части которой находятся в тесном взаимодействии. Вещество Земли на всех ее уровнях находилось и находится в постоянном движении и изменении. Процессы преобразования вещества могут протекать очень медленно и не приводить к существенным изменениям даже за миллиарды лет, либо относительно быстро, уничтожая все следы предыдущей его истории. Общее развитие Земли протекает циклично и направленно-необратимо.

Учение о зарождении планеты Земля и о начальных этапах ее развития находится на стыке таких наук, как геология, космология, планетология и основывается на законах химии и физики. Его методология базируется, с одной стороны, на ретроспективном анализе исторической геологии с экстраполяцией закономерностей эволюции геологических процессов на ранние периоды существования Земли, с другой — на данных о строении и составе различных объектов Солнечной системы и Вселенной, а также на существующих представлениях о процессах зарождения и развития планетных систем.

Наиболее доступны изучению современные геологические процессы и образования, слагающие современную поверхность Земли. Чем дальше в глубь истории Земли, тем труднее поддаются расшифровке происходившие события. А период формирования Земли как планеты, и начальные стадии ее существования древнее 4 млрд лет почти не имеет геологической документации. В то же время невозможно до конца понять геологическую историю Земли, направленность процессов в ее пределах, в том числе приводящих к формированию скоплений полезных ископаемых, без знания закономерностей формирования планеты, которые обусловили современное ее состояние. Особенно большое значение познание этих закономерностей имеет для выявления процессов в глубоких сферах Земли, недоступных непосредственному наблюдению.

Изучение докембрийского периода имеет исключительно важное научно-теоретическое и практическое значение. Нельзя познать закономер-

ности развития планеты, не зная процессов ее образования и ранней истории. Только изучение ранней истории Земли поможет объяснить, как возникла современная ее структура, откуда берется энергия эндогенных процессов, как происходила их эволюция и эволюция Земли в целом. Ответы на эти вопросы помогут прогнозировать будущее нашей планеты.

Таким образом, знание геологии докембрия помогает получить цельную картину закономерностей и направленности развития Земли. Многие положения в геологии разработаны на основе изучения фанерозойских образований. Докембрийский период имеет свою специфику, существенно отличающую его от фанерозойского. И чем далее в глубь истории Земли, тем более значительны эти отличия. Для различных этапов докембрия характерны специфические экзогенные и эндогенные условия, что привело к возникновению своеобразных геологических формаций, отсутствующих среди образований других периодов существования Земли. Процессы формирования этих своеобразных образований во многом расшифрованы, но часто взгляды на их природу противоречивы.

В докембрии сформировалось большое количество месторождений полезных ископаемых. В них сосредоточены 80 % мировых запасов железа, около 70 % хромитов, 60 % меди, 70 % никеля, более 90 % золота, большая часть платиноидов, почти половина запасов урана, широко распространены месторождения мусковита, флогопита, графита, высокоглиноземистого, огнеупорного, керамического и другого нерудного сырья. Многие из них уникальны по своим размерам и присутствуют только в докембрийских образованиях, что также связано со спецификой геологических обстановок в разные периоды докембрия. Эти положения не позволяют полностью использовать принцип актуализма при изучении докембрия. Чем дальше в глубь истории Земли, тем меньшее значение он имеет. Познание закономерностей образования геологических образований и руд в докембрии поможет студентам в будущей практической деятельности при изучении древних периодов существования планеты.

Докембрийские породы широко распространены в пределах материков. Они слагают фундаменты древних платформ, которые выходят на поверхность в виде крупных блоков – щитов, и основание их чехла, принимают участие в строении фундамента молодых платформ и разновозрастных складчатых областей, особенно часто наблюдаются в пределах срединных массивов. Установлено, что кора континентального типа более чем на 80 % сложена докембрийскими образованиями.

Докембрийские образования широко распространены и в Восточной Сибири, для организаций которой Иркутский госуниверситет в основном готовит геологические кадры. Они слагают такие крупные структуры, как Алданский и Анабарский щиты, фундамент и нижние части чехла Сибирской платформы, слагают большие пространства в Байкало-Витимской и Енисее-Восточно-Саянской областях байкальской складчатости, выходят в

виде крупных блоков в Монголо-Охотской области палеозойской складчатости. Поэтому предлагаемый курс важен для подготовки специалистов по геологии Восточно-Сибирского региона.

Предлагаемое учебное пособие имеет целью дать представление о процессах, приведших к возникновению планеты Земля, и о ранних периодах ее развития на современном уровне развития теоретической геологии с учетом последних достижений в изучении Солнечной системы и Космоса. Оно будет способствовать формированию у студентов цельного представления о возникновении, ранней истории, закономерностях геологического развития и современного строения планеты, получению представления о специфике докембрийских этапов развития Земли, геологических формациях и месторождениях, связанных с ранними этапами ее существования.

Учебное пособие предназначается для студентов дневного отделения, изучающих курсы «Историческая геология с основами палеонтологии» и «Историческая геология» (ОПД.Ф.1), заочного отделения – «Историческая геология» (ОПД.Ф.10) и «Геология докембрия» (ЕН.В.1), магистрантов – «Геология докембрия». Оно также рекомендуется студентам дневного и заочного отделений при изучении курсов: «Тектоника», «Структурная геология», «Региональная геология», «Учение о полезных ископаемых» и других курсов, касающихся геологии докембрия.

Специального учебника по геологии докембрия нет. При составлении предлагаемого учебного пособия использована, главным образом, монография Л. И. Салопа «Геологическое развитие Земли в докембрии», В. Е. Хаина и Н. А. Божко «Историческая геотектоника. Докембрий» и др., а также многочисленные статьи в журналах и сборниках. В относительно краткой форме вопросы геологии докембрия рассматриваются в курсе «Историческая геология». Используются также данные многолетних исследований докембрийских образований Восточной Сибири, полученные автором.

На многие вопросы геологии докембрия пока нет однозначного ответа. В предлагаемом учебном пособии излагаются разные точки зрения на спорные вопросы и акцентируется внимание на наиболее отвечающие, по мнению автора, современному уровню знаний.

Учебное пособие состоит из четырех частей: в первой части рассматривается современное состояние Земли, во второй – процессы образования Земли, в третьей – ее докембрийская история от момента ее образования, как планеты, до палеозоя, в четвертой – основные тенденции в эволюции Земли. По излагаемым проблемам автор рассматривает основные существующие концепции и высказывает свою точку зрения. Для понимания и успешного усвоения предлагаемого курса необходима определенная база знаний по общей геологии, петрографии и петрологии, литологии, структурной геологии, тектонике, учению о полезных ископаемых, геофизике, астрономии, физике и химии.

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМЛИ

Для того чтобы понять процессы образования и раннего развития Земли, необходим ретроспективный анализ всей ее истории. Для этого вначале рассматривается ее современное строение, как результат всей истории ее существования, главные геофизические поля, определяющие ход ее развития. Ряд положений этого раздела должны быть известны студентам из предыдущих курсов, но необходимо их рассмотреть в комплексе и в контексте ранней истории планеты.

Земля имеет зональное строение. Вверху располагается газообразная оболочка – атмосфера. На поверхности Земли и в верхних ее частях располагается прерывистая оболочка – гидросфера. Главным образом на поверхности Земли располагается и биосфера. Непосредственно Земля также имеет зональное строение. Главные его составляющие: кора, верхняя и нижняя мантия, внешнее и внутреннее ядро.

1.1. АТМОСФЕРА

Современная атмосфера представляет смесь различных газов. Вблизи поверхности Земли она состоит из азота ~78 %, кислорода ~21 %, аргона ~0,9 %, углекислого газа ~0,03 %. В малых количествах присутствуют водород, инертные газы, йод, водяной пар, озон, метан и другие газы. Распределение углекислого газа и паров воды в нижних частях атмосферы неравномерное. Наибольшие концентрации углекислого газа наблюдаются около действующих вулканов, в пределах мегаполисов и при сжигании горючих полезных ископаемых. Водяные пары часто концентрируются на разных высотах, образуя облака и тучи, где конденсируются в жидкость. Состав атмосферы с высотой изменяется: уменьшается количество углекислого газа, паров воды. Постоянно в переменных количествах в атмосфере присутствуют частицы пыли. Ее содержание с высотой также уменьшается. Выше 100 км атмосфера состоит почти только из азота и кислорода, а затем постепенно сменяется гелием и водородом.

На определенных высотах в атмосфере присутствует озон, имеющий формулу O_3 . Он наблюдается в так называемом озоновом слое мощностью около 90 км. В этом слое озон распределен неравномерно. Наибольшее его количество содержится на высоте 26–27 км в тропиках, на высоте 20–21 км – в средних широтах и на высоте 15–17 км – в полярных областях. Содержание озона изменяется в широких пределах в течение суток, сезона, года. Существуют и многолетние колебания его содержания. В общем, если со-

брать весь озон в один слой, то его мощность составит около 1 мм. Озоновый слой начал формироваться только тогда, когда содержание кислорода в атмосфере превысило 1 %. Роль озона, не смотря на малые содержания, очень велика для существования жизни на Земле. Он задерживает жесткое ультрафиолетовое излучение, которое разрушает белки и нуклеиновые кислоты, основу живых организмов. Поэтому до формирования озонового слоя жизнь могла существовать только под слоем воды.

Все процессы в атмосфере происходят в основном под воздействием Солнца. Неравномерное нагревание нижних частей атмосферы приводит к латеральной неравномерности плотности атмосферы, что сопровождается постоянными движениями и перемешиванием воздушных масс.

Среднее давление столба воздуха на поверхность Мирового океана, определяемое объемом атмосферы, составляет около 1 бара. С высотой плотность, следовательно, и давление воздуха быстро уменьшаются. На высоте 5–6 км оно составляет 0,5 бар, а на высоте 16 км – 0,1 бар.

Верхняя граница атмосферы нерезкая. Условно считается, что она простирается до 2000 км от поверхности Земли. Здесь происходит обмен вещества с межпланетным пространством. Одни частицы вследствие низкой плотности вещества в межпланетном пространстве покидают атмосферу, другие – в результате воздействия гравитационного поля Земли присоединяются к ней. Первый процесс преобладает над вторым, поэтому происходит отток газовых частиц из атмосферы в межпланетное пространство. Пополняется она в основном за счет поступления газов из глубин Земли.

Таким образом, объем атмосферы постоянно изменяется. С одной стороны, она рассеивается в окружающем космическом пространстве, чему способствует солнечный ветер – поток заряженных частиц, с другой – пополняется за счет поступления ювенильных газов. Эти процессы происходят пульсационно, во многом благодаря неравномерной интенсивности солнечного ветра. Оно происходит циклично с периодом в 22 года. Интенсификация рассеивания атмосферы вызывает падение давления, что вызывает повышение притока газов из глубин Земли. В свою очередь, повышение объема усиливает рассеивание газов в окружающем пространстве.

Средняя температура на поверхности Земли определяется в $+15^{\circ}\text{C}$. На экваторе она составляет $+26^{\circ}\text{C}$, на полюсах – зимой -35°C , а летом -0°C . До определенной высоты температура неравномерно понижается. На высоте 8–10 км летом она составляет -45° , а зимой -60 – -70° . Выше температура атмосферы неравномерно повышается и на высоте 50 км достигает 0 и более градусов по Цельсию. Затем снова понижается до -110° на высоте 80 км. Выше происходит быстрое повышение температуры до 1500° на высоте 250 км.

С 60 км и до высоты несколько тысяч километров выделяется так называемая ионосфера, состоящая преимущественно из положительно и отрицательно заряженных атомов. Такое вещество называется плазмой. Она

возникает под воздействием солнечного ветра. Ионосфера находится в постоянном изменении. Это связано с интенсивностью солнечного ветра и многими другими причинами. Установлено, что возмущения в ионосфере коррелируются с землетрясениями. Причина этой связи пока не установлена.

1.2. ГИДРОСФЕРА

Гидросфера на современной поверхности представлена в основном океанами и морями, которые занимают около 71 % поверхности Земли. Объем вод в них оценивается в $1\,370\,323\,000\text{ км}^3$. Они преобладают в южном и восточном полушариях. Большую часть поверхности Земли занимает Тихий океан, расположенный как в северном, так и в южном полушарии. Такое расположение океанов определяется асимметрией строения планеты. Кроме того, вода находится в твердом, жидком, химически и биологически связанном состоянии в земной коре и на ее поверхности. Она, по-видимому, распространена и ниже коры, вплоть до центра планеты. Считается, что в глубинах Земли сосредоточено воды во много раз больше, чем на ее поверхности.

Объем воды на поверхности, с одной стороны, пополняется за счет притока ювенильных вод, возникающих при метаморфизме осадков и органического вещества и поступающих из глубин Земли в составе плюмов, с другой – связывается в водосодержащие минералы, в живую материю и частично рассеивается в межпланетном пространстве. На поверхности планеты происходит круговорот воды. Испаряясь с водной поверхности, она выпадает на Землю в виде осадков. Эти процессы происходят непрерывно и весьма неравномерно. Объем воды в океанах колеблется в значительных пределах, что обусловлено в основном формированием ледников. В периоды оледенения уровень воды в океанах понижается на сотни метров, а в межледниковье – повышается.

Температура поверхностных вод океанов в среднем равна $17,4^\circ$. С глубиной она постепенно понижается и у дна составляет от $+1$ до -1°C . Давление воды увеличивается с глубиной, при погружении на 10 м она возрастает на 1 атмосферу. Следовательно, в самых глубоких частях океана она достигает 800–1100 атмосфер.

Общая соленость вод океанов близка к 35 ‰ или 3,5 %. Основной состав солевой массы океанов определяется Na^+ , Mg^+ , Ca^+ , K^+ , Sr^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO^- , Br^- , F^- . Они в сумме составляют 99,9 % солевой массы. Преобладают хлориды (NaCl , MgCl_2), в меньшем объеме представлены сульфаты (MgSO_4 , CaSO_4 , K_2SO_4). Остальные соли присутствуют в мизерных количествах и составляют в сумме около 0,1 %.

Помимо солей, в морской воде растворены некоторые газы: азот, кислород, углекислый газ, иногда сероводород. Растворимость их зависит от температуры. Кислород поступает в воду из воздуха, а также вследствие

фотосинтеза морских растений. Расходуется он на дыхание животных и на окисление различных веществ. Чем выше температура, тем выше растворимость кислорода. Углекислый газ поступает в воды из атмосферы, привносится речными водами, накапливается также в результате жизнедеятельности органического мира, вулканической деятельности. Расходуется он на построение организмов и пород, в первую очередь, карбонатов.

В пределах континентов гидросфера представлена озерами и водотоками. В большинстве своем это пресные воды, содержание солей в них небольшое. Но отдельные изолированные водоемы в условиях аридного климата содержат высокие концентрации солей, намного превышающие их концентрации в водах Мирового океана (например, Мертвое море).

В водотоках, возникающих преимущественно в результате осадков или таяния льдов, содержания солей очень низкие. Но, по мере движения, они активно выщелачивают вмещающие горные породы и переносят вещества в водоемы, главным образом, в моря и океаны. Здесь происходит испарение воды, в результате чего она обогащается солями. Этому способствует жаркий климат и ограниченное поступление осадков. При достижении определенных концентраций соли выпадают в осадок.

1.3. БИОСФЕРА

Биосферой (органический мир) называется оболочка Земли, в пределах которой существуют живые существа. Эта оболочка как бы пронизывает атмосферу, гидросферу и верхнюю часть литосферы. Существует органический мир в результате использования космической энергии главным образом за счет энергии Солнца. В меньшей степени используются неорганические образования.

Современная биосфера представляет комплекс живых организмов, весьма разнообразный по видовому составу. По объему массы в настоящее время преобладают растительность, насекомые и млекопитающие.

Существование жизненных форм зависит от постоянно меняющихся условий в верхних сферах планеты. При изменении этих условий отдельные виды вымирают, другие приспособляются, изменяясь сами. С одной стороны, биосфера постоянно пополняется за счет использования энергии Солнца, с другой – происходит сокращение органического вещества на поверхности Земли в результате отмирания жизненных форм. При этом возникают органогенные породы, играющие существенную роль в строении литосферы. Они могут состоять как из органического вещества (уголь, нефть и т. п.), так из неорганических веществ – продуктов жизнедеятельности живых существ (карбонаты, фосфориты, кремнистые породы и т. п.).

Живые существа могут существовать в весьма разнообразных условиях. По температурному режиму они могут существовать до условий, когда вода превращается в пар. Такая температура может быть до глубины

25 км, когда, несмотря на высокое литостатическое давление, вода не может находиться в жидком состоянии. Установлено, что в зоне черных курильщиков на дне океана, где из Земли вырываются гидротермальные растворы с высокими содержаниями железа, марганца, меди и ряда других элементов с температурой до $+350\text{ }^{\circ}\text{C}$ и давление столба жидкости в несколько километров, существуют специфические жизненные формы.

1.4. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Главными инструментами познания глубинного строения Земли являются геофизические методы, экспериментальные исследования вещества в Р–Т условиях, приближенных к существующим в глубинах планеты, и компьютерное моделирование. В настоящее время большие достижения в познании строения внутренних частей Земли связаны с сейсмической томографией. Она позволяет определять вертикальные и латеральные неравномерности строения планеты на всех ее уровнях. На основе сейсмотомографии, с использованием материалов по исследованию гравитационных, электрических, тепловых и магнитных полей, а также результатов экспериментального изучения поведения вещества при высоких давлении и температуры, построены современные модели строения планеты.

До недавнего времени выделялись следующие оболочки:

А – земная кора (средняя мощность 33 км),

В – верхняя мантия (33–400 км),

С – переходный слой (400–900 км),

Д – нижняя мантия (900–2900 км),

Е – внешнее ядро (2900–4980 км),

Ф – переходный слой (4980–5120 км),

Г – внутреннее ядро (5120–6371 км).

По уточненным данным эти главные оболочки разделяются на подзоны. В верхней мантии выделяют подзоны В I (33–60 км) и В II (60 – 350–400 км), в переходной зоне – С I (350–400 – 650 км) и С II (650 – 900–1000 км), в нижней мантии – Д I (900–1000 – 2700 км) и Д II (2700 – 2900 км). Ядро разделено на 4 оболочки с границами на глубинах 4560, 4710 и 5150 км, получивших обозначения, соответственно, F I, F II, F, G. Обычно переходные слои F объединяют с внешним ядром, слой С I – с верхней мантией, а С II – с нижней мантией.

С уточненными в последнее время границами в пределах Земли выделяются следующие главные зоны Земли (рис. 1): внутреннее ядро (5154–6371 км), внешнее ядро (2886–5154 км), нижняя мантия (670–2886 км), верхняя мантия (5–75 – 670 км), земная кора (5–75 км).

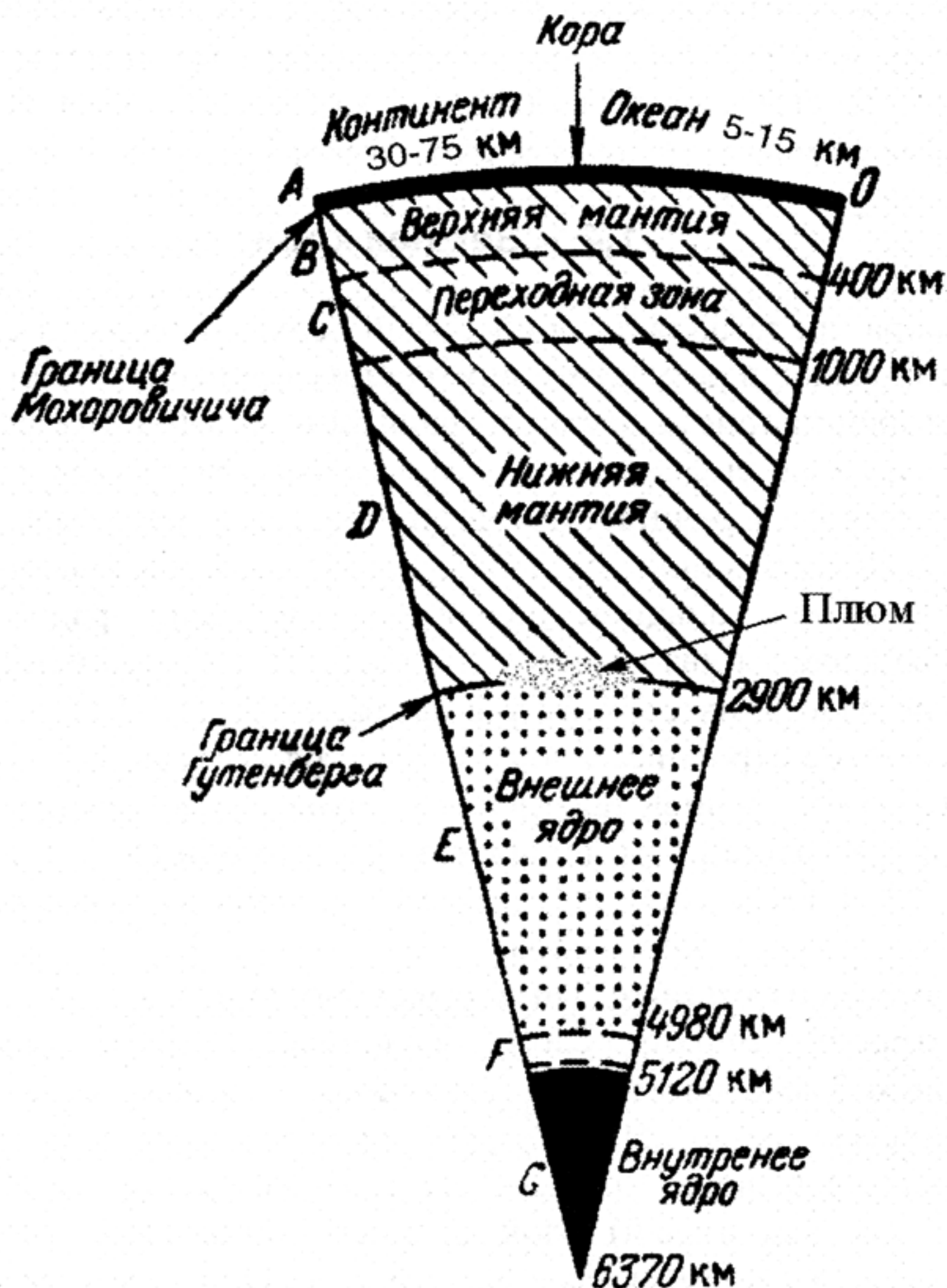


Рис. 1. Внутреннее строение Земли

В настоящее время предполагается, что границы между зонами и подзонами могут быть обусловлены изменениями химического состава и (или) фазовыми переходами минералов. Учет всех неравномерностей строения оболочек требует очень сложных расчетов. Для упрощения были созданы стандартные упрощенные модели строения Земли, хорошо коррелируемые в первом приближении с имеющимися наблюдениями.

При исследовании глубин Земли было выявлено, что неравномерности ее латерального строения наблюдаются практически во всех ее сферах. Но интенсивность их уменьшается с глубиной. Наиболее неравномерное строение характерно для земной коры. Значительной латеральной неравномерностью обладает верхняя мантия, что подтверждается исследова-

ниями состава мантийных магматических пород, выносимых магмой [Золотарев, Пущаровский, 1990]. Ниже границы нижней и верхней мантии оболочки Земли имеют более равномерное строение, хотя и там устанавливаются определенные латеральные изменения.

1.4.1. Земная кора

Земная кора представляет собой самый верхний твердый слой планеты. Он сформировался в результате внутренних процессов Земли, главным образом, дифференциации вещества в гравитационном поле и состоит преимущественно из наиболее легких и легкоплавких силикатов с преобладанием алюмосиликатов. Средний химический состав земной коры соответствует андезитам. По сравнению с мантией, земная кора обогащена щелочами, кремнием, алюминием, кальцием, редкими и естественно-радиоактивными элементами. Выделяется два главных типа земной коры: континентальный и океанический. Массы их соответственно равны $2,25 \times 10^{22}$ и 6×10^{21} кг. Они имеют слоистое строение. Слои имеют геофизический смысл и получили название по их средней плотности, соответствующей плотности пород, указанных в названии. Это не обозначает, что они сложены лишь этими породами. Мощность коры определяется мощностью консолидированных пород без учета осадочного слоя.

Кора континентального типа имеет мощность от 25 до 75 км и трехслойное строение. Верхний слой – осадочный, имеет мощность от 0 до 20 км (в среднем 3 км), состоит из осадочных и вулканических пород со средней плотностью около 2500 кг/м^3 и скоростью распространения сейсмических продольных волн $V_p = 2\text{--}5 \text{ км/с}$. Ниже располагается гранито-метаморфический (гранитный) слой средней мощностью около 20 км, плотностью $2600\text{--}2800 \text{ кг/м}^3$ и $V_p = 5,5\text{--}6,5 \text{ км/с}$. Он сложен метаморфическими и интрузивными породами, главным образом, гнейсами и гранитоидами. Нижняя граница этого слоя называется границей Конрада. Она проявляется скачком в скоростях сейсмических волн и не всегда четко выражена. Самый нижний слой континентальной коры называется гранулитобазитовый (базальтовый). Он представлен, вероятнее всего, преимущественно гранулитами средне-основного состава, амфиболитами и эклогитами. Мощность базальтового слоя в среднем составляет около 15 км, плотность – $2900\text{--}3300 \text{ кг/м}^3$, $V_p = 6,4\text{--}7,3 \text{ км/с}$. Иногда между гранитным и базальтовыми слоями выделяют диоритовый слой с промежуточными характеристиками между ними. В последнее время ученые склоняются к выводу, что нижние части земной коры находятся в пластическом состоянии в отличие от верхних частей, которые являются хрупкими.

Кора континентального типа преобладает на континентах и прослеживается в акватории океанов до континентального склона, где на относительно коротком расстоянии сменяется корой океанического типа. Либо

граница их проходит по тектоническому нарушению. Отдельные блоки с корой континентального типа отмечаются и в океанах, среди полей с корой океанического типа.

Следует отметить, что на континентах присутствуют блоки с корой океанического или субокеанического типов. По представлениям неомобилистов они являются реликтами бывших океанов. Другая более обоснованная точка зрения — это блоки преобразованной коры континентального типа (см. далее).

Кора океанического типа отличается от континентальной не только меньшей мощностью, составляющей 5–25 км, но и своим составом. Под чехлом насыщенных водой осадочных отложений мощностью от 0 до 15 км (в среднем 0,4–0,6 км), плотностью около 2000 кг/м^3 и $V_p = 1,5\text{--}1,8 \text{ км/с}$, залегают базальты с прослоями осадочных отложений и инъекциями основной и ультраосновной магмы. Мощность их составляет в среднем 1,7 км, V_p колеблется в пределах 4,0–6,7 км/с. Третий слой сложен габброидами с подчиненным объемом ультраосновных пород. Мощность его составляет в среднем 5 км, плотность — 2900 кг/м^3 и $V_p = 6,7 \text{ км/с}$. Второй и третий слои обычно объединяют в единый базальтовый слой. Кора океанического типа распространена, в основном, в пределах океанов до континентального склона.

Наименьшая мощность океанической коры (около 5 км) наблюдается в осевых частях срединно-океанических хребтов. Здесь кора имеет четвертичный возраст, а осадочный слой практически отсутствует. В центральных частях этих хребтов граница между корой и мантией не устанавливается. По направлению к континентам мощность океанической коры, в общем, возрастает, достигая максимума (10–15 км) вблизи подножия континентального склона. В этом же направлении в большинстве случаев неравномерно возрастает средняя мощность осадочного слоя. Наиболее древние осадки океанов имеют юрский возраст. Мощность океанической коры возрастает до 15–25 км также в районах сводово-вулканических поднятий, расположенных в разных участках океанов. На этих участках сокращается осадочный слой, а базальтоиды имеют, как правило, повышенную щелочность.

Ранее считалось, что кора океанического типа имеет относительно простое горизонтально-слоистое строение. Но в последнее время выявляется [Золотарев, Пущаровский, 1990; Геофизические..., 1990] весьма сложное ее строение. Она осложнена многочисленными, генетически неоднородными поднятиями и отрицательными структурами типа грабенов, складчатыми и дизъюнктивными (как надвиговыми, так и сбросовыми) деформациями.

Следует отметить, что в пределах океанов установлены драгированием, бурением и непосредственными наблюдениями на некоторых островах и на глубине породы континентальной коры: гранитоиды, метаморфиты, континентальные осадки, в том числе и в пределах срединно-океанических хребтов.

Кору океанического типа имеют и отдельные блоки внутри континентов. На ее генезис в этих блоках имеется несколько альтернативных взглядов. По одним представлениям, это реликты бывших океанов [Зоненшайн и др., 1990], по другим – они образовались в результате базификации коры континентального типа [Белоусов, 1989; Орленок, 1998], по третьим – здесь произошло преобразование коры континентального типа вследствие гранулитового метаморфизма гранитного слоя [Артюшков, 1979].

Нижняя граница земной коры определяется скачкообразным возрастанием скорости сейсмических волн. V_p возрастает от 6,8–7,3 км/с, местами от 7,4–7,7 км/с, до 8,1–8,4 км/с [Геофизика океана. Геодинамика, 1979]. Она называется границей Мохоровича или Мохо. Природа этой границы объясняется сменой пород преимущественно основного состава ультраосновными либо переходом базальтоидов в эклогиты.

В последнее время во многих регионах установлено, что граница между корой и мантией не резкая, а представляет собой слой мощностью 3–5 км с большим количеством разнонаклонных отражающих площадок, где перемежаются породы коровой и мантийной плотности. Это объясняется тектоническим проникновением (тектоническим скупиваньем) пластин мантийных образований в основание коры либо инъецированием магмой ультраосновного состава нижних уровней коры.

1.4.2. Верхняя мантия

Верхняя мантия прослеживается от основания земной коры до глубины 670 км. Сложена она образованиями, плотность которых возрастает от 3300 кг/м³ у кровли до 4100 кг/м³ у подошвы, а скорость продольных волн – от 8,0 км/с до 10,1 км/с. Оценка состава верхней мантии основана на предположении, что включения ультраосновного состава в базальтоидах являются твердыми остатками от частичного выплавления вещества и потому им комплементарного. При подобном подходе состав верхней мантии должен соответствовать веществу, полученному смешиванием этих двух компонентов в определенной пропорции, названной А. Е. Рингвудом (1981) пиролитом.

Другая гипотеза, которой придерживается автор, состоит в том, что участки ультраосновного состава в базальтоидах отвечают истинному составу верхней мантии и являются скиалитами и ксенолитами при образовании базальтовой магмы в результате метасоматической переработки мантийного вещества под воздействием привноса легкоплавких компонентов из глубин Земли и последующего плавления.

Ниже границы Мохо скорость сейсмических волн вначале плавно нарастает и достигает 9 км/с. Но затем она резко уменьшается примерно на 0,3 км/с. Слой пониженной плотности в верхней мантии называется **астеносферой**, а вышележащий слой твердого вещества, состоящий из земной

коры и верхов мантии, называется **литосферой**. Снизу слой пониженных скоростей также имеет резкую границу. Появление слоя пониженных скоростей объясняется наличием в нем жидкой фазы и, соответственно, пониженной плотностью вещества. Как раз на этот уровень приходятся оптимальные по температурному режиму и давлению условия для выплавления базальтоидной магмы из ультраосновного субстрата. Расчеты показывают, что достаточно 1 % базальтового расплава, чтобы получить параметры этого слоя. Под срединно-океаническими хребтами степень плавления достигает по расчетам 5 %. На этом же уровне устанавливаются магматические очаги под действующими вулканами, поставляющими на поверхность магму базальтового состава. По другой точке зрения – «астеносферный слой, подстилающий литосферные блоки разной степени зрелости, имеет флюидную природу и является следствием необратимого процесса дегазации верхней мантии» [Летников, 2001, с. 301].

Глубина залегания, мощность и плотность (степень плавления) астеносферы значительно изменяются по латерали. Верхняя ее граница под океанами расположена в среднем на глубине около 50 км. Под срединно-океаническими хребтами она поднимается до 5 км, а на отдельных участках не устанавливается. По мере приближения к материкам эта граница опускается до глубины 80–120 км, а плотность ее возрастает. Под материками верхняя граница астеносферы погружается до 250 км, в результате повышения плотности обе ее границы постепенно становятся невыразительными. Мощность астеносферы под океанами составляет 250–350 км, достигая максимума под срединно-океаническими хребтами. Под материками она сокращается до 100–150 км, а под некоторыми щитами она практически выклинивается. Таким образом, в пределах астеносферы плотность вещества под океанами значительно ниже, чем под континентами. Причем она постепенно возрастает, по мере движения от срединно-океанических хребтов к континентам, а затем – к щитам.

Под вулканическими дугами на границе Тихого океана с континентами установлено несколько слоев пониженной вязкости, расположенных на разных глубинах. Предлагается выделять здесь не астеносферный слой, а астеносферную область.



Сведения для любознательных. Как показывает анализ состава глубинных включений в базальтоидах, состав верхней мантии в значительной степени варьирует по латерали. По данным [Лобковский и др., 2004], она сложена на разных участках до глубины 410 км лерцолитами (обогащенная мантия) или гарцбургитами (деплетированная мантия). Главными компонентами их состава являются пироксен, оливин и гранат.

Экспериментальные исследования вещества подобного состава показывают, что при нарастании давления и температуры, отвечающих условиям верхней мантии, оно должно испытывать фазовые превращения с образованием более плотных модификаций (табл. 1). Процесс этот происходит скачкообразно, соответственно резко изменяется плотность вещества мантии.

Таблица 1

Фазовые переходы в условиях верхней мантии

| Фазовый переход | Глубина, км | Скачок плотности, % |
|--------------------------|-------------|---------------------|
| Базальт – эклогит | 50–60 | 15 |
| Шпинель – перидотит | 50–60 | 3 |
| Частичное плавление | 50–200 | -10 |
| Оливин – в-шпинель т. с. | 400–420 | 7 |
| Ортопироксен – мажорит | 300–400 | 10 |
| б-кварц – стишовит | 500–580 | 4,5 |
| б-шпинель – g-шпинель | 500–580 | 3 |
| Клинопироксен – гранат | 400–500 | 10 |
| Гранат – ильменит т. с. | 500 | 5 |
| Ильменит – перовскит | 700 | 5 |

Примечание: т. с. – твердое состояние; при несоответствии химического состава приводится минерал с эквивалентной структурой.

Наиболее выразителен скачок в плотности на уровне около 420 км, связанный, по-видимому, с образованием у оливина структуры типа шпинели. Под различными регионами эта граница различается по глубине на 10–20 км.

Согласно данным сейсмической томографии в верхней мантии корни главных структурных элементов земной поверхности: щитов и срединно-океанических хребтов – прослеживаются до глубины 250 км (Восточно-Тихоокеанский срединный хребет – до 350 км).

Устанавливаются в верхней мантии также латеральные изменения скоростей упругих волн, обусловленные, вероятно, латеральными неоднородностями состава. На верхней границе мантии они достигают 8 %, на глубине 450 км уменьшаются до 2,5 %, а на нижней границе верхней мантии составляют 1 %, что находится уже в пределах ошибки метода. Аномалии эти располагаются наклонно и поэтому часто смещены от их поверхностного положения. Подобное их положение очень похоже на картину, возникающую при моделировании конвективных потоков, с которыми их и сопоставляют [Монин и др., 1987; Трубицин, Фрадкин, 1985 и др.]. Но более вероятно, по мнению автора, что эти неоднородности возникли при формировании планеты и (или) вследствие неравномерной дифференциации вещества Земли. По мнению Ф. А. Летникова [2001, с. 303], «латеральная и вертикальная неоднородность мантии не что иное, как результат воздействия плюмов, не дошедших по разным причинам до поверхности Земли».

Граница верхней и нижней мантии отражается скачком плотности. Причина его трактуется неоднозначно. Есть основание считать, что здесь происходят как фазовые переходы, так и изменения химического состава. На глубине около 650–670 км существуют условия для приобретения кварцем структуры перовскита с возрастанием координационного числа кремния от четырех до шести, а на глубине 700 км – для приобретения ильменитом структуры перовскита.

1.4.3. Нижняя мантия

Нижняя мантия занимает интервалы глубин 670–2885 км и характеризуется плавным возрастанием скоростей упругих волн по направлению к центру Земли от 10,3 до 13,7 км/с, а поперечных волн – от 6,1 до 7,3 км/с. Соответственно плавно нарастает и плотность пород от 4400 до 5500 кг/м³. Такое распределение скоростей сейсмических волн и плотности обусловлено, по-видимому, твердым состоянием вещества нижней мантии и отсутствием существенных фазовых переходов и (или) резких изменений химического состава. Предполагается [Лобковский и др., 2004], что вещество нижней мантии соответствует первичному веществу Земли. Существует мнение, что нижняя мантия сложена в основном двумя минералами: перовскитом MgCaSiO_3 (преобладает) и магнезиовюститом MgFeO .



Сведения для любознательных. Несколько отличается выделенная у нижней границы мантии зона D II (интервал глубин 2700–2900 км), где можно предполагать определенные неоднородности. Градиенты скоростей в ней близки к нулю, а возможно, становятся отрицательными. То есть, здесь, как считают М. Кидо и Д. Уеда (2000), также можно предполагать зону пониженной вязкости, возникшую под влиянием плюма.

Верхняя граница зоны D II не выделяется и потому условна. В то же время А. Е. Рингвуд высказывает предположение, что в эту зону происходит диффузия свободного железа из ядра. О. Г. Сорохтин предполагает (1974), что в этом слое происходит обмен веществом ядра и мантии: железо уходит в ядро, а литофильные элементы в мантию. Одновременно допускается [Артюшков, 1979] возможность металлизации одного из оксидов или распад силикатов на оксиды. Убедительных доводов в пользу того или иного предположения нет. Не исключено, что распределение физических параметров в нижней мантии вызвано комбинацией нескольких факторов.

По данным сейсмической томографии устанавливаются латеральные изменения скоростей сейсмических волн, в основном, в верхах и низах нижней мантии, где они достигают 1,0–1,5 %. В средней части нижней мантии аномалии в 3–4 раза меньше. Наиболее крупной особенностью нижней мантии, выявленной сейсмической томографией, является кольцеобразная область пониженных скоростей, опоясывающая основание Тихого океана на глубинах от 1000 км до границы ядро–мантия. Нашло подтверждение снижение скоростей упругих волн вблизи границы ядро–мантия (слой D II). По мнению И. С. Берзона с соавторами, здесь выделяется слой мощностью около 20 км, в котором скорость поперечных волн убывает с глубиной почти до нуля. Есть утверждение, что слой D' обладает значительной латеральной анизотропией и имеет весьма неровную поверхность и перерывы. Снижение здесь скоростей сейсмических волн интерпретируется как повышение температуры в пограничном слое. Возможно, что это обусловлено формированием здесь плюмажей. Не исключается также определенная гетерогенность вещества.

Считается, что результаты компьютерной томографии верхней и нижней мантии согласуются с моделью двухъярусной конвекции. Но ввиду того, что использовались разные методики, а также снижения точности измерений с глубиной, однозначного решения этого вопроса пока нет. Можно лишь предположить, что аномалии в верхней и нижней мантии соотносятся с разным знаком. Состав вещества нижней мантии остается дискуссионным.

Граница мантии с ядром проводится по скачку скорости упругих волн с падением ее от 13,7 до 8,0 км/с. По данным сейсмотомографии, различные исследователи допускают колебания уровня границы мантия–ядро от сотен метров до 5–6 км и более, что может быть связано с конвективными движениями в мантии, плюмажами или другими причинами. Наблюдаются выступы этой границы под океанами и опускания – под континентами. Это лучше всего объясняется плюмтектоникой, как корневая область плюмажей под океанами, и оттоком вещества в область плюмажей.

1.4.4. Внешнее ядро

Внешнее ядро занимает глубины 2885–5154 км при объеме около 15 % и массе 30 % соответственно объема и массы нашей планеты. Скорость продольных сейсмических волн в пределах внешнего ядра плавно увеличивается сверху вниз от 8,0 до 10,5 км/с. Поперечные волны в пределах внешнего ядра полностью поглощаются, что свидетельствует о расплавленно-жидком его состоянии. Этот вывод подтверждается данными приливного колебания внутри Земли, наличием суточного периода нутации оси ее вращения, особенностями чандлеровского колебания полюса с периодом 1,2 года.

Плотность вещества внешнего ядра на границе с мантией резко возрастает, превышая соседнюю мантию на $4000\text{--}4500\text{ кг/м}^3$, а затем постепенно увеличивается до $12\,150\text{ кг/м}^3$ у его подошвы. Вместе с тем в верхних 700 км ядра наблюдаются небольшие неоднородности. Они могут быть вызваны или небольшими изменениями химического состава, или непрерывными фазовыми переходами. Возможно, эти неоднородности простираются в ядре и более чем на 700 км, но из-за недостаточной разрешающей способности существующих методик не улавливаются.

О составе ядра Земли ведутся длительные дискуссии [Артюшков, 1979; Джекобс, 1979; Семененко, 1987 и др.]. Существует две альтернативные гипотезы: металлизированных силикатов и «железо-никелевая». В настоящее время большинство исследователей приняли последний вариант. В то же время исследователи расходятся во мнении о составе добавок в железо-никелевый состав внешнего ядра.



Сведения для любознательных. Дискуссия идет в основном о составе легких добавок к железоникелевому сплаву для согласования плотности смеси с сейсмологическими данными. В роли основных компонентов рассматриваются сера и оксид двухвалентного железа, а также кремний, магний, кислород, углерод, азот, водород, гелий. Преобладает гипотеза железо-никель-серного состава ядра. Экспериментальные данные, полученные с использованием ударных волн, создающих давление, близкое существующему в ядре, показывают хорошее совпадение их с плотностью внешнего ядра состава смеси 9–12 % серы и 2–5 % никеля с железом. Предполагают также, что во внешнем ядре может существовать расплав, близкий к эвтектическому составу расплава моносulfида железа и жидкого железа. Это по-

зволило предположить оксид двухвалентного железа в качестве легкой добавки к железоникелевому расплаву при его содержании во внешнем ядре $44 \pm 16 \%$, что эквивалентно $10 \pm 2 \%$ кислорода. Не исключен вариант, при котором в ядре содержатся и другие элементы в тех или иных количествах.

В последнее время возрождается гипотеза о металлизированных соединениях в ядре. Рассматривается возможность металлизации отдельных фракций силикатов. Предполагается распад силикатов на границе ядро-мантия или вблизи ее на оксиды и металлизации части из них. Есть и экспериментальные подтверждения этому.

Существует группа гипотез, которые основаны на предположении об обогащенности внутренних частей Земли легколетучими компонентами, возникшей при формировании планеты. Согласно В. Н. Ларину [1980] в металлах в условиях высоких давлений могут растворяться большие массы водорода без увеличения объема. На основании этого он считает, что при формировании планеты из пылегазового облака в глубинах Земли, в первую очередь в ядре, был законсервирован большой объем легколетучих компонентов, в основном водорода. В процессе эволюции Земли они поднимаются к поверхности, что и служит источником энергии для тектонических процессов.

1.4.5. Внутреннее ядро

Внутреннее ядро располагается глубже 5154 км и занимает центральную часть нашей планеты. На границе с внешним ядром происходит скачок скорости продольных волн на 0,6–0,8 км/с, достигает 11,1–11,3 км/с и постепенно возрастает к центру на 0,2–0,4 км/с.

Особенности отраженных и проходящих через внутреннее ядро сейсмических волн показывают, что в нем распространяются и поперечные волны, но их скорость небольшая – около 3,4–3,6 км/с. Это доказывает, что внутреннее ядро планеты – твердое тело, вещество которого находится в состоянии, близком к плавлению.

В плотностных моделях скачок плотности на его границе с внешним ядром около 500–600 кг/м³. Предполагается также, что плотность вещества в кровле внутреннего ядра составляет 12 700 кг/м³ и постепенно увеличивается к центру до 13 000 кг/м³. Есть свидетельства существования латеральной неоднородности внутреннего ядра. Допускается вариация скоростей сейсмических волн в его верхнем 200-километровом слое порядка $\pm 0,9 \%$.



Сведения для любознательных. Вопрос о составе внутреннего ядра тесно связан с проблемой состава ядра в целом. Любая модель должна отвечать допустимым значениям плотности и геохимическим законам. Распределения температуры и давления должны позволять внутреннему ядру быть твердым, внешнему – жидким, а также учитывать существование источника энергии для генерации и под-

держания магнитного поля. Простые модели, предполагающие химически однородное ядро, таким условиям не отвечают по следующим соображениям. Ядро, состоящее из вещества, с температурой плавления, возрастающей с глубиной из-за повышения давления медленнее, чем истинная температура, будет иметь разные фазовые состояния по обе стороны поверхности, где достигается равенство этих температур. При совпадении этой поверхности с границей внешнего и внутреннего ядра первое будет жидким, а второе – твердым. Но поддержание магнитного поля внешним ядром требует как минимум адиабатического распределения истинной температуры в нем. Исследования же показали, что адиабата для железа в условиях ядра будет круче, чем температура плавления. А это полностью исключает тепловую конвекцию в такой модели ядра, что не соответствует имеющимся данным. Отсюда следует, что внутреннее и внешнее ядро различаются химически.

Другой особенностью является то, что внутреннее ядро вращается с несколько иной скоростью, чем остальные части планеты. Установлено также, что оно несколько смещено относительно центра Земли. Этот факт имеет большое значение для объяснения многих особенностей развития планеты и происходящих в ее пределах процессов (см. далее).

Наиболее оптимальной моделью внутреннего ядра считается предположение о его железоникелевом составе: 80 % железа и 20 % никеля. Не исключено появление и иных представлений о химии ядра, которые удовлетворяют установленным условиям. Например, Ю. П. Селиверстов (1992) считает, что ядро Земли имеет гидридный состав.

Альтернативную гипотезу, которую разделяет и уточняет автор, предложил В. В. Кузнецов (1984). Он предположил, что внутреннее ядро состоит из газообразных веществ плотностью $35\,000\text{ кг/м}^3$. Такая плотность могла возникнуть при формировании планеты из пылегазового облака, если предположить, что первоначальный объем Проземли был намного больше современного. В этом случае внутреннее ядро представляет собой реликтовое вещество пылегазового облака, из которого сформировалась Земля. Оно находится под давлением в 3,5 млн кбар и имеет температуру $1,5 \times 10^4\text{ К}$. При этой температуре все вещества находятся в надкритическом, т. е. газообразном состоянии, при любом давлении. На границе внутреннего и внешнего ядра происходит конденсация газообразного вещества, а на границе ядра с мантией – его кристаллизация. Такой процесс сопровождается падением плотности вещества, что приводит к увеличению его объема, а отсюда происходит расширение Земли. Гравитационные силы препятствуют этому, и когда они преобладают, то происходит сжатие и сокращение объема Земли. Таким образом, Земля развивается пульсационно.

1.5. ГАЗОВЫЙ РЕЖИМ ЗЕМЛИ

В газообразном состоянии могут находиться как элементы, так и их соединения. Летучесть их зависит от температуры и давления. Чем выше температура, тем большее число веществ будет находиться в газообразной фор-

ме. Давление же препятствует переходу вещества в газообразное состояние.

Исследование газовых включений в породах показывает, что газовая составляющая постоянно присутствует на всех уровнях Земли, доступных непосредственному изучению. Газовая фаза состоит в основном из Н, О, С, N, S, их соединений, галогенов и инертных газов. Она имеет место во всех магматических образованиях, возникших как в земной коре, так и в верхней мантии. Наибольшие глубины, откуда магма поступает на уровни, доступные непосредственному изучению, составляют первые сотни километров. Очевидно, что газы присутствуют и на более глубоких уровнях Земли. Они имеют как экзогенное, так и эндогенное происхождение.

Экзогенные газы поступают в глубины Земли с поверхности. Их поступление связано с проникновением атмосферного воздуха по трещинам. Но так как из-за литостатического давления трещиноватость в породах с глубиной уменьшается, то и количество атмосферного воздуха с глубиной сокращается. Он выжимается в более верхние горизонты, чему способствует и повышение температуры с глубиной.

Экзогенные газы поступают в глубины Земли и при погружении поверхностных образований на более низкие уровни. При этом многие вещества (в первую очередь вода и органические соединения), вследствие повышения температуры, переходят в газообразное состояние, несмотря на противодействие повышающегося давления. Часть газов оказывается законсервированной в минералах и породах при их образовании в виде включений. При повышении температуры и давления они высвобождаются.

В экзогенных условиях в процессе осадконакопления или выветривания возникают минеральные формы, содержащие в своем составе летучие или легколетучие вещества. При погружении поверхностных образований, вследствие повышения температуры и давления, они подвергаются метаморфизму, в процессе которого образуются более высокотемпературные минералы с более плотной кристаллической решеткой. При этом выделяется газовая составляющая, входящая в состав низкотемпературных минералов. Все эти газы стремятся переместиться в область более низкого давления, т. е. вверх.

Состав современных экзогенных газов близок к составу современной атмосферы. На более глубоких уровнях они обогащаются парами воды и углекислым газом. В результате экзогенные газы в основном окисленные и содержат свободный кислород. Лишь в случаях захоронения органического вещества образуются восстановленные газы. Но при смешивании с другими экзогенными газами, где содержится свободный кислород, они также окисляются.

Эндогенные газы. «Литосфера Земли сформировалась в результате глобальной дегазации планеты, в ходе проявления которой из ее недр в верхние горизонты литосферы и за ее пределы были вынесены огромные массы вещества» [Летников, 2001, с. 291]. Из глубин Земли к поверхности

идет постоянный поток эндогенных газообразных веществ. Интенсивность этого потока вблизи поверхности коррелируется с современными тектоническими обстановками. По мере снижения интенсивности тектономагматических процессов сокращается и интенсивность притока эндогенных газов. Наименьшие его масштабы характерны для щитов древних платформ. Наиболее интенсивный приток эндогенных газов наблюдается в областях современного вулканизма.

Анализ изотопного состава эндогенных газов показывает, что они имеют в большинстве своем реликтовое космическое происхождение и были законсервированы в глубинах Земли в процессе ее аккреции.



Сведения для любознательных. На космическое происхождение эндогенных газов указывает постоянное присутствие в эндогенных газах изотопа ^3He и ^{36}Ar , которые не могут возникать в условиях Земли, но присутствуют в космическом веществе. Консервация газов при аккреции Земли могла происходить в составе минералов, в виде включений в породах либо в виде льдов различного состава. В результате повышения температуры льды плавились, а затем переходили в газообразное состояние и газы устремлялись вверх, частично растворяясь в породах. При движении вверх эндогенные газы пополнялись продуктами радиоактивного распада, изотопами инертных газов ^4He и ^{40}Ar .

По мнению ряда исследователей, внутреннее ядро состоит из газообразных веществ [Ларин, 1980], по составу близких к составу протопланетного облака [Шаповалов, 1991]. Сразу после аккреции Земля, вместе с мощной атмосферой и большим объемом легколетучих компонентов в ее глубинах, обладала значительно большей массой. Следовательно, вещество в ее центральных частях находилось под значительно большим давлением, чем в настоящее время, и обладало плотностью твердого тела. Эта плотность первичного вещества сохранилась во внутреннем ядре до настоящего времени. В результате диссипации атмосферы и дегазации внутренних частей планеты давление в ее глубинах уменьшается, что приводит к испарению легколетучих веществ внутреннего ядра. В результате возникают потоки легколетучих компонентов, которые устремляются вверх, увлекая за собой и труднолетучие, в первую очередь, коровые компоненты.



Сведения для любознательных. Взаимодействие газов и труднолетучих компонентов в условиях сверхвысоких давлений, существующих и существовавших в глубинах Земли, изучено еще недостаточно. Как утверждает В. Н. Ларин [1980], водород при высоких давлениях может в больших объемах растворяться в металлах. Углерод при высоких давлениях замещает кремний в силикатах [Летников и др., 1981]. Какой бы механизм консервации газообразных веществ не проявлялся, остается очевидным, что недра Земли при ее образовании оказались обогащены ими.

По представлениям автора, возникшие в результате испарения с поверхности внутреннего ядра газы просачиваются сквозь жидкое внешнее

ядро, увлекая за собой труднолетучие компоненты. Его металлическая составляющая присоединяется к внешнему ядру, увеличивая его объем. Силикатное вещество в основном проходит транзитом через расплавленное внешнее ядро и присоединяется к мантии, наращивая ее объем. Процесс просачивания легколетучих компонентов, главным из которых является водород, сквозь вещество Земли сопровождается выделением тепла [Ларин, 1980], что поддерживает высокую температуру в недрах планеты.

Таким образом, фронт дегазации Земли постепенно смещается к ее центру. При этом уменьшаются размеры внутреннего ядра, но возрастают объемы внешнего ядра и мантии. Граница мантии и ядра перемещается также в направлении центра. Истощение запасов легколетучих компонентов в будущем приведет к ликвидации внутреннего ядра планеты. Падение температуры в недрах будет сопровождаться затвердеванием внешнего ядра, соответственно, будет уменьшаться напряженность магнитного поля, вплоть до полного его исчезновения. По-видимому, почти такого состояния достигли Луна и Марс.

Поток легколетучих компонентов на границе ядро–мантия распределяется неравномерно. В верхней части ядра возникают участки, обогащенные ими и, соответственно, силикатным веществом. Они обладают более низкой плотностью, чем другие части внешнего ядра, и потому начинают всплывать, образуя выступы на поверхности ядра. Таким образом, возникают плюмажи, ответственные за активизацию тектоно-магматических процессов в земной коре [Добрецов, 1997]. Приток легколетучих компонентов происходит в результате появления градиента в их концентрациях не только по вертикали, но и по горизонтали. Участки оттока вещества характеризуются впадинами на границе ядро–мантия. Сейсмотомографией установлены выступы границы ядро–мантия под современными срединно-океаническими хребтами в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, а прогибы – под континентами [Сонюшкин и др., 1993].

Места появления плюмажей зависят, по-видимому, от комплекса причин. Не последнюю, а возможно, и главную роль в их пространственном размещении играют космические силы. Возникнув в результате внешнего толчка, плюмажи в дальнейшем саморазвиваются. В начале происходит их рост, дренируются все большие объемы, а затем отмирание в результате истощения притока вещества и энергии. Отмирание может произойти не полностью и смениться новым ростом плюмажа. В результате на одном и том же месте процесс тектоно-магматической активизации повторится, но уже в новых условиях и потому будет отличаться от предшествующего как ходом развития, так и результатами.

Поток эндогенных газов из глубоких частей Земли в основном состоит преимущественно из водорода, углерода, азота и их соединений. То есть состав газов восстановленный. При перемещении к поверхности, в результате взаимодействия с породами и газами экзогенного происхождения они

постепенно окисляются. Как показано Ф. А. Летниковым с соавторами [Флюидный режим формирования мантийных пород, 1980], газовые включения в глубинных породах имеют восстановленный характер. По мере понижения глубины их образования газовые включения становятся все более окисленными. Возрастает восстановленность газов и при нарастании степени метаморфизма [Флюидный режим метаморфизма, 1980]. Анализ газовых включений в породах разного возраста показывает эволюцию их состава с возрастанием их окисленности во времени [Флюидный режим метаморфизма, 1980].

Таким образом, после аккреции Земли газы повсеместно имели восстановленный характер. В ходе ее эволюции вблизи поверхности и в атмосфере возникли и постепенно возрастали в объеме окисленные газы. Со временем фронт окисления газов постепенно опускался все дальше в ее глубины.

При перемещении к поверхности газы реагируют с веществом, через которое просачиваются. Труднолетучие элементы образуют с ними соединения и вместе с ними устремляются вверх. «Флюидный массоперенос является особенно эффективным механизмом в плане разделения химических элементов» [Магматические..., 1987, с. 351]. В P – T условиях, свойственных более высоким гипсометрическим уровням в Земле, эти соединения становятся неустойчивыми и вступают во взаимодействие с окружающим веществом, что приводит к обогащению его привносимыми элементами. Таким образом, главным транспортером вещества в глубинах Земли являются газы, законсервированные при ее аккреции, а плюмажи представляют собой сквозьмантийный поток вещества и энергии. Механизм движения этого потока во многом еще неясен, но, на наш взгляд, он тесно связан с магмаобразованием.

1.6. МАГМАОБРАЗОВАНИЕ В ПРЕДЕЛАХ ЗЕМЛИ

Магматические расплавы формируются на различных глубинах. Глубина зарождения магматических пород, доступных непосредственному изучению в настоящее время, максимально определяется в первые сотни километров. На глубинах, расположенных ниже астеносферного слоя, генерируются магмы щелочных ультраосновных составов. Магмы основного и среднего составов генерируются в верхних частях мантии, преимущественно в пределах астеносферы. Гранитоидные магмы возникают главным образом в условиях земной коры.

Для объяснения процессов образования магм разработано множество гипотез, основанных как на непосредственном изучении магматических образований, так и (преимущественно) на основании результатов экспериментов [см. например, Магматические..., 1987]. Но «построение моделей, исходя только из экспериментальных данных, приводило и приводит к за-

блуждениям, что иллюстрируется примерами из петрологии метаморфических и изверженных горных пород» [Маракушев, 1988, с. 4].

Для каждого состава магм предложено несколько, часто резко различных гипотез образования. При этом не находят объяснения многие особенности генерации магматических масс. Это касается преимущественно мантийного магмаобразования. Анализ всех существующих гипотез является предметом специального рассмотрения. Остановимся здесь лишь на принципиальных положениях. Чаще всего считают, что магма образуется в результате выплавления из более основного субстрата с образованием твердого рестита. Образовавшаяся жидкость перемещается в более верхние горизонты, где застывает либо эволюционирует с образованием магм более кислого состава. При этом остаются не ясными следующие положения. 1. Каким образом образуются большие объемы магм однообразного состава на ограниченном пространстве в течение длительного времени. Образующийся при этом рестит должен блокировать поступление расплава с соседних участков. 2. Образование больших объемов выплавов должно сопровождаться образованием больших объемов реститового материала повышенной плотности по периферии очагов магмагенерации, что не фиксируется геофизическими методами. 3. Не находит объяснения неодинаковая степень обеднения мантии при образовании земной коры разными некогерентными элементами.

Эти противоречия снимаются, если привлечь для объяснения процессов масштабного магмаобразования механизм сквозьмантийных и сквозькоровых флюидных потоков. Участие флюидных потоков, идущих из земных глубин, в магмаобразовании, со времен появления работы Д. С. Коржинского (1972), привлекается к объяснению тех или иных особенностей состава магматических пород [Магматические..., 1987]. Но они не считаются главными в генерации основной массы магматических образований. Лишь в последнее время появились работы, в которых для объяснения образования больших гранитоидных масс в коре привлекается механизм привноса вещества из мантии. Участие флюидов считается необходимым также для формирования щелочных мантийных пород и таких малораспространенных пород, как кимберлиты, карбонатиты и т. п. Существенную роль глубинным флюидам в магмаобразовании отводит А. А. Маракушев. Он считает, что «восходящие потоки флюидов глубинного происхождения «оказывают большое влияние на магматизм, стимулируя развитие флюидно-магматического взаимодействия и процессы магматического замещения субстрата, в котором развиваются магматические очаги (1988, с. 25).

Как было показано выше, мощность потока флюидов от границы ядро–мантия в пространстве непостоянная. На отдельных участках, где формируются плюмажи, она значительно больше. Сюда происходит приток вещества как снизу, так и по латерали. Флюидный поток, перемещаясь вверх, увлекает за собой труднолетучие элементы. Он реагирует с веществ-

вом мантии и коры, через которые просачивается, из потока экстрагируются те элементы, соединения которых будут способствовать появлению расплава (котектической смеси) при существующих на данном уровне $P-T$ условиях. При этом возникает градиент концентрации извлекаемых из флюида элементов, в результате чего усиливается их приток из глубин и по латерали. Другие элементы могут проходить данные участки транзитом. Состав извлекаемого из флюидных потоков вещества определяется не только $P-T$ условиями, но также составом самого потока и составом мантии и коры, которые различаются на разных участках. В результате образуются магмы с провинциальными различиями.

Предлагаемый механизм магмаобразования осуществляется, главным образом, путем разбавления существующей субстанции, что сопровождается увеличением объема. На определенных уровнях возникают более или менее стационарные условия для генерации магм близкого состава, сохраняющиеся до истощения флюидного потока.

Флюидные потоки (плюмажи) осуществляют привнос компонентов, необходимых для появления жидкой субстанции при данных $P-T$ условиях. Появление жидкой фазы резко усиливает масштабы привноса вещества, что, в свою очередь, влечет интенсификацию воздействия флюидного потока на окружающие образования. Появление даже минимального количества жидкой субстанции приводит к увеличению объема и уменьшению плотности вещества, что оказывает давление на вышележащие и боковые образования и способствует расширению и подъему фронта плюмажа.

Таким образом, основные процессы магмаобразования протекают в открытой системе при постоянном притоке вещества из глубины и перемещении его как вверх, так и по латерали. На определенных этапах ее эволюции, когда движение вверх вещества затруднено, она может на какое-то время стать полужакрытой.

На больших глубинах высокое всестороннее давление препятствует образованию больших объемов магматических масс. Жидкость содержится в минимальных количествах и лишь пропитывает твердое вещество. По достижении верхних уровней Земли (тектоносферы), где проявляются тектонические движения, при возникновении декомпрессии создаются условия для образования компактных магматических очагов. Глубина их появления и масштабы магмаобразования определяются жесткостью верхних горизонтов Земли, что, в свою очередь, обуславливает глубину влияния тектонических движений. Давление, оказываемое здесь возникшими магматическими массами, приводит к раздвижению блоков и, при относительно малой мощности или большой устойчивости верхней покрывки, к формированию поднятий.

Таким образом, главные процессы образования магмы разного состава, сходны. Различия в ее кислотности-основности, а также щелочности определяются необходимым котектическим составом для данных $P-T$ ус-

ловий. Существенное влияние на возникновение магмы оказывает состав и объем флюида.

Для фанерозоя наиболее благоприятная глубина генерации магм ультраосновного состава составляет первые сотни километров. Но высокое всестороннее давление препятствует образованию больших объемов магматических масс.

На верхних уровнях мантии, главным образом на уровне астеносферы, условия благоприятны для образования магм основного состава. Здесь уже становится возможным образование значительных магматических масс. На этих глубинах возникающая магма может воздействовать на вышележащие образования, поднимая и раздвигая их. Возникающие при этом расколы создают условия декомпрессии, что способствует образованию перегретой, следовательно, очень подвижной магмы. Магма, устремляясь по расколам к поверхности, способствует раздвижению блоков литосферы и дальнейшему падению давления в магмагенерирующей камере. Вследствие этого образуются прогибы. Падение давления приводит к усилению притока флюидов и привноса некогерентных элементов, необходимых для формирования магмы базальтового состава по ультраосновному субстрату вещества. В первую очередь, привносятся окислы алюминия, кальция, титана, кремния, щелочей с преобладанием натрия. Процесс формирования магмы происходит пульсационно.

Постепенный прогрев образований, перекрывающих магматическую камеру, приводит к перемещению границы магмообразования вверх, где возникают уже условия для генерации магм среднего, а затем и кислого составов. Для генерации средне-кислых магм необходим привнос преимущественно кремния и щелочей. При этом может возникнуть несколько разноглубинных магмагенерирующих камер, поставляющих близко одновременно магмы разных составов.

Дальнейшая эволюция магматизма связана с уменьшением мощности флюидного потока и возвратным движением ранее раздвигавшихся геоблоков. Возникают условия сжатия, складчато-надвиговых движений и метаморфизма. Условия сжатия препятствуют движению флюидов к поверхности и усиливают активное метасоматическое воздействие их на субстрат. В результате возникают условия для крупнообъемного гранитоидного магмаобразования, преимущественно, в условиях земной коры.

В результате метасоматического преобразования состав разных пород приближается к эвтектоидному. Гранитизацию должен бы сопровождать фронт базификации, который в необходимых масштабах для этого процесса либо не наблюдается, либо проявляется в незначительных масштабах. Выравнивание составов происходит, главным образом, путем разбавления вещества. Это подтверждает тезис об образовании магм путем разбавления вещества субстрата до эвтектоидного при данных P – T условиях.



Сведения для любознательных. Процесс разбавления вещества до эвтектоидного устанавливается в краевых частях массивов автохтонных гранитоидов. Вначале породы разного состава подвергаются порфиробластезу с образованием кристаллов полевых шпатов. В основной массе также растет содержание полевых шпатов и кварца. По мере приближения состава к эвтектоидному более лейкокраповые породы в первую очередь приобретают гранитоидный (в зависимости от P – T условий диоритовый, гранодиоритовый, гранитовый, лейкогранитовый) состав и облик. Более основные образования, постепенно приближаясь к гранитному составу, сохраняются в начале в виде первичных тел, затем в виде линз, а в конце – в виде шлировых обособлений. В результате тектонических напряжений может происходить деформация реститовых горизонтов, нарушаться первичная стратификация. По достижении эвтектического для данных P – T условий состава появляется магма, которая может внедряться в еще не переработанную до конца раму или в неизмененные породы, образуя интрузивные взаимоотношения. Ксенолиты подвергаются химическому воздействию, постепенно приближаясь к составу магмы, как бы растворяясь в ней. Если при этом возникают условия растяжения, то магма приобретает в результате декомпрессии повышенную подвижность и может поступать на поверхность в виде вулканических извержений. Подобным же образом генерируются магмы основного и ультраосновного составов, но в более глубоких горизонтах, в P – T условиях, необходимых для появления соответствующей эвтектики. Гранитоидное магмаобразование происходит преимущественно в условиях сжатия, что и определяет резкое преобладание среди кислых магматических пород plutonicких разностей. Магмы основного состава генерируются в условиях растяжения, что приводит к скоплению магмы на верхних уровнях магмагенерирующего очага и быстрому поступлению ее на поверхность. Поэтому магматические породы основного состава преобладают в вулканической форме.

Флюидные потоки от границы ядро–мантия, образующие плюмажи, развиваются пульсационно. При этом новое накопление и подъем флюидов может произойти как на том же месте (унаследованный плюмаж), так и возникнуть на новом месте (новообразованный плюмаж). Подъем плюмажа также происходит пульсационно, что обуславливает дискретный характер тектонических и магматических процессов. Продолжительность существования единого плюмажа соответствует в тектоносфере тектоно-магматическому циклу.

Эволюция магматизма в течение тектоно-магматического цикла связана с постепенным продвижением плюмажа (потока вещества и энергии) к поверхности. На начальных этапах его воздействия на тектоносферу выплавляется магма основного состава, в конце преобладает генерация кислой магмы.

1.7. ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Таким образом, из выше сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Земля состоит из оболочек (от периферии к центру): земная кора, верхняя мантия, нижняя мантия, внешнее ядро, внутреннее ядро. Кроме того, выделяются литосфера – твердая оболочка Земли, куда входят земная кора и верхи верхней мантии, и подстилающая ее астеносфера – слой по-

ниженной вязкости. Границы оболочек обусловлены скачкообразным изменением плотности за счет фазовых переходов и (или) изменения химического состава.

2. Из глубин Земли к поверхности идет постоянный поток легколетучих компонентов. Мощность его неодинаковая под разными структурами. Под устойчивыми структурами он наименьший, а под тектонически-активными – наибольший.

3. Изменения химического состава во времени в пределах Земли, в общем, выражаются в обогащении верхних уровней более легкоплавкими компонентами.

4. От периферии к центру Земли увеличиваются литостатическое давление и температура. Рост литостатического давления увеличивает плотность вещества с преобразованием минералов в более плотные модификации, а рост температуры препятствует этому.

5. Соотношение давления, температуры и состава пород в глубинах Земли таково, что вещество находится преимущественно в квазитвердом состоянии. В астеносфере и внешнем ядре существуют условия для появления жидкой субстанции.

6. Наблюдается повсеместная латеральная неоднородность строения оболочек Земли, которая уменьшается с глубиной.

1.8. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Для того чтобы определиться с процессами формирования планеты Земля, необходимо, кроме ее современного строения, знать присущие ей геофизические поля и их изменение во времени. Они, с одной стороны, определяют эволюцию вещества планеты, с другой – являются результатом состояния этого вещества. Ниже мы остановимся только на тех положениях геофизики, которые необходимы для познания возникновения и главных закономерностей развития нашей планеты. Изложение их приводится по В. Н. Жаркову [1983] в сокращенном варианте с добавлениями и изменениями, согласно материалам других исследователей.

1.8.1. Сейсмичность Земли

Сейсмичность – это проявление и распределение землетрясений, их энергетика, связь с региональными структурными особенностями разных глубинных уровней Земли. Землетрясения возникают при резких смещениях каких-либо объемов вещества в ее пределах. При землетрясении возникают упругие колебания, называемые сейсмическими волнами. Они распространяются, постепенно угасая, во всем объеме Земли. Участок, из которого излучаются сейсмические волны, называется очагом землетрясе-

ния. Размеры его в поперечнике могут достигать нескольких километров. Одноразовые смещения в очагах землетрясения не превышают первые метры. Но повторяются они на одних и тех же участках неоднократно. В результате амплитуда суммарных перемещений достигает больших величин, что и фиксируется при изучении разломов.

Геологическое значение землетрясений, кроме перемещений по разломам, заключается еще и в том, что сейсмические колебания способствуют движению вещества Земли во всем ее объеме. Землетрясения в хрупкой среде приводят к возрастанию порового пространства за счет раскрытия старых трещин и возникновения новых. Это резко увеличивает скорость движения флюидов и их воздействие на вмещающие образования. Сейсмические волны, по-видимому, способствуют гомогенизации магмы и служат толчком к ее движению к поверхности.

По глубине расположения очагов землетрясений они делятся на неглубокие (литосферные), до 70 км, промежуточные (астеносферные), от 70 до 300 км, и глубокие, более 300 км. Глубже 720 км центров землетрясений не наблюдалось. Чем глубже очаги землетрясений, тем реже они проявляются.

При землетрясениях выделяется огромная энергия, которая оказывает существенное влияние на тектонические процессы. За год в среднем выделяется $\sim 10^{25}$ эрг, что составляет примерно 10^{-3} от теплового потока из недр Земли.

Очаги землетрясений сосредоточены в относительно узких зонах — сейсмических поясах, разделяющих слабо сейсмичные или асейсмичные блоки. Согласно концепции тектоники плит, эти пояса трассируют границы современных литосферных плит.



Сведения для любознательных. Главные современные сейсмические пояса по Б. Гутенбергу и Ч. Рихтеру:

1. Тихоокеанский, окаймляющий по периметру акваторию Тихого океана, с ответвлениями.
2. Альпийский, прослеживающийся от Индонезии, где соединяется с Тихоокеанским, до Гибралтара и далее до Срединно-Атлантического хребта.
3. Памиро-Байкальский, ответвляющийся от Альпийского в районе Памира к северо-востоку через Байкальскую рифтовую систему до Камчатки и Корякии, где соединяется с Тихоокеанским.
4. Атлантически-Арктический, приуроченный к Срединно-Атлантическому хребту и прослеживающийся от Южной Атлантики через Ледовитый океан до хр. Черского на северо-востоке Евразийского материка.
5. Пояса Индийского океана, образующие тройное сочленение к юго-востоку от о. Мадагаскар.
6. Пояс Восточной Африки, обусловленный системой рифтов.
7. Центрально-Тихоокеанский, ответвляющийся от Тихоокеанского кольцевого в районе Центральной Америки.

Землетрясения проявлялись, несомненно, на протяжении всей истории Земли, с момента ее аккреции. Но роль их в тектоно-магматических процессах в разные периоды была неодинаковой. На ранних стадиях развития планеты, когда верхние ее части были пластичными, причиной сотрясений было, по-видимому, преимущественно падение крупных метеоритных тел. С появлением твердой оболочки и возрастанием ее мощности росла роль землетрясений, связанных с резкими перемещениями отдельных блоков по разломам.

1.8.2. Гравитационное поле Земли

Гравитационное поле Земли отражает распределение масс в недрах планеты и определяет ее внешнюю баллистику. Гравитация — основная причина возникновения и эволюции планеты. Процессы, протекающие в ее пределах, главным образом, определяются стремлением вещества к равновесному распределению в гравитационном поле.

Напряженность гравитационного поля обусловлена плотностью воздействующих на него вещественных объектов. Исследования гравитационного поля Земли показало, что плотность является возрастающей функцией глубины. Ее возрастание происходит за счет сжатия под давлением вышележащих пород, роста с глубиной концентрации тяжелой компоненты и уплотнения при фазовых переходах при высоких давлениях. Появление участков пониженной плотности в недрах Земли за счет разогрева, увеличения флюидной составляющей, полного или частичного плавления приводит к нарушению равновесия (возмущению) гравитационного поля. Вещество пониженной плотности стремится занять более высокое положение и при малейшей возможности начинает перемещаться вверх.



Сведения для любознательных. По данным наземных геофизических наблюдений было установлено, что Земля находится в состоянии гидростатического (радиально направленного) напряжения, обусловленного давлением. Но изучение гравитационного поля с помощью спутников показало, что, наряду с гидростатическим напряжением, существуют и касательные. Они связаны с отклонением фигуры Земли от сферической и проявляются не только в верхних слоях, но и в нижней мантии. Распределение напряжений гравитационного поля в недрах Земли установить очень трудно. Можно лишь предполагать, что существует как вертикальный, так и горизонтальный градиент, который играет существенную роль в процессах эволюции планеты.

Казалось бы, что крупные поднятия (горы) должны воздействовать на гравитационное поле Земли, увеличивая его напряженность. На самом же деле этого не происходит и общее гравитационное поле Земли не связано с топографическими особенностями. Горы, сложенные относительно легкими породами земной коры, имеют «корни», сложенные также легкими породами, погруженными в более тяжелую мантию. Следовательно, мантия залегает здесь на большей глубине. Это явление называется изостазией (компенсацией). Земная кора как бы плавает на подстилающих мантийных породах, как льдины на воде. Но сейсмические волны показывают, что мантия находится в

твердом состоянии. Этим обусловлено то, что на колебания с периодом секунд, часов и суток она реагирует как упругое твердое тело. На движения же с периодом в десятки тысяч лет все вещество мантии (и нижних частей коры) реагирует как жидкость. Ее вязкость равна порядка 10^{21} пуаз. Поэтому под нагрузкой воздымающихся блоков мантия прогибается и под континентами она погружена на большую глубину, чем под океанами, на величину компенсации разности масс коры. В среднем напряженность гравитационного поля на поверхности всей Земли имеет близкий фон и изменяется только под воздействием конкретных геологических тел.

На гравитационное поле Земли оказывают влияние космические тела. Согласно закону Ньютона, их воздействие прямо пропорционально массе тел и обратно пропорционально квадрату расстояния до них. Отсюда следует, что наибольшее влияние на гравитационное поле Земли оказывает Луна. Это подтверждается и наблюдениями. Вращаясь вокруг Земли, Луна волнообразно увеличивает напряженность гравитационного поля. Особенно интенсивное воздействие Луна оказывает на водные массы, образуя приливы и отливы. Но и на литосферу ее влияние весьма ощутимо. В литосфере тоже образуется волна амплитудой до десятков сантиметров. Эти возмущения гравитационного поля оказывают существенное влияние на развитие Земли и часто являются «спусковым крючком» для тектоно-магматических процессов. Образующаяся приливная волна воздействует на скорость вращения Земли, замедляя его. Во времени это приводит к возрастанию продолжительности суток. Согласно расчетам, замедление вращения Земли приводит к удалению Луны от нее. А это уменьшает ее воздействие на гравитационное поле Земли. Следовательно, в ранние периоды существования планеты Луна была намного ближе к Земле и оказывала значительно большее влияние на тектоно-магматические процессы.

Влияние других космических тел на гравитационное поле Земли менее существенно. Но оно резко усиливается в определенные периоды, когда все планеты оказываются с одной стороны Земли. Изменяется и гравитационное влияние космоса при вращении Солнечной системы вокруг центра Галактики. Период этого обращения около 250 млн лет и называется он галактическим годом. Тектоно-магматические процессы на Земле имеют близкую периодичность, что может свидетельствовать об их связи с положением Солнечной системы в Галактике.

Напряженность гравитационного поля Земли зависит от ее массы. Если масса Земли на протяжении всей ее истории не изменялась, тогда и гравитационные силы оставались бы постоянными. Но имеются основания для предположения, что первоначальная масса Земли была значительно больше современной и уменьшилась в процессе эволюции в результате потерь значительного объема газовой составляющей. В то же время масса ее увеличивалась за счет падения метеоритов, объем которых был особенно значительным в ранние стадии существования Земли, но не мог компенсировать потери.

1.8.3. Магнитное поле Земли

Магнитные поля широко распространены во Вселенной. Они существуют у звезд, в космическом пространстве, магнитное поле есть у Солнца и планет. Имеется оно и у Земли. Источники геомагнитного поля делятся на внутренние, расположенные внутри Земли, и внешние, расположенные вне ее. Как показали исследования геомагнитного поля, почти весь земной магнетизм имеет источники внутри Земли, а внешние источники не оказывают существенного влияния на него. Источник внутреннего поля, за исключением небольшого фона от намагниченности горных пород, располагается во внешнем жидком земном ядре.

В собственно магнитном поле Земли резко преобладает дипольная компонента. Величина земного магнитного диполя не остается постоянной. В настоящее время она уменьшается. Но, как показали палеомагнитные исследования, величина магнитного диполя изменяется около некоторого среднего значения, близкого современному. Установлено, что период такого колебания длится около 8000 лет. Есть и другие периоды его колебаний.

Точки, в которых ось диполя пересекает земную поверхность, называются геомагнитными полюсами. Ось диполя наклонена к оси вращения Земли на $11,5^\circ$. Центр диполя в настоящее время смещен относительно центра планеты на 0,07 радиуса Земли.

В геомагнитном поле Земли периодически происходит смена полярности, когда полюса меняются местами. Существование геомагнитного поля определенной полярности имеет разную продолжительность. Частота смены полюсов хорошо коррелируется с тектоно-магматической активностью Земли и, по-видимому, причинно с ней связана.

Явление смены полярности геомагнитного диполя послужило основой для создания геомагнитной хронологической шкалы. В настоящее время имеется шкала для последних 160 млн лет, но ее существование признается не всеми исследователями [Власов, Мишин, 1992]. По мнению сторонников тектоники литосферных плит, полосчатая структура магнитных аномалий океанического дна, расположенных симметрично относительно срединно-океанических хребтов, позволяет оценить с помощью геомагнитной шкалы скорость раздвижения океанического дна. Но при детальном изучении этих аномалий устанавливаются многочисленные нарушения такой симметрии [Власов, Мишин, 1992], что заставляет сомневаться в их природе.

Современная теория геомагнетизма исходит из предположения, что в жидком, состоящем преимущественно из железа, внешнем ядре вследствие каких-либо причин возникает тепловая или гравитационная конвекция. Это приводит к гидродинамическим течениям электропроводящей жидкости. В результате возникает электрический ток, который создает магнитное поле.



Сведения для любознательных. Предполагается, что жидкое ядро, в отличие от мантии Земли, не вращается как единое целое вокруг земной оси с заданной угловой скоростью, а находится в состоянии дифференциального вращения, когда разные слои ядра вращаются с несколько различными скоростями. Вследствие гравитационной дифференциации в жидкой части ядра легкие частицы всплывают, а тяжелые погружаются. При этом частицы сохраняют момент количества движения относительно оси вращения Земли: всплывающие частицы будут как бы замедляться по отношению к жидкости, куда они попадают, а погружающиеся – ускоряться. В результате наружные слои жидкой части ядра будут испытывать замедление и отклоняться к западу, а внутренние – ускорение и отклоняться к востоку. Так возникает дифференциальное вращение внешнего ядра и продуцируется магнитное поле.

Существует две гипотезы гравитационной конвекции в ядре, поддерживающие работу гидродинамического динамо в нем. Юри считает, что образование земного ядра все еще продолжается за счет стекания железа из мантии в ядро. И это поддерживает гравитационную конвекцию, а, следовательно, и магнитное поле. С. И. Брагинский считает, что в настоящее время все еще продолжается рост внутреннего твердого ядра Земли. При кристаллизации из железа выделяются легкие примеси, всплывание которых и приводит в действие гидродинамо. Вполне возможно, что действуют оба механизма совместно.

В. В. Кузнецов предлагает альтернативную гипотезу генезиса магнитного поля Земли и планет, по его мнению, лучше объясняющую его свойства. Согласно этой гипотезе во внешнем жидком ядре существует двойной электрический слой: отрицательный во внешнем его радиусе и положительный – во внутреннем. Это создает замкнутые электрические токи, что и приводит к возникновению магнитного поля.

По данным палеомагнитных исследований магнитное поле Земли существовало на самых ранних датированных современными методами этапах ее развития. А так как, по господствующим современным представлениям, магнитное поле продуцируется в жидкой части ядра, то предполагается, что земное ядро всегда имело двухслойное строение и возникло через относительно короткий срок после ее аккреции. И, если параметры магнитного поля в течение истории Земли существенно изменялись, то только вследствие изменений во внешнем жидком ядре.

Принято считать, что географические и магнитные полюса во времени не меняли свое положение, а лишь испытывали колебательные движения возле определенных точек на поверхности Земли, хотя, как установлено, эти колебания значительны. Согласно тектонике литосферных плит, из этого следует, что установленная миграция полюсов в истории Земли кажущаяся. На самом деле перемещались не полюса, а литосферные плиты.

Существует и альтернативная, с позиции автора, более обоснованная точка зрения [Движение..., 1976], согласно которой происходит движение полюсов не только колебательное, но и направленно-необратимое. Оно может быть вызвано разными причинами: конвекцией в мантии, Землетрясениями, скольжением коры по мантии, смещением самого ядра, воздействием космического поля и т. д. Устанавливается взаимосвязь скорости перемещения (кажущегося или истинного) полюса с интенсивностью тектонических движений.

О собственных движениях магнитного полюса имеются установленные данные. Они имеют как колебательный характер, так и направленный. Было установлено [Физика..., 1989], что кривые перемещения магнитного полюса по наблюдениям в отдельных регионах за 150 лет имеет протяженность до 10° дуги большого круга. Это нельзя объяснить перемещением самих регионов. Но, «если за 150 лет средний магнитный полюс какого-либо региона может сместиться на 10° , то почему он не может сместиться на ту же или большую величину за гораздо более длительное время?» [Физика..., 1989, с. 75].

Существует также точка зрения, которую высказал А. Н. Ромашов (2003), что магнитное поле является мультидипольным. В отдельные периоды истории Земли магнитное поле обладало разным количеством диполей, а палеомагнитные исследования определяют их суммарный эффект. В настоящее время существует два южных и северных полюса и современный дипольный характер магнитного поля является до некоторой степени случайным явлением, свойственным определенной стадии развития планеты. По мнению А. Н. Ромашова, неизбежно смещение магнитных полюсов на поверхности Земли в направлении ее вращения по отношению к очагам дифференциации вещества. С этой позиции привлечение палеомагнитных исследований для обоснования перемещения плит становится бессмысленным.

1.8.4. Электрическое поле Земли

Электрические процессы, по-видимому, интенсивно проявляются в пределах Земли, но значение их для развития Земли еще слабо изучено. Они, по-видимому, могут оказывать существенное влияние на миграцию вещества в глубоких горизонтах планеты, особенно при появлении жидкой субстанции. Интенсивность электрических процессов в пределах Земли во многом определяется электропроводностью, которая, в свою очередь, зависит от состояния и состава среды.



Сведения для любознательных. Выводы об электропроводности земных недр характеризуются еще значительной неопределенностью и базируются во многом на теоретических расчетах и экспериментах с веществом при высоких температуре и давлении. Установлено, что электропроводность быстро растет по мере приближения к температуре плавления вещества. А температура нарастает с ростом глубины. Следовательно, с глубиной растет электропроводимость. Проводимость скачкообразно возрастает при переходе вещества из твердого состояния в жидкое. Но давление повышает температуру плавления вещества и поэтому препятствует быстрому росту проводимости. Рост проводимости происходит и при фазовых переходах, с появлением более плотных модификаций.

На основании исследований электрических свойств горных пород при высоких температурах и давлениях Н. М. Ротановой (1989) были высказаны следующие предположения относительно электропроводимости в глубоких зонах Земли. Главным ми-

нералом верхней мантии является оливин. С ростом температуры и давления оливины превращаются из изоляторов в полупроводники, для которых характерны три типа проводимости: примесная, собственно ионная и собственно электронная. Примесный тип проводимости проявляется при температурах менее 1300 К, распространен до глубины в первые десятки километров и не имеет существенного значения в глубоких частях Земли. Для верхней мантии характерен собственный ионный механизм проводимости. Влияние этого механизма уменьшается с ростом давления. Оно уменьшается и на границе со слоем С. Но с глубин ~400 км проводимость вновь возрастает. Предполагается, что в слое С возникает дополнительный механизм проводимости, связанный с фазовым переходом оливинов и изменением проводимости с ионной на собственно электронную. А нижняя мантия является во всем своем объеме электронным полупроводником.

Геоэлектрический разрез, построенный по вариациям естественного магнитного поля, имеет следующие особенности.

1. Самый верхний слой Земли мощностью несколько километров за счет влияния мирового океана имеет проводимость порядка единиц Ом/м.
2. До переходной зоны С располагается слой пониженной проводимости со значениями 10^{-3} Ом/м. В отдельных регионах проявляются проводящие слои и высоко проводящая астеносфера.
3. В переходном слое к нижней мантии и в ее верхней части электропроводимость резко возрастает, что связывается с фазовыми переходами.
4. В нижней мантии электропроводимость возрастает примерно в тысячу раз и вблизи границы ядро–мантия достигает $2,1\text{--}2,8 \cdot 10^3$ Ом/м.
5. На границе ядро–мантия происходит резкий скачок проводимости. В ядре она составляет $10^5\text{--}10^6$ Ом/м.

Таким образом, электропроводимость недр с глубиной, в общем, нарастает. Она возрастает скачкообразно на участках фазовых переходов или появления жидкой фазы: в астеносфере, во внешнем жидком ядре и на других участках, где возникают условия для существования жидкости даже в минимальных объемах.

Изучению влияния электрических полей на процессы в земных недрах уделяется мало внимания. Но, вероятно, оно весьма значительно. Отдельные работы показывают, что потенциал электрополя резко возрастает вокруг не застывших магматических масс. Это во многом определяет метасоматическое воздействие магмы на вмещающие породы. Разность потенциалов между магматическими массами и вмещающими породами резко усиливает скорость перемещения вещества. Движению вещества в электрическом поле способствует и наличие флюидов, играющих роль электролитов. Вероятно, разность потенциалов существует и в самой магматической камере, что способствует перемешиванию вещества и его гомогенизации в ее пределах.

1.8.5. Тепловое поле Земли

Геотермика изучает тепловое состояние Земли и распределение температур в ее недрах. А это тесно связано с распределением источников тепла. Вопросы геотермики имеют главное значение для любых гипотез возникновения и эволюции Земли, так как температура вместе с давлением

определяют состояние вещества и его свойства, следовательно, и процессы, протекающие в нем.

Тепловой поток постоянно идет из глубин Земли к поверхности, поддерживая ее современное состояние, и затем рассеивается в космическом пространстве. Этот поток характеризует, в основном, энергетику планеты. Все остальные процессы, протекающие в земных недрах, с энергетической точки зрения являются сопровождающими тепловую эволюцию Земли. Подсчитано, что Земля выделяет 10^{28} эрг в год тепловой энергии.

Температура недр Земли возрастает с глубиной. Геотермический градиент, который указывает, на сколько градусов повышается температура вещества на единицу углубления, в литосфере варьирует в широких пределах: от 10 до 50 град/км. В среднем у поверхности Земли геотермический градиент составляет 20 град/км.

Теплопроводность (способность вещества передавать тепловую энергию) вещества Земли неодинаковая и зависит от его состава и состояния. Температурный градиент (ΔT) и теплопроводность (λ) пород в верхних слоях Земли определяют размеры теплового потока (δ) на ее поверхности (потеря тепла планетой на единице площади). Он вычисляется по формуле:

$$\delta = \lambda \cdot \Delta T.$$

Измеренные величины теплового потока являются интегральной мерой термического состояния верхнего слоя Земли мощностью несколько сотен километров. Они различаются для разных типов тектонических структур. В среднем на поверхности Земли тепловой поток составляет $1,48 \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · с). Для континентов он равен $1,41 \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · с), для океанов – $1,51 \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · с).

Распределение температур в недрах установить весьма сложно, поэтому оно определено лишь приблизительно, на основании данных о состоянии вещества и температурах фазовых переходов, глубина которых известна более или менее точно. Рассчитанные по температурному градиенту температуры уточняются реперными данными. Таковыми являются температуры плавления базальтов – первичных магматических очагов под вулканами, установленных на глубине около 100 км. Лабораторные данные показывают, что температура плавления на глубине 100 км должна быть равной 1500 °С. Температура лав равна ~1200 °С. По-видимому, более высокие температуры получены в лабораториях без учета влияния летучих на температуру плавления. Другой реперной точкой служит фазовый переход на глубине около 400 км, температура которого равна 1600 ± 50 °С. Так как мантия представляет собой твердый субстрат, то температура на всех ее уровнях, кроме астеносферы, не должна превышать температуру его плавления при соответствующих давлениях.

Следующей реперной точкой служит граница мантии и внешнего ядра, которое находится в расплавленном состоянии. Если действительно ядро состоит в основном из железа, то, согласно лабораторным данным, температура плавления железа при давлении на границе ядро–мантия, равном $\sim 1,4 \cdot 10^6$ бар, не более 4600 К. Но ядро состоит, по-видимому, не из чистого железа, а содержит понижающие температуру его плавления добавки. Поэтому считают, что температура на границе ядро–мантия приходится на интервал $4\text{--}5 \cdot 10^3$ К. Теоретические расчеты, исходящие из этого положения, показывают, что температура в центре Земли близка к $6 \cdot 10^3 \pm 1 \cdot 10^3$ К.

Вопросы геотермики имеют важнейшее значение для гипотез образования Земли. Возникла ли Земля из холодной материи и в дальнейшем разогрелась? Или она изначально была разогретой и в дальнейшем постепенно остывала? Отсюда важно определить источники тепла Земли, их эволюцию и вклад в ее энергетику.

Значительное выделение тепла должно было произойти при аккреции Земли в результате возрастания плотности (гравитационного сжатия). Это привело к первичному разогреву планеты. В дальнейшем включился механизм дифференциации вещества Земли с разделением его на кору, мантию и ядро. Этот процесс, по-видимому, действует и в настоящее время и сопровождается выделением тепла. Вероятнее всего предположить, что дифференциация вещества Земли со временем становится слабее и, соответственно, сокращается вклад выделяемого при этом тепла в энергетику планеты. Как считает В. Н. Ларин, большое количество тепловой энергии выделяется при взаимодействии водорода, законсервированного в глубинах Земли при ее формировании, с твердым субстратом. По его мнению, этой энергии достаточно, чтобы проявились все процессы в пределах планеты.

Другой источник тепловой энергии – радиоактивный самопроизвольный распад некоторых изотопов. В первую очередь это уран, торий и калий. Количество их в результате распада со временем уменьшается (рис. 2). Кроме того, в начальные периоды существования планеты имели место короткоживущие изотопы (^{244}Pu , ^{129}I , ^{26}Al и др.), которые также внесли свой вклад в энергетический баланс Земли.

Следовательно, количество тепла, выделяемого при радиоактивном распаде, со временем сокращается. Первичное распределение радиоактивных элементов в пределах Земли, вероятнее всего, было более равномерным, чем в настоящее время. Соответственно, более равномерно выделялось тепло радиоактивного распада. Вследствие дифференциации вещества Земли радиоактивными элементами оказались обогащенными верхние уровни Земли. В пределах коры и сейчас сосредоточено выделение тепла радиоактивного распада.

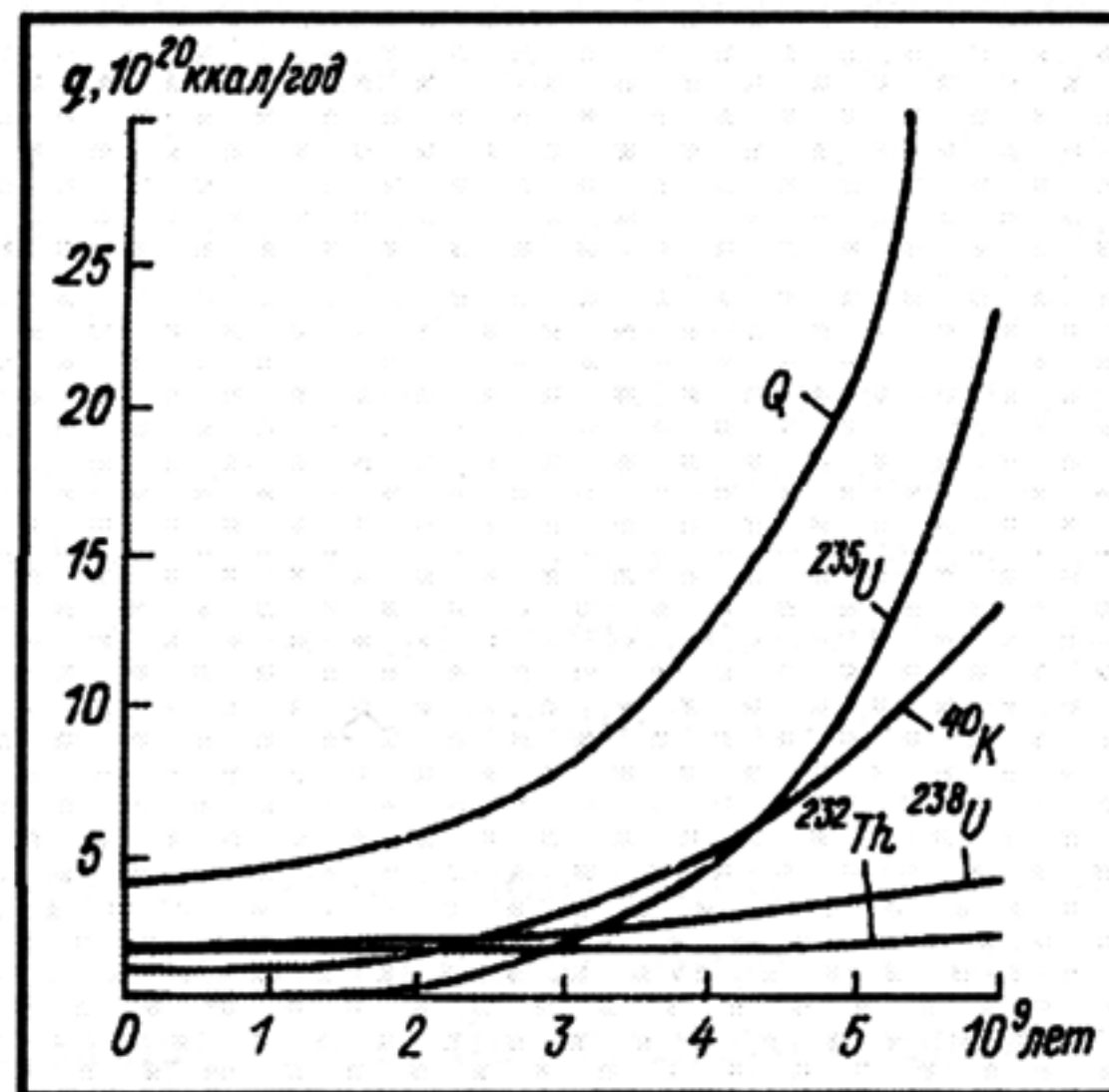


Рис. 2. Выделение тепла главными радиоактивными элементами в течение геологического времени [Салоп, 1982, с изменениями]:

Q – кривая суммарного выделения тепла всеми главными радиоактивными элементами

Значительное количество тепловой энергии выделяется при падении метеоритов на Землю. Считается, что Земля на заре своего существования подверглась массовой бомбардировке метеоритами и астероидами, которые могли достигать значительных размеров. «Раннее поток падавших на планету тел был в миллионы раз мощнее» [Витязев А. В., Печерникова Г. В., 2003, с. 233]. Г. Грива (1980) предположил, что за период 4,5–3,9 млрд лет на Землю упало около 3000 небесных тел диаметром более 100 км, из них не менее 25 – диаметром около 1000 км. Со временем количество метеоритов значительно сократилось. Массовое падение небесных тел в начальные периоды жизни планеты могли привести к значительному разогреву ее верхних горизонтов.

По-видимому, значительное количество тепловой энергии выделяется в результате разнородного движения вещества в жидком внешнем ядре [Летников, 2001]. По мнению О. Г. Сорохтина, значительный вклад в энергетику Земли приносит выделение тепла в результате приливного воздействия Луны. «Образование Луны и ее дальнейшее взаимодействие с Землей существенно разогрели нашу планету и значительно ускорили ее геологическое развитие» [Сорохтин, 2007, с. 141]. Этот вид энергии в результате возрастания расстояния между Луной и Землей со временем должен был уменьшаться.

Солнечная энергия также вносит свой вклад в тепловой баланс поверхности Земли. Предполагается, что раньше Солнце светило более ярко, следовательно, прогревало поверхность Земли интенсивнее. Отсутствие

или слабое проявление магнитного поля способствовали поступлению вещества солнечного ветра, что также приводило к разогреву как атмосферы, так и поверхности Земли.

Таким образом, верхние слои Земли в начальные периоды существования разогревались более интенсивно, чем ее глубокие части. Но и основные потери тепла происходили, в основном, с поверхности. Однако высокие содержания в первичной атмосфере углекислого газа препятствовали рассеиванию тепла в космическое пространство. Потери тепла происходили, по-видимому, и в результате испарения первичного вещества пылегазового облака, законсервированного в процессе аккреции Земли в ее ядре (см. далее).

Теплопроводность силикатной мантии и коры относительно низкая. Поэтому индуктивный перенос тепла из глубин к поверхности происходит очень медленно. Более интенсивный вынос тепла к поверхности происходит кондуктивным способом при перемещении более нагретого вещества нижних уровней планеты вверх. По мнению одних это происходит с помощью конвекции, по мнению других – с помощью подъема плюмажей. В любом случае интенсивный вынос тепла с глубоких уровней Земли возможен только с помощью вещественных теплоносителей. В основном тепловая энергия внутренних частей Земли выносится флюидными потоками [Летников, 2001].

Контрольные вопросы

1. Современные состав, температура и плотность атмосферы.
2. Современный солевой состав гидросферы.
3. Состав биосферы.
4. Типы земной коры.
5. Строение мантии Земли.
6. Строение ядра Земли.
7. Газовый режим Земли.
8. Условия магмообразования.
9. Геологическое значение сейсмичности.
10. Чем обусловлено гравитационное поле Земли?
11. Природа магнитного поля Земли.
12. Чем обусловлено тепловое поле Земли?

2. РОЖДЕНИЕ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ

Когда б вы знали, из какого сора...

Анна Ахматова

Планета Земля является космическим телом и формирование ее – процесс космический. Поэтому для определения условий и процессов, приведших к ее возникновению, необходимо обратиться к космологии. В последнее время происходит интенсивное накопление данных о строении Вселенной и протекающих в ней процессов, что позволяет отбраковать часть существовавших ранее гипотез происхождения Земли. В то же время многое в этих вопросах еще остается неоднозначным. Так как Земля является частью Солнечной системы и Вселенной, то необходимо вначале остановиться на гипотезах их возникновения.

2.1. ОБРАЗОВАНИЕ ВСЕЛЕННОЙ

Как считается в космологии, Вселенная возникла 15–20 млрд лет назад в результате Большого взрыва. Вся ее масса перед взрывом была сосредоточена в очень малом объеме с огромной силой гравитации и температурой 10^{32} градуса. При такой температуре не могут существовать даже атомы. Вещество состояло из более элементарных частиц. Главными из них являются кварки, из которых и состоят атомы.

В результате Большого взрыва Вселенная стала расширяться, а температура – уменьшаться вплоть до современной, составляющей 3 °C выше абсолютного нуля. С падением температуры возникли условия для синтеза элементов верхней части таблицы Менделеева. Вначале синтезировался водород, затем гелий и т. д. Возникшие элементы под воздействием сил гравитации объединялись в сгустки, которые превратились затем в звезды. Сами звезды располагаются не равномерно, а в виде скоплений, которые называются галактиками. В галактиках звезды также расположены неравномерно. Больше их количество сосредоточено вблизи центров галактик. К краевым частям галактик плотность звезд уменьшается.

Существует 4 типа галактик: дисковидные спиральные, эллиптические, линзообразные и неправильные. Большинство галактик (60 %) относятся к дисковидным спиральным. Наша Галактика также имеет дисковидную форму с несколькими спиралевидными ответвлениями по краям. В спиральных рукавах сосредоточены молодые звезды, нагреваемые ими газовые облака и холодные газопылевые облака. Основная масса газа в галактиках находится в виде нейтральных атомов. В плотных облаках, при эволюции которых формируются системы типа Солнечной, температура близка к 10 К [Новиков, 1990].

В недрах звезд возникали условия для синтеза тяжелых элементов. Вероятно, синтез элементов в разных звездах протекал неодинаково. Это привело к неравномерному распределению как самих элементов, так и их изотопов.

Звезды зарождались, развивались и заканчивали свое существование в результате взрывов, поставляя пылегазовое вещество в межзвездное пространство. Затем возникали звезды нового поколения, которые аккумулировали вещество ранее существовавших звезд. Солнце является звездой третьего поколения.

Космическое вещество состоит на 99 % из газа, 1 % составляет пыль. Преобладают водород и гелий, которые составляют соответственно около 85 % и 15 %, содержание остальных элементов суммарно не превышает 1 %. Отмечаются [Мартынов, 1988] следующие главные особенности распределения элементов в космическом веществе: 1) легколетучие элементы: C, N, O, Ne – преобладают над металлами; 2) характерны крайне низкие содержания легких элементов: Li, Be, B; 3) на фоне общего уменьшения содержаний элементов с ростом их атомной массы наблюдаются повышенные количества элементов группы железа (Fe, Ni, Mn, Cr), а также Mg, Si, S, т. е. элементов с четными номерами.

Исследование космоса в последние годы в инфракрасной части спектра со спутника показали наличие в нем больших объемов холодного вещества и довольно значительные содержания молекул воды в космическом веществе. Она присутствует и в кометных образованиях. По-видимому, значительные ее объемы присутствовали и в первичном пылегазовом облаке, из которого сформировалась Солнечная система.

2.2. ОБРАЗОВАНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Солнечная система включает звезду – Солнце, расположенную в ее центре; 9 планет, которые расположены в следующей последовательности от центра: Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун; малые планеты, спутники планет, астероиды, кометы, метеориты и рассеянное космическое вещество. Недавно международное общество астрономов перевело Плутон в ранг малых планет, так как он не соответствует по своим свойствам настоящим планетам.

Солнечная система располагается в краевой части Галактики между двумя спиральными рукавами на расстоянии около 10 килопарсек (1 парсек равен 206 265 астрономических единиц, 1 астрономическая единица равна расстоянию от Земли до Солнца – 149 600 000 000 м) от ее центра. Солнце движется в пространстве со скоростью 240 км/сек, вращаясь вместе с другими звездами вокруг центра Галактики. Один полный оборот продолжается 250 млн лет и называется галактическим годом. Многие признаки указывают, что интенсивность процессов в пределах Земли в

значительной степени связана с положением Солнечной системы на галактической орбите.

Возникла Солнечная система в результате эволюции пылегазового облака, начальная температура которого была близка к абсолютному нулю. Предполагается, что в результате воздействия пролетавшего мимо крупного космического тела облако получило вращательный момент и в дальнейшем эволюционировало под воздействием внутренних сил. Изначально оно было неоднородным.



Сведения для любознательных. Существует две альтернативные группы гипотез образования Солнечной системы. Одна группа гипотез предполагает, что вначале возникла звезда – Солнце, а затем – остальные элементы Солнечной системы. По одним представлениям возникшее Солнце захватило в дальнейшем пылегазовое скопление, из которого затем возникли планеты и другие тела системы. По другим – Солнце имело вначале значительно большую массу, чем в настоящее время. В результате внутренней неустойчивости или под влиянием другого космического тела (звезды), пролетавшего вблизи, из Солнца произошел выброс вещества, из которого и сформировалась существующая система. Эти гипотезы в настоящее время считаются устаревшими, не соответствующими установленным данным.

Согласно другой группе гипотез, которой придерживается большинство исследователей, образование Солнца и других элементов системы произошло близко одновременно из одного и того же пылегазового облака. Ученые, разделяющие эту точку зрения, расходятся во взглядах на природу начального импульса, включившего механизм формирования Солнечной системы. Одни предполагают, что это произошло под влиянием какого-либо космического тела (звезды), другие считают, что это произошло в результате саморазвития облака.

Первоначально скопление материи, из которого сформировалась Солнечная система, имело, по-видимому, более или менее изометричную форму. В какой-то момент оно получило вращательное движение, скорее всего под влиянием извне, и в результате превратилось в дископодобное образование.

В настоящее время во Вселенной установлены объекты в разной стадии формирования систем типа Солнечной. Выявлены пылегазовые облака, в которых еще не зародились крупные тела; звезды, окруженные пылегазовым облаком, т. е. находящиеся в начальной стадии формирования планет; и системы типа Солнечной: звезды с планетами. «К настоящему времени обнаружены и исследуются уже более 300 газопылевых дисков около молодых звезд солнечного типа» [Витязев А. В., Печерникова Г. В., 2003, с. 233].

Считается, что Солнце является звездой третьего поколения, т. е. оно, а следовательно, и вся Солнечная система, сформировалось из материала разрушения звезд ранее существовавших поколений, которые возникли после разрушения первичных звезд. Ранее предполагалось [Сафронов, 1993], что первичное пылегазовое облако было очень сильно разогретым и, вследствие турбулентных движений, гомогенным. Действительно, первые исследования изотопного состава метеоритов показали его однообразие. Но в дальнейшем, в результате совершенствования технологии определения изотопов, выявились разнообразные изотопные аномалии. Например, в различных включениях углистого хондрита Allende для O, Si, S, Ca, Ti, Cd и благородных газов были обнаружены аномальные изотопные составы, которые нельзя объяснить радиоактивным распадом. «Существование таких аномалий является несомненным доказательством того, что Солнечная туманность не была изотопно-гомогенной» [Фор, 1989, с. 174]. Изотопные аномалии во включениях углистого хондрита Виралано ряда эле-

ментов также указывают на существование в протосолнечной туманности резервуаров с различными содержаниями изотопов.

В некоторых метеоритах были обнаружены аномально высокие содержания изотопов Xe, Ag, Mn, Al, Fe, которые образуются при радиоактивном распаде радиоактивных изотопов с относительно короткими периодами полураспада и потому давно вымерших [Шуколюков, 1996]. Эти вымершие изотопы не могли образоваться при различных ядерных процессах в Солнечной системе, а являются частями космического вещества, отличного от того, из которого она, главным образом, сформировалась.

Таким образом, полученные в последнее время данные по изотопному составу метеоритов однозначно свидетельствуют о том, что пылегазовое облако, из которого возникла Солнечная система, было изотопно-неоднородным. По-видимому, оно было изначально неоднородным и по количественным соотношениям элементов. Оно содержало твердые частицы — производные разных звезд, в недрах которых синтезировались разные количественные соотношения элементов, в том числе и сложные органические соединения [Шуколюков, 1996], и разные их изотопные составы. Установлены [Марочкин, 1987] пылинки межзвездного происхождения и у кометы Галлея. Отсюда следует вывод, что первичное облако сформировалось в результате смешения продуктов разрушения разных звезд, поэтому отдельные его участки были более обогащены теми или иными компонентами. «Облако пепла угасших звезд, состоящее из газа и разных по составу частиц самого разнообразного происхождения, — вот из чего возникла наша Солнечная система» [Шуколюков, 1996, с. 80].

Начальная температура пылегазового облака была, вероятно, близкой к современной температуре межзвездного вещества в газопылевых скоплениях, т. е. около 10 К. «Низкая температура образования планет земной группы необходима для того, чтобы объяснить наличие в них, в частности в Земле, Луне и метеоритах, достаточно большого количества летучих элементов, таких как H, C, N, O, Te, Na, Cl, Hg, Pb и др.» [Рудник, Соботович, 1984, с. 25]. Начавшееся вращение облака, возможно под воздействием ударной волны взорвавшейся вблизи сверхновой звезды и добавившей в него свое экзотическое по составу вещество [Шуколюков, 1996], привело к активному движению отдельных атомов и пылевых частиц.

Главный объем вещества был сосредоточен в центре диска, где при уплотнении возникло Солнце, имеющее состав, близкий к составу первичного облака. «Поскольку газа было в первоначальном облаке в 100 раз больше по массе, чем консолидированной материи, то, естественно, Солнце в основном и формировалось за счет газовой составляющей» [Рудник, Соботович, 1984, с. 29]. Остальная часть пылегазового диска эволюционировала в планетную систему и остальные элементы Солнечной системы. В его пределах формировались остальные элементы Солнечной системы.

В начальную стадию эволюции оставшегося пылегазового облака происходила конденсация легколетучих веществ на пылинках. Таким образом, можно предположить образование начальных скоплений, которые уже обладали гравитационным полем, способным притягивать отдельные частицы и другие скопления вещества. Сталкиваясь, они, в результате действия гравитационных сил, слипались друг с другом, образуя скопления в виде снежных комьев и пылевых комочков, вначале рыхлых, а затем все более плотных, вплоть до образования льда. Подобные пылевые комочки

произвольной формы с плотностью менее 1 г/см^3 в больших количествах улавливаются ловушками на космических аппаратах.

Возникшие скопления более интенсивно притягивали к себе близко расположенное вещество пылегазового облака и другие скопления, увеличиваясь в размерах и уплотняясь. По мере роста скоплений скорость конденсации вещества до определенного предела нарастала лавинообразно, а затем, в результате истощения вещества облака, стала спадать. Дальнейший рост скоплений происходил в основном уже за счет столкновений их друг с другом.

Предполагается [Сафронов, 1993], что процесс образования планет и других малых тел Солнечной системы продолжался около 100 млн лет. Сохранившимися образованиями начального периода формирования Солнечной системы считаются кометы. По составу и строению комет можно реконструировать начальную стадию образования тел Солнечной системы, которую можно назвать кометной.

2.2.1. Кометная стадия формирования планет

Кометы представляют собой остатки результатов первичной конденсации вещества в протопланетном пылегазовом облаке. Можно представить эволюционный ряд комет.

Наиболее примитивные кометы состоят из диффузного облака газов и пыли. На пылевидных частицах конденсируются газообразные вещества в виде инея, увеличивая их массу. За счет взаимного притяжения этих образований происходит их слипание, особенно интенсивное в центральной части облака. На определенной стадии конденсации возникает твердое ядро, состоящее из льда разного состава (в первую очередь водяного) и пыли. Эти ядра, притягиваясь друг к другу, соединялись в более крупные образования. «Современные кометы имеют сложную структуру и содержат множество ядер, заключенных в матрицу более мелких тел и частиц. Аккрецируя новые порции частиц и тел, сгущение приобретает сложную структуру, являя смесь ядер метровых и больших размеров с различной величины частицами и телами» [Сафронов, 1994, с. 4]. Под влиянием радиоактивного распада и гравитационного сжатия температура ядра несколько повышалась, что приводило к отделению части легколетучих компонентов. Это происходило как вследствие испарения с поверхности, так и при резком выделении газов в виде струй и даже взрывов. В первом случае росла мощность пылевой оболочки, во втором она разрушалась, а в третьем ядро могло полностью разрушиться. Особенно усиливаются эти процессы при приближении кометы к Солнцу. Вероятно, на дальних участках орбиты масса комет пополняется за счет межпланетного вещества. О периодическом росте комет свидетельствует многослойность пылевых оболочек ядер.



Сведения для любознательных. Сохранение комет в больших объемах оказалось возможным лишь в краевых частях Солнечной системы, в пределах так называемого облака Оорта. Ян Оорт, голландский астроном установил, что Солнечная система окружена гигантским облаком комет, простирающимся на расстоянии от 20 000 до 200 000 а. е. от Солнца и содержащим около 100 млрд комет. Недавно открыты за орбитой Плутона довольно крупные тела с диаметром порядка 200 км [Сафронов, 1994]. Под воздействием гравитационных полей небесных тел происходит возмущение их орбит, в результате чего в некоторых случаях они устремляются внутрь Солнечной системы [Климишин, 1991].

Согласно другой гипотезе кометные ядра конденсируются в недрах плотных газопылевых облаков, сквозь которые проходит солнечная система, захватывая их в сферу своего влияния.

В зависимости от траектории полета, одни кометы лишь однажды посещают Солнечную систему, а затем устремляются в космическое пространство по гиперболической траектории, другие — приобретают эллипсоидную орбиту, одним из фокусов которой служит Солнце. Другой фокус их орбиты находится на разном расстоянии от него. Совершая оборот по орбите, кометы периодически приближаются к Солнцу. Такие кометы называются периодическими. Время одного оборота разных комет весьма различно. Самый короткий период обращения у кометы Энке — 3,3 года. У других комет он может быть десятки, сотни и более лет. При этом они пересекают орбиты планет и могут находиться от них довольно близко. В результате воздействия гравитационных полей планет орбиты комет претерпевают изменения. Возможно их столкновение с планетами. Предполагается, что подобные столкновения неоднократно происходили в истории Земли. Предполагается также [Климишин, 1991], что на Землю выпадают «кометные дожди» примерно один раз за 2000 лет, сопровождаемые резкими изменениями климата. Отдельные кометы могут падать и на Солнце, как например комета Ховарда—Кумена—Мичелза в ноябре 1979 г. [Андриенко, Карпенко, 1987].

При прохождении комет вблизи Земли создаются благоприятные условия для их изучения. Наиболее достоверные данные о составе и состоянии вещества комет получены в результате исследования в 1986 г. космическими аппаратами кометы Галлея при ее прохождении относительно близко от Земли.

Массы комет относительно небольшие и составляют обычно около 10^{-6} массы Земли. В их строении различают ядро, голову, оболочку (кому) и хвост. Большая часть массы комет сосредоточена в ядрах. Вещество вокруг ядра и особенно в хвосте сильно разрежено.

Ядра имеют твердую субстанцию. Формы ядер весьма разнообразны. Они вращаются вокруг своей оси. Установлено, что ядро кометы Галлея вращается с периодом 53 ± 3 часа. Размеры ядер колеблются в широких пределах от первых сотен метров, например у кометы Д'Арре [Андриенко, Карпенко, 1987], до первых десятков километров. Так, длина ядра кометы Галлея равна 14 км, максимальная ширина — 7,5 км. А иногда ядро у кометы отсутствует, как, например, у кометы Колера, наблюдавшейся в 1977 г. [Андриенко, Карпенко, 1987]. В других случаях наблюдается почти одно ядро с небольшими комой и хвостом, как, например, у кометы П/Аренда—Риго. Такое состояние кометы считается переходным в астероидное тело [Андриенко, Карпенко, 1987].

Предполагается, что ядра комет состоят, в основном, из водяного льда и льда метана и аммиака с примесью других, как газообразных, так и пылевидных частиц. Это нашло подтверждение при исследовании кометы Галлея. Установлено, что основной компонент ее ядра — водяной лед. В результате испарения легколетучих компонентов, на поверхности возникает оболочка из пыли. Она может быть однослойной и многослойной. У кометы Галлея установлены пылинки трех составов. В одних пылинках, представляющих собой, вероятно, минеральные частицы из силикатов и окислов металлов, установлены С, N, O, Na, Mg, Si, Fe. Другие частицы состоят из H, C, N, O,

Mg, Si. Предполагается, что это органические полимеры или кристаллогидраты. Третий тип, самый обильный, представляет собой смесь первых двух.

При нагревании темной пылевой оболочки вблизи Солнца наблюдаются выбросы газов из ядер, которые увлекают за собой большое количество пылевидных частиц, обнажая участки льда. Из ядра кометы Галлея вблизи Солнца ежесуточно выбрасывалось миллионы тонн пыли, водяного пара, диоксида углерода, гидроксидов, атомарного водорода и кислорода.

Кома окружает ядро. Диаметр ее достигает многих тысяч километров. Форма округлая или эллипсоидная. Ядро расположено ближе к головной части кометы. Плотность вещества комы у разных комет неодинаковая, с разной степенью конденсации. Наибольшая плотность оболочки наблюдается в голове и вблизи ядра. Состоит она из газообразных, пылевых и ледяных частиц с разными их соотношениями. Наименьшие количества пыли устанавливаются в кометах без ядра, наибольшие — в кометах, близких к астероидному состоянию. Пополняется оболочка за счет выбросов из ядра, уменьшается — при образовании хвоста. Так, установлено [Марочкин, 1987], что ядро кометы Галлея теряет 40 тонн в секунду газообразных веществ, в основном H_2O , и 5–10 тонн в секунду пыли.

Хвосты у комет возникают при их приближении к Солнцу. Простираются они, в основном, в направлении от Солнца на десятки и сотни миллионов километров и имеют очень низкую плотность вещества. По мере приближения к Солнцу хвост растет, а при удалении — сокращается. При этом часть хвоста может отрываться и рассеиваться. Земля периодически проходит сквозь рассеянное вещество комет, оторвавшееся от них. В этом случае наблюдается поток метеоров («падающих звезд») в верхних частях атмосферы.

Иногда наблюдается дробление ядра на части, вероятно, вследствие взрыва (резкого выделения большого объема газов), столкновения с метеороидами, приливного воздействия Солнца или Юпитера. При этом отдельные отделившиеся части или вся комета разрушаются. Так, например, ядро кометы Веста в марте 1976 г. разделилось на 4 части, одна из которых вскоре исчезла [Андриенко, Карпенко, 1987].

Большинство устанавливаемых в атмосферах комет (особенно в хвостах) веществ представлено в виде ионов, образовавшихся под влиянием солнечного ветра. Преобладают молекулы, атомы, ионы и простые соединения H, O, C, N, S. Установлено наличие у комет следующих легколетучих атомов и соединений [Марочкин, 1987]: H, O, OH, OH^+ , H_2O , H_2O^+ , C, C^+ , CO, CO^+ , CO_2^+ , C_2 , ^{12}C , ^{13}C , C_3 , CH, CH^+ , HCO, H_2CO , CN, CN^+ , HCN, CH_3CN , NH, NH_2 , N_2^+ , NH_3 , NH_4 , S, CS, S_2 , H_2S^+ . Это подтвердилось и при исследовании кометы Галлея. Считается, что это главным образом вторичные образования. Материнскими для них предполагают, в первую очередь, H_2O , CO_2 , CH_4 , NH_3 и ряд других более сложных соединений. Исходят при этом из того, что первичное вещество, из которого формировались кометы, было более нагретым, чем современное ее состояние. Если же исходить из того, что первичное вещество было более холодным, то исходным состоянием его было атомарное. При нагревании в процессе конденсации образовывались в начале простые молекулы, а затем более сложные. В последующем под действием солнечного ветра они распадались вновь на более простые составляющие, часто ионизированные. Исключение составляют сложные молекулы, образовавшиеся в других астрономических объектах, а затем попавшие в первичное облако, а оттуда — в состав комет. У близко подходящих к Солнцу комет видны линии металлов: Na, K, Ca, Ca^+ , Co, Cr, Cu, V, Fe, Mn, Ni, а также силикатов. Спектры метеоров, т. е. пылевых частиц кометного происхождения, показали наличие в их составе атомов H, N, O, Na, Mg, Al, Si, Ca, Cr, Co, Mn, Fe, Ni [Мартынов, 1988]. Изучение спектра метеоров из потоков Таурид и Геменид показало, что их химический состав близок составу углистых хондритов (см. далее).

Таким образом, все главные элементы, из которых состоит Земля, обнаружены в кометах. Вероятно, и другие элементы таблицы Менделеева имеют место в кометах, но содержатся в малых количествах.

Рассчитано [Марочкин, 1987], что температура в облаке Оорта составляет около 10 K и близка к начальной температуре материала, из которого образовались кометы. Как показали измерения на поверхности ядра кометы Галлея, температура запыленных участков составляет 420 K. Температура льда под слоем пыли 200 K, в то время как на участках обнаженного льда она составляет 196 K. Вероятно, центральные части ядра имеют еще более низкую температуру, приближающуюся к существующей в космическом пространстве. Из-за низких температур кометные ядра практически не подвергались химической эволюции. Эволюция вещества в кометах не могла произойти и под действием собственной гравитации, так как масса их мала. То есть кометы несут информацию о первичном составе и начальных условиях формирования Солнечной системы.

По-видимому, подобные процессы конденсации вещества происходили в протопланетном облаке, но в значительно больших масштабах. Соударение частиц и атомов, а также гравитационное сжатие, возраставшее по мере роста первичных скоплений, приводило к повышению плотности вещества и температуры в них. Соотношение массы, давления и температуры определяли свойства вещества и, следовательно, эволюцию тел Солнечной системы.

Наиболее крупное скопление образовалось в центре облака, вобравшее в себя большую его часть. Внутри этого скопления возникли огромные силы гравитационного сжатия и высокая плотность вещества, произошло быстрое повышение температуры. В результате включился процесс образования гелия из атомов водорода. Этот процесс сопровождается выделением большого количества энергии, что и привело к превращению центрального скопления вещества первичного облака в звезду — Солнце.

Остальная часть облака превратилась в диск, который стал вращаться вокруг центрального скопления. Это сопровождалось некоторой сепарацией вещества. Более тяжелые частицы перемещались в направлении центра, а более легкие перемещались в противоположном направлении. В результате ближе к Солнцу диск обогатился тяжелыми компонентами, в том числе и такими газами как углерод, азот, кислород, их соединения друг с другом и с водородом, что привело к формированию планет земной группы. Ближайшая к Солнцу планета Меркурий более обогащена тяжелыми элементами, чем Земля. У нее отношение Fe/Si в 5 раз больше земного. Легкие компоненты, главным образом, водород оказались в основном сосредоточенными в районе Юпитера, где и образовалась самая большая планета Солнечной системы, не имеющая твердого ядра и состоящая в основном из легких газов.

Вследствие неравномерности строения диск стал распадаться на отдельные сгустки, по составу и строению близкие современным кометам. Так как солнечного ветра еще не было, то эти сгустки имели форму, близ-

кую изометричной, изменяющуюся лишь под влиянием соседних сгустков. Вначале сгустки были диффузными. Затем в их центрах стали возникать ядра. Размеры их росли за счет притягивания вблизи расположенного вещества.

Укрупнение ядер способствовало возрастанию плотности вещества и его разогреванию за счет гравитационного сжатия. Существенную долю в разогрев первичных ядер вносил и распад радиоактивных изотопов, как с большим периодом полураспада, которых тогда было значительно больше, чем сейчас, так и короткоживущих, к настоящему времени исчезнувших.

Повышение температуры способствовало образованию газовой составляющей, а возрастающее за счет увеличения массы давление препятствовало этому. Образовавшиеся газы устремлялись к поверхности тел, преодолевая давление. Происходило испарение газов с поверхности, вырывались струи газового вещества или происходили взрывы. В последнем случае первичные тела могли разрушаться, поставляя материал для других более устойчивых объектов. Разрушение первичных тел происходило и при их столкновении. Так как температура центральных частей тел были еще достаточно низкой, то возникавшие обломки имели ледовый состав. Вначале лед состоял из смеси легколетучих компонентов. По мере роста температуры внутренних частей тел, состав его все больше приближался к водяному.

Испарение газовой составляющей с поверхности способствовало росту мощности пылевой оболочки, которая постепенно уплотнялась, превращаясь в твердое вещество и препятствуя выделению легколетучих компонентов. В результате гравитационного сжатия, радиоактивного распада и соударений росла температура, особенно интенсивно во внешней части планетезималей. На близповерхностных уровнях возникали условия для плавления и, следовательно, для дифференциации вещества, свойственного расплавам. При столкновениях таких объектов возникали твердые обломки-метеороиды, которые еще и сейчас широко распространены в межпланетном пространстве. Они притягивались более крупными телами, пополняя их объем.

2.2.2. Метеороидная стадия формирования планет

Метеороидами называются относительно небольшие твердые объекты в межпланетном пространстве. Более крупные тела называются астероидами, подразумевая под ними осколки планет. Земля постоянно сталкивается с небольшими телами. Большинство этих тел сгорает в атмосфере. Лишь наиболее крупные и достаточно крепкие из них достигают поверхности Земли. Такие тела называются метеоритами. Сведения о составе и строении метеороидов пока невозможно получить путем изучения их непосредственно в космосе. Только изучение метеоритов проливает свет на эти вопросы, хотя, скорее всего, они не отражают все разнообразие метеоро-

роидов. Следовательно, для создания модели метеороидной стадии формирования планет необходимо остановиться, в первую очередь на существующих данных по составу и строению метеоритов [Додд, 1986]. Определение возраста вещества метеоритов показывают, что в большинстве своем они возникли на ранней стадии формирования планет. Кроме того, в промежутке между орбитами Марса и Юпитера существует пояс малых планет и астероидов. Предполагается, что возникли они на ранней стадии формирования планетной системы в результате столкновения двух или более крупных планетезималей. Сведения об их составе и строении также могут помочь в создании модели формирования планет.



Сведения для любознательных. Классификация метеоритов основана на их химическом составе. По соотношению никелистого железа и силикатов они делятся на железные, состоящие главным образом из металлов, каменные, состоящие из силикатов с небольшой примесью металлов, и железокаменные, содержащие в близких количествах, как металлы, так и силикаты. Существуют в небольшом объеме и промежуточные разности между выделенными группами. По-видимому, имеющиеся данные о составе метеоритов не исчерпывают всего многообразия составов малых тел в межпланетном пространстве. Весьма вероятно, что большая их часть представляет собой тела, близкие по составу кометам, но значительно меньшего размера. Сейчас однозначно доказано, что Тунгусский метеорит представлял собой тело, состоящее в основном из льда и взорвавшееся вблизи поверхности Земли [Левин, Бронштэн, 1987]. По взрывному характеру исчезновения метеоров в атмосфере, сходному с наблюдаемым при падении Тунгусского метеорита, предполагается, что тела ледяного состава — частые гости Земли.

Различают метеориты падения, т. е. метеориты, падение которых наблюдалось непосредственно, и метеориты находок, которые выпали на Землю в более древние времена. Среди метеоритов падения резко преобладают каменные разновидности (95,7 %). Железные метеориты составляют 3,2 %, а железокаменные — 1,2 %. Среди метеоритов находок каменные метеориты составляют 52,3 %, железные — 42,1 % и железокаменные — 5,4 %. Резкое сокращение каменных разновидностей среди метеоритов находок объясняется их более трудной идентификацией в ископаемом состоянии, чем железных. По-видимому, и в более древние времена падение каменных метеоритов также резко преобладало. Каменные метеориты делятся на хондриты и ахондриты. Последние составляют всего около 8 % метеоритов падений.

ХОНДРИТЫ. Хондриты являются агломератами, химический состав которых приближается к составу Солнца, потерявшему летучие компоненты. Свое название эти метеориты получили от наличия в них хондр. Хондры представляют собой обособленные частицы с диаметром преимущественно около миллиметра, минеральный состав и строение которых отвечает способу образования их из расплава. Одни хондры имеют сферическую форму, стекловатую или микрокристаллическую структуру, что указывает на их образование в результате быстрой кристаллизации или закалки капель расплава. Они имеют часто радиальное строение с нецентральной пересечением лучей. Другие хондры имеют неправильную или близкую к округлой форму и крупнозернистое строение, свидетельствующие о том, что они являются обломками более крупных магматических образований. Первые называются капельными хондрами, вторые — обломочными. Имеются также включения, сходные по форме с хондрами, но состоящие из непереплавленного агломерата твердых частиц.

По составу (табл. 2), главным образом по вариациям содержаний нелетучих элементов, хондриты делятся на классы: углистые (С), обыкновенные (О) и энстатито-

вые (E). По более тонким различиям химического состава углистые хондриты делятся на четыре группы, обозначаемые начальными буквами латинизированного названия типичных метеоритов (I, M, O, V), а обыкновенные – на три (H, L, LL). Эти различия отражают дифференциацию химического состава хондритового материала в родительских телах и называются первичными (см. табл. 2). Структурные и минералогические вариации свидетельствуют о термальном метаморфизме, которому подвергалось вещество хондритов в родительских телах. Подобные вариации возникали после процесса аккреции и называются вторичными. Третичные вариации связаны с ударными воздействиями на уже сформировавшееся вещество хондритов. **Углистые хондриты** имеют темную окраску, обусловленную тонкозернистой массой, а не повышенными содержаниями углерода, хотя в некоторых разностях оно достигает 8 %.

Таблица 2

Средние составы хондритов [Додд, 1986]

| Класс | Энстатитовые | | Обыкновенные | | Углистые | | | |
|------------------------------------|--------------|-------|--------------|-------|----------|-------|-------|-------|
| Группа % | | | H | L +LL | I | M | O | V |
| Si | 16,47 | 20,48 | 17,08 | 18,87 | 10,40 | 12,96 | 15,75 | 15,46 |
| Ti | 0,03 | 0,04 | 0,06 | 0,07 | 0,04 | 0,06 | 0,10 | 0,09 |
| Al | 0,77 | 1,08 | 1,22 | 1,27 | 0,84 | 1,17 | 1,41 | 1,44 |
| Cr | 0,24 | 0,23 | 0,29 | 0,31 | 0,23 | 0,29 | 0,36 | 0,35 |
| Fe | 33,15 | 22,17 | 27,81 | 21,64 | 18,67 | 21,56 | 25,82 | 24,28 |
| Mn | 0,19 | 0,12 | 0,26 | 0,27 | 0,17 | 0,16 | 0,16 | 0,16 |
| Mg | 10,40 | 13,84 | 14,10 | 15,01 | 9,60 | 11,72 | 14,52 | 14,13 |
| Ca | 1,19 | 0,96 | 1,26 | 1,36 | 1,01 | 1,32 | 1,57 | 1,57 |
| Na | 0,75 | 0,67 | 0,64 | 0,70 | 0,55 | 0,42 | 0,46 | 0,38 |
| K | 0,09 | 0,05 | 0,08 | 0,09 | 0,05 | 0,06 | 0,10 | 0,03 |
| P | 0,30 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,14 | 0,13 | 0,11 | 0,13 |
| Ni | 1,83 | 1,29 | 1,64 | 1,10 | 1,03 | 1,25 | 1,41 | 1,33 |
| Co | 0,08 | 0,09 | 0,09 | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,08 | 0,08 |
| S | 5,78 | 3,19 | 1,91 | 2,19 | 5,92 | 3,38 | 2,01 | 2,14 |
| H | 0,10 | Сл. | Сл. | Сл. | 2,08 | 1,42 | 0,09 | 0,38 |
| C | 0,43 | 0,84 | Сл. | Сл. | 3,61 | 2,30 | 0,31 | 1,08 |
| Fe ^o /Fe _{общ} | 0,70 | 0,75 | 0,60 | 0,29 | 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,11 |
| Число обр. | 1 | 1 | 36 | 68 | 3 | 10 | 5 | 7 |

CI хондриты представляют собой микробрекции с миллиметровыми и субмиллиметровыми обломками, заметно различающимися по структуре, минеральному и химическому составам. В них отсутствуют хондры. Состоят обломки из мельчайших зерен низкотемпературных водных силикатов (в основном из хлорита и монтмориллонита) с подчиненным количеством магнетита. Углерод входит преимущественно в сложные органические соединения. При исследовании метеорита Orgueil установлено присутствие микрообломков оливина двух генераций: чистого форстерита и с содержанием FeO 10–20 %, а также ортопироксенов и кальциевых пироксенов. Эти обломки не связаны с матрицей и были облучены до вхождения в нее. Трещины в рассматриваемых метеоритах выполнены последовательно отлагавшимися карбонатами и водными сульфатами кальция и магния. Прожилки разного состава секут друг друга. Сравнение валового состава метеоритов показало, что источником жильного материала явно была матрица, т. е. миграция химических элементов носила локальный характер.

CM хондриты наиболее распространенные среди углистых хондритов. Они содержат правильные хондры и не переплавленные агрегаты, которые составляют от

33 до 50 %. Остальное вещество представлено тонкозернистой матрицей, сходной по многим параметрам с наблюдаемой в CI хондритах. Хондры состоят из микрозернистых зерен оливина и (или) пироксена, в интерстициях которых находятся известково-глиноземистое стекло и другие второстепенные фазы. Генезис их определяется как застывание расплавленных капель. Агрегаты состоят из слабо связанных скоплений минералов, представленных в большинстве случаев кристаллами форстерита с включениями известково-глиноземистого стекла и (или) обогащенного хромом и фосфором металлического железа. Иногда присутствуют энстатит и шпинель. Редко они полностью слагают агрегаты. Имеются также изолированные кристаллы оливина, пироксена, хромита и их обломки, а также обломки Ca-Al-силикатного стекла.

CO хондриты состоят из многочисленных мелких ($< 0,1\text{--}0,4$ мм) хондр и агрегатов, находящихся в тонкозернистой матрице, составляющей в среднем 33,7 об. %. В отличие от CM хондритов, здесь хондры составляют до 60 %. Одни из них сходны с хондрами в CM хондритах, другие — с хондрами обыкновенных хондритов. В последних оливин более богат железом, чем в остальных хондритах. Редко наблюдаются хондры, состоящие из известково-глиноземистых фаз. В остальном они близки CM хондритам.

CV хондриты отличаются от CO хондритов более высоким содержанием матрицы (41,7 %), большим размером, высоким содержанием пористых, обогащенных рудными минералами хондр и агрегатов. Для них характерна большая распространенность агрегатов, богатых кальцием и алюминием, большая грубозернистость хондр и агрегатов. Примечательно то, что в этих метеоритах содержатся высокотемпературные минералы, такие как шпинель, мелилит, перовскит, гранаты, анортит и другие. Имеют место «капельки» очень тугоплавких металлов платиновой группы, иногда в ассоциации с магнетитом, никелистым железом, Ni-Fe-сульфидами и молибденитом. В общем, эта группа неоднородна как по составу хондр и агрегатов, так и матрицы. В одних случаях матрица состоит преимущественно из водных силикатов, в других — преобладает тонкозернистый богатый железом оливин.

Наиболее значительные различия выделенных групп углистых хондритов проявлены в объеме матрицы. Материал матрицы всех групп химически и по содержаниям редких и рассеянных элементов сходен. Распространенность летучих элементов в них пропорциональна объему матрицы. Высокотемпературные компоненты же очень разнообразны по минералогии, составу и истории образования и ответственны в основном за различия в химическом составе углистых хондритов. Эти черты привели исследователей к той мысли, что они представляют собой преимущественно смесь высоко- и низкотемпературных компонентов.

Обыкновенными хондритами названа наиболее распространенная группа хондритов. Они обладают сходными отношениями Mg / Si и $(Ca, Al, Ti) / Si$, но содержание в них общего железа и распределение его между металлом и силикатами изменяется в широких пределах. Эти различия и легли в основу разделения обыкновенных хондритов на группы (H, L, LL). Средние весовые отношения металлического железа к общему в группах H, L, LL составляют 0,6, 0,3, 0,1 соответственно. Весовые же отношения $FeO / (FeO + MgO)$ имеют противоположную тенденцию (0,29, 0,37, 0,43). Соответственно наблюдаются четкие различия групп по составу оливинов: наибольшая форстеритовая составляющая в оливинах метеоритов группы H, наименьшая — LL.

В минеральном составе обыкновенных хондритов преобладают магнезиальный оливин и бедный кальцием пироксен, в подчиненном количестве присутствуют никелистое железо, троилит, плагиоклаз типа олигоклаза и диопсид. Обычно присутствуют хромит и апатит, а в хондрах иногда — кварц-плагиоклазовое стекло. Большинство же этих хондр подобны хондрам углистых хондритов. Но часть из них похожа на обломки более крупных магматических масс. В виде кайм на хондрах или в виде изометричных каплевидных зерен в матрице присутствуют никелистое железо и троилит. Матрица состоит из обломков оливина и пироксена и тонкозернистого (до аморфного) веществ-

ва, насыщенного летучими компонентами. Хондры же обеднены железом, а никель и сера в них отсутствуют.

Наблюдаемые структурные и минералогические вариации объясняются термальным метаморфизмом при низком содержании воды. Хондры и обломки в обыкновенных хондритах претерпели метаморфизм, который протекал либо в момент образования метеоритов, либо до него. На это указывает перекристаллизация хондр и обломков. Предполагается образование хондр вследствие ударного метаморфизма. Метаморфизм протекал при температурах 400–950 °С, давлениях 1 кбар, отсутствии сдвиговых напряжений и значительных количествах воды.

Обыкновенные хондриты относительно CI хондритов обеднены многими химическими элементами. В них в четыре раза меньше Sb, F, Cu, Ga, Ge, Sn, S, Se. Еще более обеднены они Te, Ag, Zn, Cd, Bi, Tl, In, C. Это объясняется потерей летучих компонентов при метаморфизме.

Большое количество (20 %) обыкновенных хондритов представляют собой брекчии, где обломки и матрица близки по составу. Но есть брекчии, где обломки представлены разными группами. Они сходны с брекчиями лунной поверхности. В некоторых обыкновенных хондритах установлено вещество углистых хондритов. Предполагается, что хондритовые брекчии являются ударно переработанными образованиями, подобными перекрывающим лунную поверхность.

Энстатитовые хондриты отличаются от обыкновенных более низкими отношениями Mg/Si и крайне высокой степенью восстановленности. Для них характерно отсутствие оливина и преобладание почти безжелезистого низкокальциевого пироксена-энстатита (MgSiO_3). В составе этих хондритов преобладают энстатит (60–80 %), никелистое железо (13–28 %) и троилит (5–17 %). Постоянно присутствуют натриевый плагиоклаз и кремнезем, частично в виде стекла.

В составе энстатитовых хондритов наблюдаются широкие вариации содержаний железа и серы, но все они образуют непрерывный химический тренд. С возрастанием содержания магния в них уменьшается количество Si, Na, Fe, Ni, S, Al, Ca. Сильно и умеренно летучие компоненты содержатся на уровне углистых хондритов. Их количество также уменьшается по мере возрастания содержания магния. Трудно летучие компоненты во всех разновидностях содержатся в близких количествах.

Энстатитовые хондриты претерпели значительные метаморфические изменения, отразившиеся в основном в структурных различиях между ними. Температуры метаморфизма, определенные различными методами, соответствуют > 600 °С для разностей с пониженными содержаниями магния и > 870 °С для разностей с повышенными его содержаниями. Давление составляло менее 3 кбар.

К энстатитовым хондритам по многим (минералогическим, геохимическим) признакам близки энстатитовые ахондриты, которые называются обриты. По содержаниям большинства элементов они образуют, хотя и прерывистый, но единый тренд. Предполагается, что обриты представляют собой твердый остаток при частичном плавлении энстатитовых хондритов. С другой стороны, энстатитовые хондриты близки некоторым разновидностям железных хондритов.

АХОНДРИТЫ. Среди ахондритов выделяют группы бедные кальцием (3 % CaO): энстатитовые (обриты), гиперстеновые (диогениты), оливиновые (шассиньиты), оливин-пижонитовые (уреилиты), и богатые кальцием (5 % CaO): авгитовые (ангриты), диопсид-оливиновые (наклиты), а также пироксен-плагиоклазовые или базальтовые (эвкриты, говардиты, шерготтиты). Сюда же относят железокаменные метеориты группы мезосидеритов. Вариации химического состава в этой ассоциации, сходный изотопный состав кислорода и совместное нахождение в брекчиях свидетельствуют о тесной связи между ними. Эвкриты и диогениты являются магматическими породами, говардиты и мезосидериты представляют собой брекчии, состоящие в основном из обломков эвкритов и

диогенитов, в говардитах иногда присутствуют обломки хондритов, а в мезосидеритах — металл и обломки пород, не встреченных в виде отдельных метеоритов.

Эвкриты — наиболее распространенная разность ахондритов. Среди них есть разности среднезернистого строения, трахитоидной текстуры и габбровой структуры. Они относятся к магматическим кумулатам и называются кумулатными эвкритами. Есть также очень пористые мелкозернистые разности, похожие на образования лавовых потоков. Остальные метеориты этой группы по своим характеристикам представляют промежуточные разности между ними. Они часто брекчированы, но обнаруживают офитовую структуру.

Кумулятивные эвкриты состоят из почти равных количеств ортопироксена-пижонита (40–49 %) и кальциевого плагиоклаза (49–56 %). В некумулятивных эвкритах больше пироксенов — пижонита и авгита (55–63 %), чем плагиоклаза (30–41 %). Пироксены в них более железистые, а плагиоклазы менее кальциевые. Во всех разностях в небольших количествах присутствуют бедное никелем железо, троилит, фосфаты, ильменит, хромит, кремнезем. Вариации содержаний главных элементов в эвкритах, в общем, незначительны (табл. 3). В кумулятивных эвкритах несколько больше хрома и магния, меньше кремнезема, железа и кальция. Вариации микроэлементов более значительны. Кумулятивные эвкриты относительно некумулятивных сильно обеднены К, Р, Sr, Ba.

Особенности состава и строения разных эвкритов свидетельствуют об их магматической природе. Магма застывала на поверхности или вблизи нее. Верхние части тела застывали очень быстро. По мере углубления в магматический очаг скорость остывания замедлялась, нарастала степень кристаллизационного фракционирования. В дальнейшем породы претерпели в разной степени дробление. Предполагается, что родительское тело эвкритов представляло собой мощный перемешанный на большую глубину реголит.

Таблица 3

Содержания породообразующих окислов (вес. %) и некоторых микроэлементов (г/т) в ахондритах эвкритовой ассоциации

| | Некумулятивные эвкриты | Кумулятивные эвкриты | | Говардиты | Диогениты |
|--------------------------------|------------------------|----------------------|-------|-----------|-----------|
| SiO ₂ | 48,86 | 48,32 | 48,42 | 50,41 | 52,82 |
| TiO ₂ | 0,70 | 0,44 | 0,17 | 0,23 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 12,58 | 12,65 | 12,69 | 6,95 | 0,81 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,34 | 0,44 | 0,54 | 0,75 | 1,46 |
| FeO | 18,75 | 17,24 | 16,18 | 16,83 | 16,24 |
| MnO | 0,55 | 0,52 | 0,55 | 0,54 | 0,53 |
| MgO | 7,20 | 9,41 | 11,35 | 17,75 | 26,71 |
| CaO | 10,33 | 9,37 | 9,08 | 5,82 | 0,94 |
| Na ₂ O | 0,50 | н.о. | н.о. | 0,20 | 0,06 |
| P ₂ O ₅ | 0,10 | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 0,01 |
| K | 359 | 180 | 60 | 85 | 15 |
| Sr | 81 | 64 | 51 | 33 | 2 |
| Zr | 52 | н.о. | н.о. | 15 | 2 |
| Y | 17 | н.о. | н.о. | 4,4 | 2 |
| Ba | 35 | 19 | 7,6 | 11 | 2 |
| N | 7 | 1 | 1 | 1 | 4 |

Примечание: н.о. — не определялся.

Диогениты представляют собой мономиктовые брекчии, лишь в некоторых образцах установлена примесь эвкритового материала. Структура диогенитов меняется от тонкозернистой до грубозернистой. По химсоставу эта группа довольно однородная. Они состоят преимущественно из ортопироксена с небольшим количеством кальциевого плагиоклаза и хромита, малым содержанием ильменита и фосфатов. Часто присутствуют кремнезем, никелистое железо и троилит. В генетическом отношении диогениты, скорее всего, являются отожденными и, возможно, метаморфизованными кумулатами, связанными с другими представителями эвкритовой ассоциации.

Мезосидериты отличаются от других метеоритов эвкритовой ассоциации большими количествами металла (17–80 %, обычно 40–60 %), весьма различным составом силикатных обломков, вариациями химического состава, не объяснимыми с позиции простого смешения, характерного для других разновидностей этой ассоциации, и интенсивными метаморфическими изменениями. В одних разновидностях перекристаллизация проявлена слабо и класты слабо реагировали с обломочной матрицей, в других – наблюдается увеличение размера зерен и развитие реакционных кайм вокруг оливиновых обломков с образованием гранобластовых структур. Обычны обломки, обогащенные ортопироксеном или плагиоклазом, реже встречаются класты металла, еще реже – сложенные оливином. Состав силикатной фракции мезосидеритов близок к эвкрит-диогенитовой смеси или говардитам. Но, вероятно, мезосидериты содержат компоненты, отличные от состава метеоритов эвкритовой ассоциации. Обломки никелистого железа иногда близки некоторым разновидностям железных метеоритов. Скорее всего, связи мезосидеритов с ними затушеваны ударными метаморфическими процессами. На их проявление указывает наличие ударных расплавов. Силикаты мезосидеритов имеют особенности, свидетельствующие об их возникновении при высоких температурах и быстром охлаждении, в то время как состав металлической фазы указывает на ее крайне медленное охлаждение от температуры 500 °С.

Наиболее вероятно, что родительские тела метеоритов эвкритовой ассоциации имели приблизительно хондритовый состав, обедненный летучими компонентами. По степени окисленности материала они более похожи на вещество обыкновенных хондритов L и LL групп. Палласиты (см. далее) могут являться твердым остатком частичного плавления с образованием эвкритовых жидкостей. Таким образом, можно представить единое тело, состоящее из эвкрит-говардит-мезосидерит-диогенитовой коры, оливин-металлической мантии и железоникелевого ядра.

ЖЕЛЕЗОКАМЕННЫЕ МЕТЕОРИТЫ. Железокаменные метеориты делятся на группы по минеральному составу, каждая группа имеет свое название: палласиты (оливиновые), подраниты (бронзит-оливиновые), сидерофиры (бронзит-тридимитовые) и мезосидериты (пироксен-плагиоклазовые). Эти метеориты являются переходными между железными и каменными разновидностями.

Палласиты, преобладающие среди железокаменных метеоритов, состоят в основном из монокристаллов или поликристаллических агрегатов оливина от миллиметрового до сантиметрового размера, заключенных в непрерывной сетке никелистого железа, соответствующего по составу октаэдритам. Содержание оливина колеблется от 50 до 80 объемных %. Форма зерен оливина может быть округлой, хорошо ограненной, обломочной и агрегатной. Распределение оливина обычно относительно равномерное, но в отдельных метеоритах оно неравномерное, а в одном (Glorieta Mountain) наблюдается дискретный слой оливина.

Мезосидериты рассмотрены выше. Остальные разновидности железокаменных метеоритов встречаются очень редко и потому детально не рассматриваются.

ЖЕЛЕЗНЫЕ МЕТЕОРИТЫ. Железные метеориты состоят в основном из никелистого железа, которое присутствует в двух полиморфных модификациях: камасита и тэнита. Они классифицируются по структуре металлических фаз и делятся на гексаэдриты, октаэдриты и атакситы. Структура в основном обусловлена содержанием ни-

келя. Железные метеориты, содержащие менее 6 % никеля, состоят из больших кристаллов камасита и называются *гексаэдритами*. При содержании никеля от 6 до 16 % камасит находится в виде пластинок распада твердого раствора совместно с тэнитом. Такие метеориты образуют группу *октаэдритов*. *Атакситы* характеризуются содержанием никеля более 16 % и состоят из тэнита. Максимальное содержание никеля в железных метеоритах достигает 62 %, минимальное — 4 %. Кроме камасита и тэнита в железных метеоритах постоянно присутствуют в небольших количествах троилит — FeS , шрейберзит — $(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{P}$. В отдельных разновидностях присутствуют добреелит — FeCr_2S_4 , сфалерит — ZnS , когенит — $(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{C}$, хаксонит — $(\text{Fe}, \text{Ni})_{23}\text{C}_6$, хромит — FeCr_2O_4 , графит — C , карлсбергит — CrN и фосфаты. Иногда присутствуют и силикатные включения размером до сантиметров. Эти включения бывают двух типов. Первый тип включений имеет сходство с хондрами хондритов. Предполагается, что содержащие их метеориты представляют собой брекчии хондритов и металла. Другие имеют каплеобразную или амебовидную форму, магматическую структуру и состав, соответствующий хондритам, если из них удалить оливин. В них присутствуют тридимит и щелочной полевой шпат.

РЕДКИЕ ТИПЫ МЕТЕОРИТОВ. Кроме вышерассмотренных разновидностей метеоритов существуют группы каменных и железоканменных метеоритов, по своим признакам отличные от них и насчитывающие единицы экземпляров. Среди них выделяется группа кумулятивных ахондритов. К ней принадлежат шерготтиты, наклиты, шассиньиты, уреилиты и уникальный ахондрит *Angra dos Reis*.

Шерготтиты (3 экз.) по своей структуре, минеральному и химическому составу (табл. 4) сходны с земными диабазами, но в них плагиоклаз замещен маскелинитом, образовавшемся при ударном воздействии. Состоят они в основном из пироксенов (70–73 %), представленных пижонитом и авгитом примерно в равных количествах, маскеленита (22–23 %), титаномагнетита (2,2 %) и интерстиционного кварц-полевошпатового стекла. По химсоставу (табл. 4) шерготтиты близки пикритовым базальтам Земли. Близки они и по содержанию многих микроэлементов. Присутствие титаномагнетита в шерготтитых свидетельствует о достаточно окислительной обстановке, чем значительно отличаются от эвкритов и лунных морских базальтов. В целом шерготтиты представляют собой магматические кумулаты, состоящие из осевших кристаллов пироксенов и плагиоклаза, претерпевших затем ударный метаморфизм.

Таблица 4

Состав кумулятивных ахондритов

| % | Шерготтит | Наклит | Angra dos Reis | Шассиньит | Кумулятивный эвкрит |
|-------------------------|-----------|--------|----------------|-----------|---------------------|
| SiO_2 | 50,9 | 48,24 | 44,64 | 37,00 | 48,42 |
| TiO_2 | 0,73 | 0,29 | 2,3 | 0,067 | 0,16 |
| Al_2O_3 | 5,7 | 1,45 | 9,85 | 0,36 | 12,69 |
| Cr_2O_3 | 0,38 | 0,42 | 0,29 | 0,83 | 0,54 |
| FeO | 17,3 | 20,64 | 8,1 | 27,44 | 16,18 |
| MnO | 0,50 | 0,54 | 0,08 | 0,53 | 0,55 |
| MgO | 11,4 | 12,47 | 11,4 | 32,83 | 11,35 |
| CaO | 10,5 | 15,08 | 23,3 | 1,99 | 9,08 |
| Na_2O | 1,2 | 0,42 | 0,04 | 0,15 | н.о. |
| K_2O | 0,1 | 0,10 | 0,005 | 0,033 | 0,01 |
| P_2O_5 | 0,48 | 0,12 | н. о. | 0,041 | 0,06 |
| Fe | 0,29 | н. о. | н. о. | - | н. о. |
| Ni | 0,014 | н. о. | н. о. | - | н. о. |
| Co | 0,001 | н. о. | н. о. | - | н. о. |
| FeS | 0,1 | - | н. о. | н. о. | н. о. |

Наклиты (3 экз.) представляют собой богатые клинопироксеном ахондриты. По структуре и ориентировке минералам они близки кумулатным пироксенитам земных габброидных серий. От шерготтитов наклиты отличаются по валовому составу и по отсутствию посткристаллизационных ударных эффектов. Состоят они в основном из авгита (~80 %) и богатого железом оливина (до 14 %), иногда окаймленного пижонитом. В интерстициях наблюдаются сросшиеся относительно кислый плагиоклаз (№ 23–36), калишпат с высоким альбитовым миналом (№ 20–42), клинопироксены, титаномagnetит, хлорапатит и сульфиды. В наклите падения установлен также иддингсит, что свидетельствует о воздействии на них воды до падения на Землю. По структурам минералов установлено, что авгит образовался в результате медленного охлаждения магматического очага и является кумулатным минералом, остальные минералы являются интеркумулусными и кристаллизовались при быстром охлаждении без последующего метаморфизма.

В химическом отношении наклиты отличаются как от шерготтитов, так и от эвкритов. По повышенному содержанию летучих компонентов они сходны с земными базальтами и шерготтитами. На основании этих и других данных считают, что в составе родительских тел наклитов и шерготтитов была значительная доля богатых летучими компонентами вещества и что возникли они при относительно окислительной обстановке. *Шассиньиты* (2 экз.) представляют собой богатые оливином породы, по структуре и минералогии сходные с земными и лунными дунитами. Отличается от них большей железистостью оливина. Шассиньиты состоят из оливина (77–92 %), пироксенов (4,7–8 %), плагиоклаза № 16–37 (1,3–8 %), хромита (0,8–1,8 %) и сульфидов (до 4,2 %). По данным анализов вещества в шассиньитах установлено повышенное относительно эвкритов содержание летучих компонентов и более высокая окислительность обстановки формирования. В этих отношениях они близки земным породам. В генетическом отношении шассиньиты являются кумулатами при кристаллизации магмы ультраосновного состава.

Изотопный возраст рассмотренных трех групп кумулятивных ахондритов значительно меньше возраста других метеоритов и составляет для шерготтитов 0,65, для наклитов 1,24–1,37, шассиньитов 1,39 млрд лет.

Метеорит Angra dos Reis является уникальным ахондритом. Это магматический кумулат, по возрасту и изотопам кислорода близкий эвкритам. Состоит он из клинопироксена (93 %), оливина (3 %), шпинели (2 %) и широкого спектра акцессорных минералов. Для него характерны трахитоидность и наличие пойкилобластовых сrostков. Валовой состав метеорита показывает необычно высокие содержания CaO , Al_2O_3 и TiO_2 , что отразилось в необычном составе пироксена, богатого этими же компонентами. По низким содержаниям летучих компонентов метеорит близок эвкритам, а по окислительности обстановки он располагается между эвкритами и другими кумулятивными ахондритами.

Уреилиты (12 экз.) по своим особенностям отличаются от других метеоритных групп. Они состоят из агрегатов миллиметрового размера магнезиального оливина и подчиненного количества клинопироксена (пижонита, реже клинобронзита), находящихся в темной матрице, состоящей преимущественно из графита, алмаза и лонсдаleitа (полиморфной модификации углерода с плотнейшей гексагональной упаковкой), бедного никелем железа и троилита. Структура силикатной части изменяется от грубозернистой в одних метеоритах до мелкозернистой в других. Считается, что уреилиты претерпели переменный по интенсивности, но всегда сильный ударный метаморфизм. Состав оливинов свидетельствует о быстром охлаждении от высоких температур. В матрице наблюдается большое разнообразие акцессорных минералов, в том числе такие необычные для метеоритов минералы, как галит и сильвин. Присутствуют удлиненные пустоты, что связано с низким статическим давлением. В некоторых ме-

теоритах наблюдается ориентированное расположение оливинов, свидетельствующее о кумулатном происхождении силикатов.

По валовому химическому составу уреилиты близки земным ультрамафитам, но резко отличаются от них по содержаниям самородного углерода. Колебания содержания породообразующих окислов следующие: SiO_2 – 39,76–41,92 %, TiO_2 – 0,07–0,18 %, Al_2O_3 – 0,26–0,88 %, Cr_2O_3 – 0,68–0,93 %, FeO – 9,20–15,09 %, MnO – 0,37–0,41 %, MgO – 36,52–38,96 %, CaO – 0,10–1,36 %, Na_2O – 0,04–0,18 %, K_2O – до 0,04 %, P_2O_5 – 0,06–0,10 %, Fe – 2,90–5,86 %, Ni – 0,09–0,13 %, Co – 0,01–0,06 %, FeS – 0,52–1,72 %, C – 1,54–2,92 %. Наиболее они значительны для железа, как в окисных формах, так и в металлической. Большинство уреилитов весьма богато захваченными инертными газами, сосредоточенными в алмазах. Содержания большинства редких элементов отличаются от таковых в CI хондритах, с которыми их сравнивают.

Исследователи предполагают, что оливин-клинопироксеновые агрегаты в уреилитах представлены либо твердым остатком частичного плавления хондритоподобного вещества либо магматическими кумулатами, но ни одно из этих предположений не является удовлетворительным. Имеются лишь веские доказательства связи между уреилитами и углистыми хондритами, подобными CO и CV хондритам. Происхождение углеродной матрицы не находит удовлетворительного объяснения. Большинство исследователей считает, что силикатная и углеродистая составляющие образовались раздельно и были смешаны до или во время ударных воздействий.

Существуют одиночные железокаменные метеориты со специфическими составами. Метеорит Нечаево по химическому и изотопному составу сходен с обыкновенными хондритами, но с более высоким содержанием железа. Он как бы продолжает тренд обогащения хондритов железом в ряду LL–L–H. Метеориты Bencubbin и Weatherford представляют собой полимиктовые брекчии, состоящие из металла, сходного с металлом железных метеоритов, и весьма разнообразных хондритовых класт, многие из которых уникальны по изотопному составу.

Группа сидерофиров представлена одним метеоритом Steinbach. Состоит он из примерно равных количеств силикатов (орто- и клинобронзита, меньше тридимита) и металла с акцессорными хромитом, троилитом и шрейберзитом. Формирование его происходило при температуре 1200 °C с последующим быстрым охлаждением и давлением менее 2 кбар.

Лодраниты также представлены одним экземпляром. Это оливин-пироксеновый железокаменный метеорит, имеющий сходство с уреилитами. Состоит он на 77 % из силикатов при близком содержании оливина и ортопироксена. Металл-комасит составляет 20 %, троилит – 2,7 %, хромит – 0,3 %. Вероятнее всего, это твердый остаток частичного плавления.

АСТЕРОИДЫ. Между орбитами Марса и Юпитера открыто большое количество разного размера тел, названных астероидами или малыми планетами, достигающее многих десятков тысяч. Составлен каталог на более чем 3500 астероидов [Мартынов, 1988] и количество их с совершенствованием техники наблюдений все растет. Размеры их весьма разнообразны. Диаметры самых крупных астероидов превышают 500 км, самые малые известные астероиды имеют диаметр первые километры. По-видимому, есть и более мелкие астероиды. Распределены астероиды в пространстве неравномерно, имеют эллиптические орбиты с малыми эксцентриситетом и наклонами. Общая масса астероидов сейчас меньше массы Луны, но первоначальная масса их была, вероятно, значительно больше и, скорее всего, превышала массу Марса.

Плотность вещества астероидов в среднем отвечает смеси силикатов и никелистого железа в различных пропорциях. Практически все более или менее распространенные метеориты находят своих аналогов по составу среди астероидов. Большинство астероидов по составу близко углистым хондритам. Меньшее их количество соответствует другим хондритам, а некоторые – железным и железокаменным метеоритам.

Таким образом, все метеориты находят своих аналогов по составу среди астероидов. Поверхность астероидов покрыта рыхлыми образованиями, подобными лунному реголиту, состоящему из обломков разного размера и пыли. Форма астероидов также разнообразна. Например, астероид Эрот имеет форму гантели, а Географ – форму цилиндра с закругленными краями. Температура на астероидах составляет 200–250 К.

Существует несколько гипотез возникновения пояса астероидов. Согласно одной из них астероиды представляют собой осколки некогда существовавшей планеты, названной Фэтон, и разрушившейся в результате столкновения с другим космическим телом или из-за приливного воздействия гравитационного поля Юпитера. По другим, более обоснованным представлениям это осколки нескольких планетезималей, столкнувшихся друг с другом в ранний период формирования Солнечной системы.

Составы метеоритов, возникших, вероятнее всего, в результате разрушения первичных твердых образований в пылегазовом облаке и находящихся на разных стадиях эволюции, дают нам довольно полное представление о составе, строении и эволюции планет в периоды их аккреции после кометной стадии.

Ввиду низких температур в протопланетном облаке, метеориты, состоящие из льда, представляют собой обломки тел в самом начале образования твердых объектов (ядер комет) или центральные еще не разогретые части более крупных образований. Пылевидные комочки, широко распространенные в межпланетном пространстве, являются производными первичной концентрации труднолетучих компонентов на поверхности возникавших твердых образований.

Обломки первичной твердой корки, состоящей из труднолетучих компонентов, представлены CI хондритами. Под воздействием поступавших из глубин первичных тел летучих компонентов они подверглись низкотемпературному метаморфизму и образованию жил гидротермалитов. Соударение с мелкими телами привело к брекчированию вещества. При этом в CI хондриты попадали обломки тел, прошедших дальнейшую эволюцию, представленные высокотемпературными минералами. Сюда же попадали брызги лавового материала (правильные хондры), вероятно, имкатного происхождения (CM и CO хондриты).

Обыкновенные хондриты представляют обломки тел с начавшейся дифференциацией магмы на силикатную и металлическую составляющие. Хондры в этих метеоритах представляют, вероятно, каплевидные обособления силикатного расплава на начальной стадии ликвации магмы в промежуточных телах. Эти метеориты также претерпели ударный метаморфизм (брекчирование). Темное вещество матрицы образовалось под воздействием летучих компонентов, поступавших из глубин первичных тел. Энстатитовые хондриты возникли из более глубинного вещества тел или в более поздние стадии их эволюции. Эвкритовые (близкие земным базальтам) расплавы образовались в результате эволюции силикатного расплава после обособления или близко одновременно с обособлением металлического расплава. В его образовании могли принимать участие как кристал-

лизационная дифференциация, так и привнос вещества флюидами из более глубоких частей тел. Диогениты представляют собой кумулаты при образовании эвкритового расплава.

Ахондриты и редкие типы метеоритов возникли при разрушении тел, в которых прошла ликвация магмы на силикатную и металлическую составляющую, а магматические очаги переместились вблизи поверхности. В них возникли условия для генерации магмы основного состава и извержению ее на поверхность. Говардиты, возможно, образовались из эксплозивного материала еще при отсутствии гранитного слоя. Разнообразие состава этой группы метеоритов обусловлено неоднородностями, возникшими в телах второго и последующих поколений тел.

Интересны по своему составу уреилиты, обогащенные легколетучими компонентами, в том числе галогенами и инертными газами. Можно предполагать, что они возникли в результате консервации участка мощного флюидного потока в некоторых первичных телах. Движение флюидов к поверхности из-за бомбардировки мелкими объектами было неравномерным, что увеличивало различия состава вещества на разных участках первичных тел. Алмазы могли возникнуть позднее из углеродистого вещества при ударном метаморфизме.

Железокаменные метеориты образовались из слоя, где происходила ликвация магмы. Железные метеориты являются производными слоя металлической магмы, возникшего при ликвации магмы. Предполагается [Додд, 1986], что для появления железных метеоритов (то есть металлического расплава) размеры тел должны быть не менее 200 км в диаметре. Разнообразие составов метеоритов позволяет предполагать существование для их образования не менее 70 материнских тел, прошедших разные эволюционные пути. По-видимому, их было во много раз больше, так как могли существовать, с одной стороны, многочисленные тела близкого состава и строения, а с другой — тела, давшие метеориты неизвестного пока состава.

Резкое преобладание хондритов над железными и ахондритами среди метеоритов падения, по-видимому, отражает истинное их соотношение в межпланетном пространстве. Это свидетельствует, что преобладают обломки слабо дифференцированных малых размеров тел начальных стадий формирования планетной системы. Железные обломки возникли при разрушении более крупных тел, достигших значительной эволюции. Таких тел было значительно меньше, а слои металлического состава были относительно маломощными.

Исходя из вышеизложенных данных можно представить сценарий образования планет и их спутников.

Под гравитационным влиянием возникшего Солнца в протопланетном облаке, вероятно, происходила некоторая дифференциация вещества. Ближние к Солнцу уровни несколько обогащались труднолетучими ком-

понентами, тогда как легколетучие оттеснялись на периферию. Это обусловило в дальнейшем образование обогащенных труднолетучими компонентами планет земной группы и состоящих в основном из легколетучих компонентов планет, удаленных от Солнца.

По-видимому, формирование первичных скоплений вещества на кометной стадии происходило не одновременно. Вначале возникли единичные скопления, а затем их рост приобрел лавинообразный характер. Ранее возникшие скопления росли быстрее, аккумулируя основную массу вещества в окружающей части протопланетного облака. «Естественный отбор» благоприятствовал телам, которые росли быстрее всего вначале. Они были способны ускорять свой рост за счет поглощения более мелких тел» [Уипл, 1984, с. 290]. В дальнейшем они превратились в планеты и их спутники. Можно с большой долей вероятности восстановить их эволюцию исходя из известных данных о метеоритах, как о частях первичных тел так называемых планетезималей.

Первоначально они, как и ядра некоторых планет, состояли из льда, обогащенного относительно первичного облака труднолетучими компонентами. Размеры их были во много раз больше современных и уже первоначально они были окружены мощной атмосферой. В результате гравитационного сжатия, соударения с другими телами, энергии частых соударений с более мелкими объектами, распада радиоактивных изотопов, которых на начальной стадии было во много раз больше (в том числе короткоживущие изотопы), происходил быстрый разогрев планетезималей. Это приводило к испарению легколетучих компонентов и быстрому образованию корки, состоящей из труднолетучих компонентов. Вначале она была рыхлой, а затем на определенной глубине превратилась в твердый субстрат. Высокое давление атмосферы и возникающая корка препятствовали испарению легколетучих компонентов из твердого субстрата внутренних частей планетезималей, где сохранялось вещество протопланетного облака.

Тела, возникшие раньше других, к моменту массовых соударений приобрели уже достаточно прочные твердые оболочки, которые не позволяли разрушить их. Мощная атмосфера также препятствовала их разрушению. Только крупные тела достигали твердой поверхности планетезималей. Более мелкие тела разрушались в атмосфере и выпадали на поверхность уже в виде мелких частиц, наращивая твердую оболочку сверху. Снизу она росла в результате дегазации вещества центральных частей, которая происходила на границе первичного еще не дифференцированного вещества и внешней оболочки труднолетучих компонентов.

Рост мощности твердой оболочки происходил на фоне повышения температуры во всех частях планетезимали и повышения давления во внутренних ее частях. Повышение температуры способствовало выделению легколетучих компонентов и миграции их к поверхности, а давление

препятствовало этому процессу. Эти компоненты переносили тепло и летучие умереннолетучие элементы из внутренних частей тел к поверхности.

На поверхности первичных тел вещество представляло собой рыхлую субстанцию типа лунного реголита. Встречающиеся в космосе рыхлые комочки пыли, по-видимому, и представляют эти образования. В более глубоких частях тел вещество соответствовало матрице CI хондритов, состояло из низкотемпературных водосодержащих силикатов, аналогичных низким ступеням метаморфизма, и органических соединений. Жилы карбонатов и сульфатов свидетельствуют об активной гидротермальной деятельности, вероятно, вследствие поступления флюидов из глубины.

В ходе дальнейшего возрастания температуры и давления нарастала степень метаморфизма. Затем на глубине, обусловленной температурой и давлением, появлялся магматический расплав и начинался процесс разделения (ликвации) магмы на металлическую (внешнее ядро) и силикатную (мантию) – процесс формирования слоистой структуры планет. С появлением слоя расплавленного металла у планет возникло магнитное поле. Центральные части состава, близкого протопланетному облаку, из-за высокого давления, обусловленного в значительной мере мощной атмосферой, оставались в твердом состоянии и имели более низкую температуру, чем металлическая мантия. Под влиянием разогрева легколетучие компоненты испарялись с поверхности центрального ядра и устремлялись вверх, увлекая за собой труднолетучее вещество. Просачиваясь через металлический расплав, они оставляли в нем часть металлов, наращивая его мощность.



Сведения для любознательных. Следует отметить, что внутреннее строение Земли и процессы его формирования пока еще не выходят из стадии гипотез. Поэтому и наблюдается широкий спектр взглядов на эти вопросы, вплоть до противоположных. В этой связи следует остановиться на так называемой темной материи, из которой, по мнению физиков, состоит основная масса Вселенной. Как считают физики, темная материя «не принимает участия ни в каких взаимодействиях, кроме гравитационного. Поэтому предполагается, что это некие неизвестные науке стабильные слабовзаимодействующие частицы, обладающие достаточно большой массой» (Космический глаз Байкала // В мире науки. 2008. № 5. С. 79). Предполагается, что этих частиц «должно быть много внутри Земли, где они могут свободно двигаться сквозь вещество» (там же). Если это предположение верно, то необходимо вносить существенные коррективы во взгляды на образование Земли и процессы в ее пределах.

Контрольные вопросы

1. Гипотеза образования Вселенной.
2. Гипотезы образования Солнечной системы.
3. Кометная стадия эволюции Солнечной системы.
4. Метеоритная стадия эволюции Солнечной системы.

3. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Одной из главных задач изучения геологического строения территорий является установление времени и последовательности формирования горных пород. Без решения этих вопросов невозможно составление геологических карт, расшифровка геологической истории регионов, научно обоснованное определение перспектив поисков месторождений полезных ископаемых. Методы определения возраста делятся на палеонтологические, изотопные, палеомагнитные и историко-геологические. Для докембрия они имеют свою специфику.

Возможности применения палеомагнитного метода определения возраста пород для докембрия ограничены, так как нет однозначно установленных положений полюсов относительно крупных структур для этого времени. Этот метод может быть использован для корреляции и расчленения докембрийских образований, удаленных друг от друга на значительные расстояния. Но для надежности этих сопоставлений необходимо убедиться в отсутствии горизонтальных перемещений объектов относительно друг друга. Затрудняют применение этого метода и широко развитые метаморфические изменения, особенно высокотемпературные, когда происходит перемагничивание магнетиков.

3.1. ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Палеонтологический метод определения возраста стратифицированных геологических образований для фанерозоя является основным. Для докембрия же его значение ограничено. В самых древних породах признаки существования жизненных форм отсутствуют или они нечеткие. В более молодых отложениях отмечаются уже определенные признаки былого существования живых существ с постепенным нарастанием их разнообразия и обилия.

Реликты древних органических существ, установленные в докембрии, в основном представлены микрофоссилиями и фитолитами. Одиночные их находки отмечаются уже в архейских образованиях. Более широкое распространение они получили в отложениях, начиная с раннего протерозоя. Но применение установленных форм для определения возраста стало возможным, начиная с рифея.

Фитолиты представляют собой неорганические остатки, а горные породы – водоросли, образовавшиеся в результате осаждения карбонатного материала на ткань, сохраняя их форму и частично внутреннее строение. Они делятся на строматолиты и микрофитолиты.

Строматолиты – карбонатные образования по бентосным водорослям. Существует ряд классификаций строматолитов докембрия, но в большинстве своем они сугубо формальны. Существенное значение имеют лишь те из них, которые опираются на микроструктурные признаки. Находки фитолитов известны с архея. Но наибольшее их распространение приходится на карбонатные отложения позднего протерозоя. В этот период формировались неповторимые (эндемичные) вертикальные последовательности таксонов, зависимые от изменений среды обитания. Их таксоны в конкретных разрезах позднего протерозоя образуют определенные сочетания, объединенные в 4 комплекса, состав которых, а иногда и последовательность сохраняются на значительных территориях. Они характерны для довольно обширных регионов, но для сопоставления разобобщенных областей мало пригодны. Поэтому строматолиты имеют существенное значение для определения возраста карбонатных отложений отдельных регионов и малонадежны для межпровинциальных корреляций. Эти корреляции усложняются широким возрастным диапазоном распространения межпровинциальных таксонов.

Микрофитолиты – сборная группа мелких концентрически-слоистых желваков (онколитов) и неслоистых комков (катаграфий), образовавшихся в результате налета карбонатного осадка на не прикрепленные к субстрату водоросли. Главная масса находок микрофитолитов в докембрии приходится на поздний протерозой. Они в какой-то мере способствуют корреляции разрезов в конкретных регионах. Но приуроченность комплексов к строго ограниченному возрастному интервалу не подтвердилась, что значительно снижает их значение для определения возраста пород. При современной стадии изученности микрофитолитов они не могут служить основой широких стратиграфических построений, но могут играть роль при корреляции отложений единого бассейна осадконакопления.

Микрофоссилии – большая группа морфологически разнообразных остатков микроорганизмов (бактерии, цианобактерии, низшие водоросли, низшие грибы), как бентосных, так и планктонных. В зависимости от формы выделяются органостенные и окремненные микрофоссилии, первые приурочены к глинисто-алевролитовым фациям, вторые – к кремнисто-карбонатным и, ввиду малых размеров, изучаются с помощью микроскопа.

Окремненные микрофоссилии образуют определенные сочетания таксонов, которые характеризуют относительно небольшие интервалы разреза и могут использоваться для целей стратиграфии. Органостенные микрофоссилии более изучены. Они в настоящее время считаются наиболее перспективной группой для определения возраста содержащих их пород. Это преимущественно одноклеточные водоросли с твердой оболочкой органического происхождения, которые хорошо сохраняются в горных породах. По форме оболочек и скульптуре поверхности разрабатывается их систематика и эволюция.

Возможность использования микрофоссилий для определения возраста геологических образований начинается с раннего рифея. Благодаря крепким оболочкам они хорошо сохраняются при переотложении. Поэтому по микрофоссилиям можно установить лишь нижнюю возрастную границу образования содержащих их пород. В то же время микрофоссилии могут быть вмытыми в трещины и поры более древних отложений. Для исключения этого требуется отбирать для анализа только монолитные пробы.

Палеозоологический метод, лежащий в основе стратиграфии фанерозоя, используется для определения возраста пород докембрия сравнительно недавно и ограничен только вендом. Однотипность бесскелетной фауны, крупные размеры окаменелостей и обилие находок сделали ее надежным инструментом корреляции вендских отложений в глобальном масштабе. Но для расчленения венда они еще недостаточно изучены. В нематоморфизованных отложениях венда встречаются отпечатки бесскелетных животных типа кишечнополостных, чаще всего представленных мезузоидами, следы ползания червей, а в отложениях самых верхов венда отмечены находки примитивных скелетных форм. В венде впервые появляются известьвыделяющие сине-зеленые водоросли вида *Renalcis*.

Таким образом, палеонтологический метод применим для определения возраста отложений только начиная с раннего рифея. Надежное его использование возможно лишь в комбинации с другими методами определения возраста пород. Но возрастание информации об органическом мире докембрия обеспечил постепенный рост значения палеонтологического метода для позднего докембрия и определил ряд его объективных ограничений.

3.2. ИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ

Ввиду ограниченности применения палеонтологического метода, особое значение для определения возраста пород докембрия приобретают изотопные методы, основанные на свойстве некоторых изотопов самопроизвольно распадаться с образованием устойчивых изотопов. Распадающиеся изотопы называются материнскими, а возникшие при этом устойчивые изотопы – дочерними. Для определения возраста пород используются те изотопы, период полураспада которых соответствует геологически значимому времени.

Следует помнить, что изотопные методы дают значения физических величин, которые должны быть проинтерпретированы, исходя из существующей геологической обстановки и не противоречить ей.

Изотопные методы фиксируют в основном время последнего события, в результате которого система была полностью преобразована и больше не раскрывалась. Если наложенный процесс прошел не полностью, то полученные данные, как правило, достоверно не могут быть проинтерпретированы. Поэтому применение изотопных исследований пород требует тщательного изучения взаимоотношений геологических образований, состава пород и процессов, происходивших в них.



Сведения для любознательных. Первым в геологической практике стал использоваться **К-Аг метод**, основанный на радиоактивном распаде материнского изотопа ^{40}K с образованием устойчивого дочернего изотопа ^{40}Ar . Аргон — газ и потому он плохо сохраняется в кристаллической решетке. Даже при незначительном нагревании и (или) дислокациях аргон легко удаляется из минералов и пород. Поэтому полученный результат часто соответствует «омоложенному» возрасту, времени последнего наложенного процесса. То есть возраст породы следует считать не меньше полученной цифры. Более надежные данные получаются при исследовании К-Аг системы по минералам. Наиболее подходящими минералами являются глауконит и биотит. Этот метод используется в основном для определения возраста пород кайнозоя и мезозоя, не претерпевших после образования каких-либо воздействий. Чем древнее порода, тем больше вероятность нарушения первичного соотношения калия и аргона. Для более древних образований его используют лишь в комбинации с другими методами. Поэтому для докембрийских образований он мало эффективен.

Более надежными считаются твердофазные методы, когда дочерний изотоп входит в решетку минералов. В первую очередь, это **Rb-Sr метод**, когда при распаде материнского изотопа ^{87}Rb возникает дочерний изотоп ^{87}Sr . Этот метод используется в основном для определения возраста магматических пород кислого и среднего составов, в которых содержания изотопов рубидия и стронция достаточно высоки. По мере совершенствования методов точного определения малых содержаний этих изотопов он начал применяться и для определения возраста пород более основного состава.

Для определения возраста пород Rb-Sr методом применяется графический способ интерпретации полученных аналитических данных, который называется изохронным. Для построения изохроны необходимо получить из одного объекта (геологического тела) не менее 5 определений соотношений материнского и дочернего изотопов, т. е. из одного тела отбираются не менее 5 проб. Для получения надежной изохроны необходимо, чтобы пробы были отобраны из пород, значительно различающихся содержаниями рубидия и стронция. Чем больше это различие, тем надежнее изохрона. Данные наносятся на график в системе координат $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (^{86}Sr — распространенный изотоп нерадиоактивного происхождения). Полученные точки соединяются усредненной прямой линией, которая и называется изохроной. Чем древнее породы, тем меньше в ней будет ^{87}Rb и больше — ^{87}Sr . Следовательно, чем древнее породы, тем круче будет линия изохроны. Изотопный возраст рассчитывается по формуле $T = 1/\ln(\text{tg}\alpha + 1)$, где T — возраст в млн лет, \ln — константа распада рубидия, α — угол наклона изохроны. Достоверность изохроны определяется средневзвешенным квадратичным отклонением (СКВО). Чем ближе расположены полученные точки к усредняющей линии, тем меньше СКВО. Если СКВО больше 1, то такая изохрона считается недостаточно надежной.

Более надежной считается так называемая внутренняя изохрона, полученная по минералам из одной пробы. Для ее получения пробу, после дробления до 1–0,5 мм, разбирают на отдельные минералы (например, плагиоклаз, микроклин, амфибол, биотит и порода в целом) и их анализируют на содержание соответствующих изотопов. По полученным данным строится изохронный график и вычисляется возраст.

Точка пересечения ординаты линией изохроны определяет соотношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при закрытии системы. Предполагается, что мантийное вещество соответствует по составу каменным метеоритам и имеет те же содержания изотопов стронция и рубидия, сохранившиеся до настоящего времени. Так как земная кора обогащена рубидием, то здесь соотношение изотопов стронция должно быть выше. Для метеоритов, а, следовательно, и для первичной мантии, соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0,698. Со временем оно повысилось до 0,701–0,702. Эмпирически установлено, что породы с соотношением изотопов стронция меньше 0,705 являются, чаще всего, производными мантии, а больше — земной коры.

Rb/Sr метод более надежен, чем K/Ar. Но в литосфере проявляются процессы, которые нарушают первичные соотношения определяемых изотопов. Главным образом, они обусловлены метасоматическими изменениями пород. Рубидий геохимически близок калию, а стронций — кальцию. При метасоматических процессах, в которых происходят привнос или вынос калия и (или) кальция (калишпатизация, альбитизация, карбонатизация, декарбонатизация и др.), нарушаются и первичные соотношения изотопов рубидия и стронция. При этом может происходить и фракционирование изотопов стронция, так как ^{87}Sr более подвижен, чем ^{86}Sr . Если процесс преобразования породы прошел до конца, то полученные данные соответствуют времени проявления наложенного процесса. Если же порода преобразована частично, то полученные цифры не имеют геологического значения.

Другой широко применяемый метод определения изотопного возраста называется **свинцовым или уран-свинцовым**. Он основан на самопроизвольном распаде изотопов урана и тория, в результате чего возникают дочерние устойчивые изотопы свинца: $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th} - ^{208}\text{Pb}$. Для этого используют минералы, которые содержат повышенные количества радиоактивных изотопов и сами содержатся в породе в повышенных количествах. Чаще всего исследуются изотопные системы в цирконе, содержащем достаточные для анализа количества урана и тория. Можно также использовать монацит, ксенотим, пирохлор и т. д. Но эти минералы присутствуют в породах относительно редко. Совпадение данных всех трех систем дает надежное определение возраста. Если же эти данные не совпадают, что свидетельствует о нарушении первичных соотношений, то строится график в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Для этого требуется несколько (не менее 5) определений изотопных соотношений из разных проб одного геологического тела. На график наносят теоретическую кривую, как если бы система была не нарушена, так называемую конкордию. Полученные точки соединяют усредненной прямой линией — дискордией. Считается, что верхнее пересечение этой линии с конкордией соответствует времени образования породы, а нижнее — время наложенного процесса, нарушившего первичное соотношение изотопов. Этот метод используется для определения возраста магматических пород кислого и среднего составов, так как в них в достаточном количестве присутствует циркон или другие минералы с высокими содержаниями урана и тория.

Кислые магматические породы часто имеют палингенное происхождение. Циркон — минерал довольно тугоплавкий и поэтому при палингенезе не всегда расплавляется полностью. В этом случае реликтовый циркон при остывании магмы обрастает новообразованным цирконом. При исследовании таких цирконов получается возраст средний между возрастом субстрата и временем застывания магмы. Для надежного датирования отбирают незональные кристаллы циркона одинакового цвета и габитуса.

Для определения изотопного возраста магматических пород основного и ультраосновного составов используется **Sm—Nd метод**. Он основан на самопроизвольном распаде материнского изотопа ^{147}Sm , в результате которого возникает устойчивый дочерний изотоп ^{143}Nd . Так как эти оба элемента относятся к группе редких земель, то они геохимически близки и поэтому считается, что при наложенных процессах их соотношение мало изменяется. Здесь также используется метод построения изохроны в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, где ^{144}Nd — изотоп нерадиоактивного происхождения. Обычно используется внутренняя изохрона, т. е. определяется соотношением изотопов в минералах из одной пробы с последующим построением графика.

Методы изотопной геохронологии применяются преимущественно для определения возраста магматических пород, т. е. времени эндогенной активности, которая проявляется с образованием пород основного состава преимущественно в начале, а средне-кислых в основном в конце тектоно-

магматических циклов. Это служит основой для выделения тектоно-магматических циклов, а, следовательно, и для составления хронологической и стратиграфической шкал докембрия.

3.3. ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Историко-геологические методы определяют, главным образом, относительный возраст пород. Они делятся на стратиграфические, магматические, метаморфические, структурные, палеогеографические. Обычно они используются в совокупности с изотопными методами.

Стратиграфические методы. Они основаны на определении последовательности напластования осадочных образований, установлении угловых и стратиграфических несогласий и прослеживании их по площади. Поверхности несогласия обычно проявляются на значительной территории. Кроме того, отложения определенных палеоклиматических условий проявляются в относительно узкие интервалы времени и обычно распространены на значительных территориях. Например, ледниковые, красноцветные и другие отложения. Большое значение имеет выявление направленности изменения разрезов первично осадочных толщ, связанных с эволюцией тектонических и палеогеографических условий осадконакопления.

Надо иметь в виду, что отложения докембрия часто интенсивно дислоцированы и потому могут быть запрокинутые залегания. Для надежной интерпретации последовательности отложений необходимо устанавливать верх и низ пластов. Кроме того, в глубоко метаморфизованных образованиях может встретиться псевдостратификация, возникшая в результате метаморфогенно-метасоматических процессов.

Магматические методы. Соотношение интрузивных образований со стратифицированными позволяет определить относительный возраст как стратифицированных, так и магматических образований. Прорываемые породы являются древнее прорывающих их. Если же магматические образования перекрыты с размывом осадками, то они древнее этих отложений.

Магматические образования близкого состава обычно проявляются в определенные этапы тектоно-магматических циклов. Магматические породы основного состава чаще всего приурочены к начальным этапам циклов, а кислого — к их окончаниям. Зная возрастные рамки циклов, можно определиться с возрастом изучаемых образований. В пределах структурно-формационных зон породы близкого состава обычно приурочены к одному возрастному уровню, поэтому установленные на одном участке зоны возрастные рамки магматических тел определенного состава и строения можно распространить на значительные территории.

Для определенных этапов докембрийской истории характерны специфические формации, не повторяющиеся в другие периоды. Например, джеспилиты, коматииты, граниты-рапакиви и др. Выявление подобных

формаций способствует установлению возраста их и контактирующих с ними образований.

Метаморфические методы. Для определения возраста пород имеет значение только региональный метаморфизм, который проявляется на значительных площадях. Установление единого этапа метаморфизма помогает определить возраст метаморфизованных пород в пределах всей структурно-формационной зоны. Надо иметь в виду, что региональный метаморфизм обычно имеет зональный характер, и то, что метаморфические процессы могут проявляться неоднократно. Поэтому возникают трудности в установлении единых этапов метаморфизма.

Структурные методы. Складчатость проявляется в конце тектоно-магматических циклов. Поэтому выявление этапов складчатости помогает установить одновозрастность или разновозрастность геологических образований. Большое значение имеет также стиль складчатости, который обычно распространен на значительных площадях. Например, линейная или купольная складчатость. Для корреляции и расчленения геологических образований важным является установление перерывов в осадконакоплении, стратиграфических и угловых несогласий. Необходимо убедиться, что перерывы в осадконакоплении имеют региональный характер, так как они могут быть и местными.

Палеогеографические методы. Установление границ палеогеографических областей и их оконтуривание помогает также определению возраста пород. Например, установление границ водоемов и их глубины, областей проявления вулканических процессов и др.

Историко-геологические методы позволяют протрассировать установленный в одном месте возраст пород на значительной территории. Наиболее надежные результаты получаются при использовании максимально возможного комплекса методов.

Контрольные вопросы

1. Значение палеонтологического метода для изучения докембрия.
2. Виды изотопных методов определения возраста пород и их значение для изучения докембрия.
3. Виды историко-геологических методов определения возраста пород и их значение для изучения докембрия.

4. ПЕРИОДИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЯ

В основу периодизации докембрия положено признание циклического и направленно-необратимого развития Земли. Тектоно-магматические циклы в основном развивались в сходной последовательности. Но в то же время каждый последующий цикл отличался от предыдущего, так как проявлялся на измененной предыдущей историей основе. Выделяемые в докембрии рубежи являются переломными моментами в истории Земли. Циклы начинались с преобладающего растяжения литосферы, сопровождаемого трансгрессией, расширением бассейнов осадконакопления, накоплением мощных толщ осадочных пород и магматизмом преимущественно основного и ультраосновного составов. Завершаются циклы преобладанием условий сжатия, приводящим к регрессии, сокращению бассейнов осадконакопления, складчато-надвиговым дислокациям, метаморфизму и гранитообразованию. Этот период обычно фиксируется максимумом изотопных определений возраста, соответственно, пород основного или кислого составов.

Для создания стратиграфической и хронологической шкал докембрия использовалась вся совокупность вышеописанных методов. Чем крупнее подразделения, тем более четко проявляются их границы, которые устанавливаются для разных регионов с некоторым смещением во времени. В России сейчас используется схема расчленения докембрия, принятая Уфимским Всесоюзным межведомственным совещанием в 1990 г. (табл. 5).

Таблица 5

Схема расчленения докембрия

| Акротема Акрон | Эонотема Эон | | Эротема Эра | Система Период | Отдел Эпоха |
|--|--|--------------------------------|--|------------------------------------|--|
| Протерозойская (PR) Протерозойский (PR) | Верхняя (PR ₂) Поздний (PR ₂) | | | 570±15 Вендская Вендский (V) | Верхний (V ₂) Поздняя (V ₂) 620±15 Нижний (V ₁) Ранняя (V ₁) |
| | | | | 650±20 | |
| | | | Верхняя (R ₃) Поздняя (R ₃) (Каратавий) 1000±50 | | |
| | | Рифейская (R) Рифейский (R) | Средняя (R ₂) Средняя (R ₂) (Юрматий) 1350±20 | | |
| | | | Нижняя (R ₁) Ранняя (R ₁) (Бурзяний) 1650±50 | | |
| | | | | | |

Окончание табл. 5

| | | | | |
|--|--|--|--|--|
| | Нижняя (PR ₁) Ранний (PR ₁) (Карелий) 2500±50 | | | |
| Архейская (AR) Архейский (AR) | Верхняя (AR ₂) Поздний (AR ₂) 3150±50 | | | |
| | Нижняя (AR ₁) Ранний (AR ₁) 3500 ±100 | | | |
| Катар- хейская Катар- хейский | | | | |

Примечание: 1 – верхние названия соответствуют стратиграфической шкале, нижние – хронологической; в скобках – специальные названия подразделений и их символы; цифры – значение нижних границ подразделений в млн лет с доверительными интервалами; 2 – на Уфимском совещании в 1990 г. было предложено верхнюю границу докембрия (границу венда и кембрия) поднять до 535 ± 15 млн лет, что принято сейчас многими исследователями.

Контрольный вопрос: схема расчленения докембрия.

5. ДОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПЕРИОД
СУЩЕСТВОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Возраст Земли составляет 4,5 ± 0,1 млрд лет. Эта цифра определена по предельному возрасту метеоритного вещества, предполагая, что оно возникло близко одновременно с планетами. Установленный изотопный возраст наиболее древних пород на Земле достигает 4–4,2 млрд лет. Следовательно, 0,3–0,5 млрд лет существования планеты не имеет геологической документации и потому этот период можно назвать догеологическим.

5.1. ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

О физических и химических условиях на поверхности Земли в догеологический период можно судить исходя из принятой концепции ее формирования, космологических данных и интерполяции наиболее древних установленных параметров состояния планеты.

Образование планет из холодного пылегазового облака обусловило низкие температуры на поверхности протопланеты (планетезимали) в начальный период образования твердой оболочки. В дальнейшем, под влиянием гравитационного сжатия, радиоактивного распада ряда изотопов, ин-

тенсивной метеоритной бомбардировки, столкновений с другими крупными телами и выносимого потоками легколетучего вещества тепла из глубин произошло быстрое разогревание верхней оболочки Земли и прилегающей к ней атмосферы. Этому способствовала энергия солнечного излучения, которое, как считают астрономы, на начальных стадиях существования Солнечной системы было в 6 раз более интенсивным. По-видимому, разогреву верхних частей Земли способствовало отсутствие у нее магнитного поля, что приводило к беспрепятственному поступлению ионизированного вещества (плазмы), излучаемого Солнцем. Рассеиванию тепла в космическое пространство препятствовала мощная атмосфера, в результате чего активно проявлялся «парниковый эффект».

Разогрев верхних частей раннего периода существования планеты привел к формированию на небольшой глубине, обусловленной возникшими Р–Т условиями, расплавленного слоя. В этот период по своему строению верхних частей Земля была близка раннему состоянию поверхности Луны, сохранившемуся до настоящего времени. Ее поверхность залита базальтами и ультрабазитами. Возможно, им предшествовал вулканизм только ультраосновного состава. Некоторые исследователи (Л. И. Салоп) предполагают существование на ранней стадии развития планеты лавового океана, покрывавшего всю Землю. То есть температура на поверхности ранней Земли должна была быть выше температуры плавления вещества ультрабазитового состава. Следовательно, при существовавшем весьма высоком давлении атмосферы она должна была превышать 1500 °С, что мало вероятно. Возможно, температурные условия на поверхности первоначальной Земли были близки современным на поверхности Венеры, где температура достигает 500 °С, а более вероятно, значительно выше.

Наиболее древние датированные породы Земли с возрастом метаморфизма около 4–4,2 млрд лет уже несут признаки образования в водной среде. Следовательно, к этому времени температура на поверхности опустилась ниже критической точки воды, равной 374 °С.

Первичная атмосфера возникла под воздействием гравитационного притяжения возникшей планетой более мелких тел, обладавших атмосферой, газов из материнского пылегазового облака и поступления их из ее недр. Она обладала высокой плотностью, намного превышающей плотность современной атмосферы. Об этом свидетельствуют повсеместные признаки почти повсеместного гранулитового метаморфизма в катархейских образованиях, с возрастом более 3,5 млрд лет. Если бы гранулитовый метаморфизм в катархее протекал на сколько-нибудь значительной глубине, то вышележащие породы повсеместно должны были быть денудированными и переотложенными, что привело бы к накоплению мощных толщ терригенно-глинистых образований. Однако в основании вышележащих архейских породах, метаморфизованных значительно слабее, сколько-нибудь мощные толщи таких пород отсутствуют. Следовательно,

условия гранулитовой фации в этот период существовали близко к поверхности. Температурные условия, характерные для гранулитовой фации метаморфизма (750–850 °C), как следует из вышесказанного, также существовали вблизи поверхности. Давление, соответствующее условиям гранулитовой фации метаморфизма, могло быть достигнуто только за счет плотной атмосферы. По предположению И. А. Резанова [1995], оно достигало 6 кбар. Атмосфера, с одной стороны, пополнялась в результате продолжавшихся дегазации Земли, захвата объектов со своей газовой оболочкой и газообразного вещества межпланетного пространства, с другой – происходило ее рассеивание в окружающем пространстве. Деградации атмосферы способствовал также солнечный ветер. Считается, что светимость Солнца, а, следовательно, и интенсивность солнечного ветра, на ранней стадии его существования были в шесть раз больше современной. Воздействие его усиливалось также в результате постепенного очищения окружающего пространства от пыли и газа, присоединявшихся к крупным объектам.

Состав атмосферы в период формирования Земли должен был соответствовать составу газового вещества протопланетного облака. Следовательно, он был преимущественно гелиево-водородный. Судя по составу комы комет, присутствовали также соединения водорода с углеродом, кислородом, азотом, и другими элементами. Водород и кислород быстро соединялись с атомами этих элементов и друг с другом. В результате в атмосфере постепенно стали преобладать углекислый газ, и пары воды, которые накапливались в нижних частях атмосферы. В верхах атмосферы происходило рассеивание вещества, в первую очередь, водорода и гелия. Таким образом, происходило постепенное преобразование состава атмосферы из гелиево-водородного в углекислый, насыщенной парами воды.

5.2. ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРВИЧНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Как было показано выше, вначале формирования планеты ее поверхность была покрыта рыхлым слоем пыли. Затем за счет присоединения труднолетучего вещества из окружающего пространства и дегазации внутренних частей мощность этого слоя возрастала, пылевидное вещество уплотнялось с образованием твердой субстанции ультраосновного состава. Повышалась и температура. По достижении определенной мощности твердой оболочки и температуры на глубинах протопланеты, близких к поверхности, началось образование магмы, которая по составу должна была отвечать составу труднолетучего вещества протопланетного облака. При этом началась ликвация магмы на силикатную составляющую ультраосновного состава и металлическую состава внешнего ядра.

Быстрый разогрев верхних частей протопланеты привел к перемещению расплавленного слоя ультраосновного состава ближе к поверхности. Под воздействием привноса коровых элементов газовыми потоками из

глубин, мощность которых была значительно больше современного, ультраосновной субстрат преобразовывался в базальтовый. Благодаря высокой температуре поверхности, верхний слой был пластичным, а геотермальный градиент — высоким. Под воздействием гравитационного воздействия других тел и соударений с ними относительно маломощный твердый верхний слой был легко проницаемым, и магма основного и ультраосновного составов в больших количествах повсеместно заливала поверхность Земли, уничтожая ее рыхлую покрывку. Затем постепенно стали преобладать базальтоиды.

Магматические продукты застывали, наращивая мощность твердой оболочки. Очаги образования магмы основного и ультраосновного составов, которые, по-видимому, первоначально образовывали единый слой по всему периметру Земли, постепенно углублялись. В результате в вышележащем твердом слое (литосфере) возникли Р–Т условия для образования магмы среднего и кислого составов. Субстрат для ее образования формировался под воздействием метасоматического преобразования базальтового субстрата потоком легколетучего вещества, привносившего в больших объемах коровые элементы. Магма среднего и кислого составов легко поступала на поверхность, формируя первичный гранитный слой.

Ввиду однообразия существовавших условий, процессы формирования первичной литосферы протекали повсеместно однообразно. Следовательно, и первичный гранитный слой возник в верхах всей Земли близко одновременно. Самые древние изотопные датировки указывают, что гранитный слой возник ранее 4–4,2 млрд лет.

Таким образом, первичная кора была сложена преимущественно образованиями основного и ультраосновного составов, т. е. была сходной с современной корой океанического типа. Затем формировался гранитный слой, кора постепенно становилась двухслойной континентального типа. Но мощность литосферы была небольшой. Она была относительно пластичной с высоким геотермическим градиентом.

5.3. ЗАРОЖДЕНИЕ И ПРОЯВЛЕНИЕ ПЛЮМТЕКТониКИ

На определенном этапе эволюции Земли возникла слоистая структура планеты, которая существует и сейчас. Внутренние части Земли (внутреннее ядро) состояли из вещества первичного пылегазового облака. Из-за высокого давления и относительно низкой температуры оно находилось в твердом состоянии. Диаметр его значительно превышал диаметр современного внутреннего ядра. Внутреннее ядро облекало жидкое относительно маломощное металлическое внешнее ядро. Выше располагалась жидкая силикатная мантия. На определенном этапе развития Земли создались Р–Т условия для образования мантии твердого субстрата, разделившего слои металлической и силикатной магмы. Магматические очаги силикатного состава переместились вверх, образовав астеносферу. Выше астеносферы

располагалась маломощная литосфера, состоящая из верхов мантии ультраосновного состава, и коры, разделенной на гранитный и базальтовый слой.

Легколетучие компоненты, разогреваясь, испарялись с поверхности внутреннего ядра, просачивались сквозь металлическую магму, увлекая за собой в основном коровые элементы и их соединения. Металлический остаток присоединялся к внешнему ядру, наращивая его снизу.

Достигнув верхней границы расплавленного слоя, летучие компоненты теряли часть транспортируемого ими вещества. Оно присоединялось к мантийному слою, наращивая его мощность. Таким образом, в процессе эволюции Земли возрастала мощность, как мантии, так и жидкого внешнего ядра, границы которого смещались к центру планеты за счет сокращения объема внутреннего ядра. На поступление вещества из ядра в мантию свидетельствуют данные по изотопии осмия и отношения железа к марганцу в магматических образованиях – производных плюмов [Хаин, Коронковский, 2007].

Появление слоя относительно твердого вещества затрудняло движение потоков легколетучих компонентов к поверхности. Они накапливались на границе ядро–мантия. Под воздействием потока легколетучих компонентов и в результате привноса коровых компонентов внизу мантии возникали очаги более легкоплавкого вещества, чем окружающий субстрат (слой D II). Появлялись пленки межзернового расплава, которые служили проводниками для легколетучих компонентов. Но образованию больших объемов магмы препятствовало высокое давление.

На участках наибольшей интенсивности потока легколетучих компонентов образование легкоплавкого вещества происходило в более крупных масштабах. Растворимость летучих компонентов в расплаве более значительная, чем в твердом субстрате. Легколетучие вещества вместе с коровыми компонентами по межзерновым магматическим пленкам устремлялись вверх, расширяя зону начального плавления вверх и в стороны. Так как летучие компоненты концентрировались в верхней части области образования расплава, то в нижней части этой области возникал градиент их содержания, сюда устремлялись легколетучие компоненты снизу и с соседних участков. Таким образом, формировались сосредоточенные потоки легколетучих компонентов, которые и называются плюмами.

Этот механизм образования плюмов проявляется до настоящего времени. Основными путями движения потока легколетучих компонентов служат межзерновые пленки расплава, более кислого и потому более легкоплавкого, чем окружающий субстрат. Возникает область вещества пониженной вязкости, которое стремится к всплыванию, воздействует на перекрывающие слои, создавая условия растяжения. А это, в свою очередь, способствует подъему плюма (рис. 3).

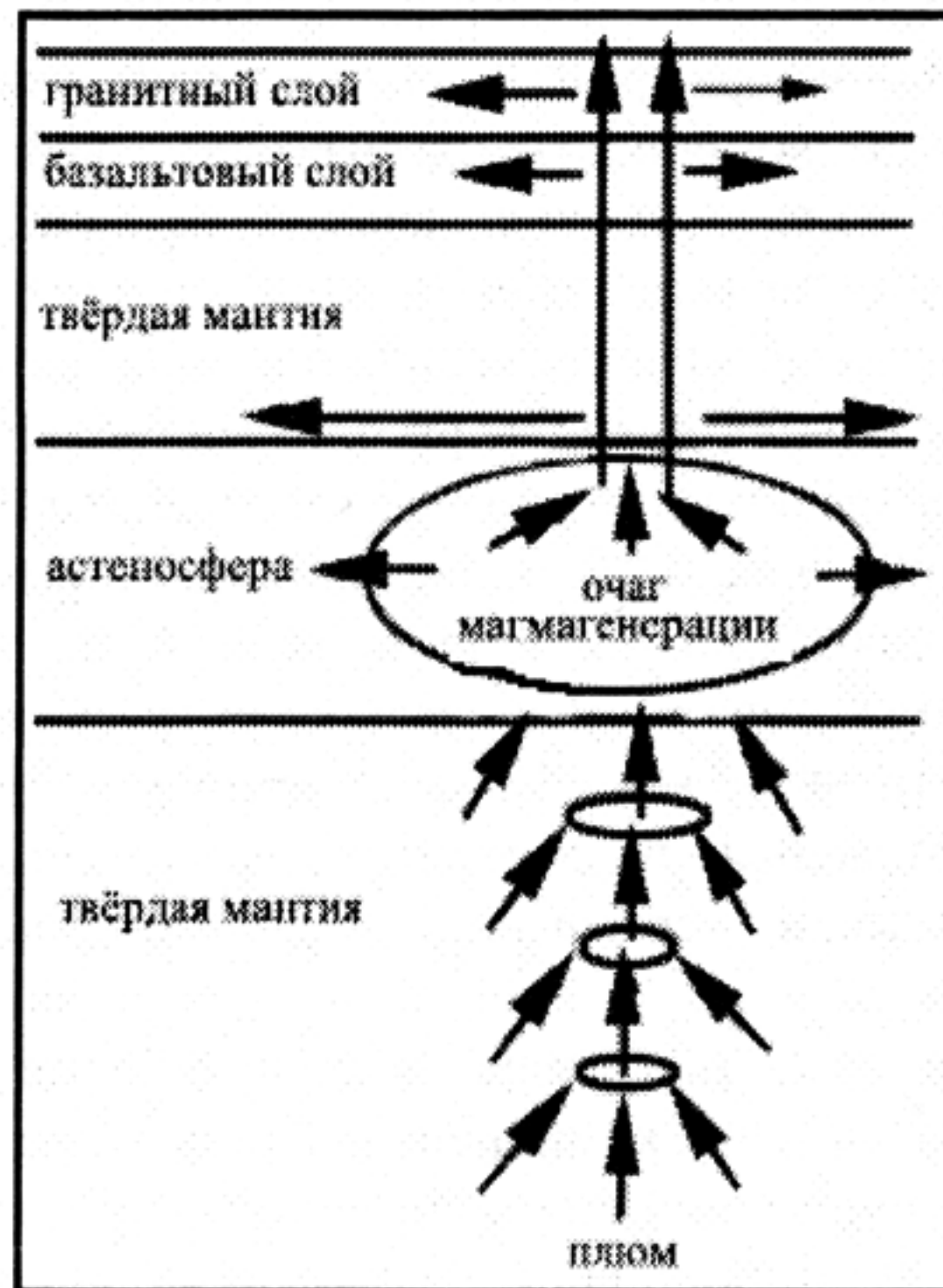


Рис. 3. Движение вещества, обусловленное плюмом

Вероятно, значительную роль в движении вещества плюмов к поверхности играют электрические поля, которые должны обладать высоким потенциалом в условиях плотного вещества. Появление флюидной и расплавленной фазы еще больше способствует повышению значений электрических полей.

По достижении верхних горизонтов мантии (тектоносферы), где давление значительно ниже, чем в более глубоких слоях, возникают условия для образования объемных магматических очагов. Магмаобразование происходит главным образом путем разбавления субстрата веществом, которое привносит поток летучих компонентов, и, следовательно, приводит к увеличению объема. Это является главной силой для масштабных тектонических движений.

Наиболее глубокие магматические очаги генерируют магму щелочного и ультраосновного составов. Из-за высокого давления они, как правило, имеют небольшие размеры, воздействие их на верхние слои Земли незначительные.

На определенных глубинах существуют P – T условия для генерации магмы основного состава. Образование ее вначале происходит, как и при образовании магмы в более глубоких горизонтах, в виде межзерновых пленок, что приводит к появлению астеносферного слоя. По мере воздействия плюма масштабы образования базальтовой магмы возрастают, растет мощность астеносферного слоя, уменьшается его вязкость. Этот процесс

происходит с увеличением объема, что приводит к появлению расколов в нижней части литосферы. По ним магма, внедряясь в нижние слои коры, утяжеляет ее. При этом, воздействуя на слой пониженной вязкости, она прогибается и образует отрицательные структуры. В них накапливаются отложения, которые своим давлением усиливают прогибание. На следующем этапе в центральных частях прогибов возникают расколы, достигающие поверхности. По ним магма устремляется на поверхность, усиливая прогибание. Таким образом, происходит образование геосинклинальных прогибов.

В других случаях возникновение магматических очагов приводит к образованию сводовых поднятий. Но это не компенсирует возрастание объема в астеносферном слое, и поток вещества начинает распространяться в стороны по астеносферному уровню. Возникшие силы растяжения приводят к раздвижению геоблоков, образованию расколов-раздвигов и отрицательных структур-рифтов.

Магма, внедряясь по расколам, способствует дальнейшему раздвигу геоблоков. При этом возникают условия декомпрессии, что интенсифицирует привнос легколетучего и легкоплавкого вещества из глубин. Условия декомпрессии, интенсивный привнос легкоплавкого вещества и значительный объем газообразных продуктов приводят к выплавлению на одних и тех же участках больших объемов базальтовой магмы, которая поступает на поверхность и в приповерхностные слои. В результате формируется кора океанического типа и отрицательные структуры типа океанов.

По мере истощения энергии плюма возникают условия сжатия за счет возвратного движения раздвинутых геоблоков. Происходят тектоническое скучивание коры (складчато-надвиговые дислокации), увеличение ее мощности, закрытие бассейнов осадконакопления и метаморфизм сформировавшихся пород. Сопровождающее этот процесс повышение давления затрудняет выплавление базальтовой магмы. Остаточные порции плюма, продолжая просачиваться вверх, воздействуют на горизонты, расположенные выше астеносферного слоя, где P – T условия соответствуют выплавлению более кислой магмы, вплоть до гранитного состава. Формируется она преимущественно путем метасоматической переработки субстрата с образованием эвтектического состава для данных P – T условий. Таким образом, на месте коры океанического типа начинает формироваться кора континентального типа. Дальнейшее ослабевание плюма приводит к усилению деформаций сжатия и возникают горные сооружения.

Процессы формирования, развития и отмирания плюма протекают пульсационно. Такой представляется обобщенная картина плюмтектонического цикла. В конкретных случаях она значительно более сложная из-за множества как эндогенных, так и экзогенных причин. Это мощность плюма и интенсивность его подпитки снизу, обстановка его проявления внизу мантии и в верхних горизонтах, зависящая от предшествующей истории, периодичность и интенсивность воздействия космических сил и т. п.

По мере углубления расплавленного внутреннего ядра количество плюмов сокращается, но возрастает сосредоточенность их проявления. Этим можно объяснить эволюцию тектонических структур растяжения. Вначале формировались мелководные, но обширные прогибы и площадные вулканические постройки, они сменились многочисленными, но мало-размерными зеленокаменными поясами, затем возникли миниокеаны, а, начиная с мезозоя, формируются современные океанические бассейны.

Исходя из предложенной концепции можно предсказать, что и в дальнейшем внутреннее ядро, состоящее преимущественно из легколетучих компонентов, будет сокращаться в размерах. А когда оно исчезнет, то тектоническая деятельность постепенно угаснет, атмосфера, не получая подпитки из недр, рассеется в Мировом пространстве, вода испарится и Земля станет похожа на Луну или Марс. Но это произойдет еще очень нескоро. Развитие человечества к тому времени достигнет такого уровня, что сможет противостоять надвигающейся катастрофе.



Сведения для любознательных. Существование плюмов сторонниками тектоники плит часто привлекается для подтверждения существования перемещений литосферных плит. Особенно часто используют возрастное смещение центров вулканических извержений при формировании Гавайско-Имперского линейного поднятия (хребта) в Тихом океане. Но в последнее время накапливается все больше данных о нестационарности положения плюмов. Так по палеомагнитным данным выявляется, что в пределах Имперского хребта за период от 81 до 47 млн лет плюм сместился к югу на 20° [Хаин, Короновский, 2007]. Появляется все больше фактов, свидетельствующих, что плюмы могут длительное время проявляться на одном месте, но также и мигрировать по латерали на значительные расстояния. По-видимому, это обусловлено пока неустановленными внутренними процессами Земли.

По данным сейсмотомографии корни плюмов в одних случаях прослеживаются до границы ядро–мантия, в других — они прослеживаются на меньшие глубины. Это может быть связано с недостаточной разрешаемостью метода, либо плюмы могут отрываться от своих первоначальных корней.

Время функционирования плюмов может быть весьма различным. Оно изменяется от первых миллионов лет до первых сотен миллионов лет. При этом плюм может полностью истощиться и вновь зародиться на новом месте либо продолжить существовать пульсационно на том же месте.

Контрольные вопросы

1. Эволюция физических и химических условий на поверхности Земли в процессе ее образования.
2. Процессы формирования литосферы.
3. Зарождение плюмтектоники.
4. Основные характеристики плюмов.

6. КАТАРХЕЙ

К катархею относятся древнейшие геологические образования с возрастом более 3500 млн лет. Его принято выделять в качестве раннего архея. Но более правильно, как считает Л. И. Салоп, выделять этот период существования Земли в самостоятельное подразделение в ранге акрона, так как он отличается от последующих этапов большим своеобразием геологических и тектонических условий. Он также характеризуется завершенностью тектоно-магматического мегацикла, по продолжительности близкого более поздним тектоно-магматическим мегациклам (акронам). Катархей характеризуется, главным образом, большим однообразием эндогенных и экзогенных процессов в пределах всей Земли. Архейские образования на катархейских повсеместно залегают после длительного перерыва с угловым и метаморфическим несогласием.

На современной поверхности Земли катархейские образования наблюдаются, главным образом, в пределах щитов или под чехлом в фундаментах древних платформ, реже в срединных массивах геосинклинально-складчатых областей. По мнению И. А. Резанова [2002], кристаллические образования этих циклов слагают почти сплошную оболочку в литосфере. Л. И. Салоп считает, что они слагают фундамент всех более молодых геологических образований (1982, с. 28). В пределах складчатых областей и океанов они преимущественно перекрыты мощными толщами супракрустальных образований.

Породы катархея, как правило, претерпели неоднократный метаморфизм и гранитизацию. Поэтому, чаще всего, по ним получают цифры изотопного возраста, соответствующие времени проявления посткатархейских наложенных процессов. Но к настоящему времени в мире получено уже более 250 датировок катархейского возраста. Большинство полученных цифр не превышают 4 млрд лет. Лишь редкие из них, полученные U–Pb методом по цирконам, достигают значений до 4,2 млрд лет. В последнее время появились в печати сведения о существовании на современной поверхности пород с изотопным возрастом 4,4 млрд лет, но в их достоверности можно сомневаться.

Начало катархейского акрона соответствует времени завершения формирования планеты из протопланетного облака, которое произошло 4500 ± 100 млн лет назад. Большинство полученных значений катархейского изотопного возраста располагаются в интервале 3,7–3,5 млрд лет и получены они в основном по гранитоидам. Это дает основание говорить о диастрофизме (складчатости), который называется *саамским (саамской)*, завершившим катархейский акрон. Он продолжался довольно длительное время и сопровождался образованием огромных масс гранитоидов. Повидимому, главным образом, в это время произошло повсеместное форми-

рование гранитного слоя Земли. Отсюда границу катархея и архея принято проводить по изохроне $3,5 \pm 0,1$ млрд лет. Следовательно, катархейский акрон продолжался около 1 млрд лет.

6.1. ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Состав атмосферы. В начале существования Земля обладала мощной газовой оболочкой, соответствующей протопланетному облаку, т. е. преимущественно гелиево-водородного состава, несколько обогащенного более тяжелыми элементами за счет сепарации в протопланетном облаке. Она удерживалась вследствие значительно большей массы планеты, создаваемой в основном летучими компонентами, которые были законсервированы в ее глубинах. Состав их был также преимущественно водородный, в меньшем объеме присутствовали инертные газы, углерод, азот, сера, хлор, фтор, их соединения и т. д. При просачивании через породы, водород соединялся с углеродом и азотом, образуя метан, аммиак и более сложные соединения. Активные газы (S, Cl, F и др.) приводили к выщелачиванию пород и освобождению кислорода, который сразу соединялся, в первую очередь, с водородом и углеродом. В результате атмосфера постепенно обогащалась этими соединениями, а свободный водород легко улетучивался в космическое пространство. По данным Ю. П. Казанского с соавторами, газовые включения в кварцитах раннеархейской иенгской серии Алданского щита состоят на 60 % из CO_2 , H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF суммарно составляют 35 %, а азот + редкие газы – 1–8 %. Свободный кислород не установлен.

Как показал Ф. А. Летников с соавторами [Флюидный режим метаморфизма, 1980; Флюидный режим формирования мантийных пород, 1980], наиболее древние породы обогащены восстановленными газами, т. е. главным образом водородом, углеродом и их соединениями. Во времени нарастала окисленность эндогенных газов с образованием CO_2 и H_2O . Также возрастает окисленность газов с уменьшением глубины и степени метаморфизма.

Таким образом, происходило постепенное обогащение атмосферы соединениями водорода с углеродом и азотом, кислорода – с водородом, углеродом и азотом. *Атмосфера в течение катархея постепенно из гелиево-водородной превращалась в углекислую с парами воды. Свободные кислород и азот в атмосфере отсутствовали.*

Температура поверхности Земли. Как было показано выше, выделение тепла при гравитационном сжатии вещества Праземли, выноса его из глубин планеты потоками легколетучих компонентов, радиоактивного распада, метеоритной бомбардировки и солнечной энергии привело к интенсивному разогреву верхней части планеты. Высокие содержания угле-

кислого газа и паров воды, мощная атмосфера препятствовали потере тепла в космос, так как создавали «парниковый эффект».

Некоторые исследователи предполагают, что первичная Земля была покрыта магматическим океаном. Учитывая, что первичное вещество планеты имела перидотитовый состав, температура поверхности при существовавшем высоком давлении атмосферы в этом случае должна была превышать 1500 °С. Такая начальная температура поверхности Земли маловероятна.

Первичную температуру поверхности Земли сравнивают с современной температурой поверхности Венеры, которая близка к 500 °С. Считается, что она обусловлена «парниковым эффектом» плотной атмосферы Венеры. Отсюда следует, что температура поверхности ранней Земли была не ниже 500 °С.

Породы с изотопным возрастом 4–4,2 млрд лет уже несут следы существования гидросферы. Как известно, вода в жидком состоянии при любом давлении может существовать только ниже 374,2 °С (так называемой критической температуры воды). Следовательно, в это время температура поверхности Земли была ниже 374 °С.

Температуру образования осадков можно определить по соотношениям изотопов водорода ($^2\text{H}/^1\text{H}$) и кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) в остатках воды, законсервированных в породе. Чем выше температура воды, где этот осадок образовался, тем выше эти соотношения. Такое определение имеется для пород формации исуа в Гренландии с возрастом 3,7 млрд лет. Оно находится в пределах 90–150 °С. Для пород архея с возрастом 3,2 млрд лет получена температура 70 °С. То есть в конце катархея температура поверхности Земли была не ниже 90–150 °С.

Таким образом, *температура поверхности Земли в течение катархея изменялась от >500 °С до 90–150 °С.*

Давление на поверхности Земли. Прямых данных о существовавшем в прошлом давлении на поверхности Земли (плотности атмосферы) нет. Сравнение с современным состоянием Венеры, где давление достигает 90 бар, показывает, что оно было больше этого значения. Л. И. Салоп [1982] считал, что оно, вероятно, изменялось в пределах 220–5 бар и, скорее всего, составляло минимально 10–20 бар.

Существует проблема регионального метаморфизма пород, который в катархее почти повсеместно соответствовал гранулитовой фации. Для нее характерны давления 8–10 кбар. В современном состоянии Земли это давление достигается на глубине около 30 км. Следовательно, если бы в катархее существовали условия близкие современным, то чтобы вывести эти породы на поверхность, необходимо было смыть огромные горные массы, которые где-то должны были отложиться.

Архейские образования, залегающие на катархейских с размывом, содержат в основании лишь маломощные пачки терригенных осадков и то не повсеместно. В то же время они на контактах с породами катархея, ме-

таморфизованными в гранулитовой фации, метаморфизованы лишь в фациях от амфиболитовой до зеленосланцевой. Следовательно, размыв в преархейское время был незначительным, а условия гранулитовой фации существовали вблизи поверхности. Высокое давление для проявления гранулитовой фации метаморфизма могло быть создано только за счет сверхмощной атмосферы. И. А. Резанов [1995] считает, что оно на поверхности Земли достигало 6–8 кбар.

Мощность газовой оболочки после образования планеты, а, следовательно, и давление на поверхности Земли, определялось (и определяется) несколькими факторами с противоположными тенденциями. С одной стороны, происходило постоянное рассеивание газов атмосферы в космическом пространстве, с другой – она пополнялась за счет притока ювенильных газов, законсервированных в глубинах Земли в процессе ее образования, и притяжения газов из окружающего планету пространства. Пополнялась она и за счет присоединения к ней других тел, содержащих газовую составляющую. В этот период рост атмосферы преобладал над рассеиванием. Но в дальнейшем, по мере очищения межпланетного пространства от мелких тел, газов и пыли, диссипация атмосферы стала преобладать (что, вероятно, происходит и в настоящее время). Это сопровождалось падением давления, что приводило к усилению притока газов из глубин Земли. Усиленный поток газов повышал массу и размеры атмосферы, соответственно, усиливалась ее диссипация, и уменьшался приток газов из глубин планеты и т. д.

Таким образом, процесс деградации атмосферы происходил волнообразно. С поверхности атмосферы в первую очередь улетучивался самый легкий газ – водород. По-видимому, на начальной стадии деградации протопланетного облака и формирования планет плотность газов в окружающем Праземлю пространстве была повышенная. Они под воздействием сил гравитации пополняли атмосферу.

Рассеиванию газов в космическое пространство способствовал также солнечный ветер – поток частиц, испускаемых Солнцем. Магнитное поле Земли отклоняет этот поток и, в какой-то мере препятствует воздействию его на атмосферу. Вероятно, на начальной стадии существования Земли напряженность магнитного поля из-за малой мощности жидкого внешнего металлического ядра, генерирующего его, была намного меньше современного. В этих условиях оно с меньшей интенсивностью препятствовало воздействию солнечного ветра на атмосферу.

Повышенная плотность вещества в межпланетном пространстве в начальные стадии существования Солнечной системы также препятствовала воздействию солнечного ветра на атмосферу Земли. Очищение пространства между орбитами планет происходило лавинообразно, что способствовало быстрому усилению воздействия солнечного ветра на газовую оболочку планет. В начальные стадии существования Солнечной системы

Солнце светило в 6 раз интенсивнее современного. Следовательно, и солнечный ветер был также намного интенсивнее современного.

Эти факторы привели к постепенному падению давления на поверхности Земли. Соответственно, условия проявления гранулитовой фации метаморфизма смещались в глубь Земли.

Таким образом, *давление на поверхности Земли вначале могло достигать 6–8 кбар, а в последующем постепенно уменьшалось, возможно, до 10–20 бар.*

Гидросфера. На определенном этапе охлаждения поверхности Земли, когда температура опустилась ниже критической для воды ($< 374^{\circ}$), возникли условия для конденсации пара и образования жидкой фазы, т. е. гидросферы. По мере дальнейшего охлаждения атмосферы и возрастания содержания H_2O в ней, интенсивность конденсации паров воды нарастала, увеличивался объем гидросферы, постепенно покрывая все большие пространства. Их конденсации способствовало также высокое давление атмосферы. Нарастанию объема гидросферы способствовало поступление молекул воды в результате эндогенных процессов. Предполагается, что основной объем воды возник на ранней стадии существования Земли и в дальнейшем он пополнялся незначительно.

Породы с изотопным возрастом около 4–4,2 млрд лет уже несут следы образования в водной среде. При этом надо учитывать, что определенный возраст соответствует, чаще всего, времени метаморфизма. Следовательно, гидросфера возникла более 4 млрд лет назад. Во времени ее объем нарастал. Предполагается, что на определенном, относительно раннем этапе существования Земли большая часть ее поверхности была покрыта мелким морем, чему способствовала слабая расчлененность поверхности (об этом ниже). Об обширных водных пространствах во второй половине катархея говорит преобладание среди осадочных отложений хемогенных образований, а также почти полное отсутствие среди вулканитов эксплозивных фаций.

Некоторые исследователи предполагают, что вся поверхность Земли была покрыта водой (панталассовые условия). Но наличие, хотя и в небольших объемах, продуктов кор выветривания противоречит этому.

Первичная гидросфера должна была содержать большой объем углекислоты. Об этом свидетельствуют высокие температуры и давления на поверхности Земли, что способствует растворению углекислого газа в воде. В результате интенсивного вулканизма в катархее в воде присутствовали в большом объеме основания сильных кислот: серной, сероводородной, соляной, фтористой и т. д. То есть гидросфера была весьма агрессивной и активно воздействовала на породы. Происходило кислотное выщелачивание с освобождением щелочей и щелочноземельных элементов. Основания кислот связывались с ними, образовывались соли. Поэтому кислотный состав гидросферы постепенно сменялся на солевой. Преобладали соли угольной и соляной кислот. В меньшей мере образовывались сернистые и другие соединения.

6.2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Катархейские образования повсеместно подверглись интенсивному неоднократному метаморфизму. В настоящее время они представлены, главным образом, плагиогнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами. В подчиненном объеме присутствуют мраморы, кварциты. Восстановление первичной природы их вызывает значительные трудности. Часто исследователи не находят однозначного ответа на вопрос об их происхождении. Лишь детальные полевые и лабораторные работы позволяют с той или иной долей уверенности его определить. Так, установлено, что среди первичных пород катархея преобладают вулканические образования, в значительной мере присутствуют также осадочные и плутонические породы. Наиболее распространены среди катархейских образований так называемые «серые гнейсы». Установлено, что они имеют гетерогенный генезис и потому рассматриваются отдельно.

6.2.1. «Серые гнейсы»

«Серые гнейсы» слагают от 50 % до 80 % площади выходов катархейских образований. Проблема их образования тесно смыкается с проблемой образования первичного гранитного слоя и, соответственно, с проблемой формирования первичной коры континентального типа. Трудности восстановления их генезиса обусловлены неоднократно проявленными процессами метаморфизма и гранитизации.

Состав «серых гнейсов» соответствует преимущественно тоналаитам с колебаниями от диоритового до трондъемитового. Это кварцево-плагиоклазовые породы с гранулитовым (двупироксеновым) парагенезисом темноцветных минералов, обладающие специфическими чертами. Для них характерны повышенные содержания Al_2O_3 (>15 %), Na_2O (>4 %), Mg (>1–2 %), Sr (300–600 г/т), ΣFeO (>2–3 %), высокие отношения $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ и Fe/Mg , низкие содержания K_2O (<1–2 %), U , Pb , Y . Они также имеют низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,699–0,701), соответствующие мантийным.

Суммируя разноречивые взгляды на первичный генезис «серых гнейсов», приходим к выводу, что он гетерогенный. Низкие содержания ^{18}O (5–7 ‰) свидетельствуют о преобладании среди них образований эндогенной природы. «Серые гнейсы» слагают как пластовые тела, так и секущие в виде даек и штоков. Пластовые тела, по-видимому, сложены метавулканиитами, а секущие – метаморфизованными интрузивными породами. Иногда в «серых гнейсах» устанавливаются псаммитовые структуры. В этих случаях считается, что они возникли в результате метаморфизма терригенных отложений – продуктов разрушения вулканических построек. Сходные образования возникали и при метасоматических преобразованиях

(гранитизации) субстрата основного и ультраосновного составов под воздействием потока вещества из глубин. По мнению И. А. Резанова [1995], темноцветные минералы гранулитовой фации метаморфизма в «серых гнейсах» захвачены из базальтоидов при их гранитизации. То есть гранулитовая фация метаморфизма повсеместно проявилась до образования «серых гнейсов», а, следовательно, и гранитного слоя.

Взаимоотношения «серых гнейсов» с меланократовыми образованиями неоднозначные, что привело к разнообразию точек зрения на их возрастные взаимоотношения. В них содержатся скиалиты и ксенолиты пород основного и ультраосновного составов. Эти наблюдения свидетельствуют о существовании базит-гипербазитового субстрата до формирования «серых гнейсов», что является главным в определении времени формирования гранитного слоя коры: вначале кора была базит-гипербазитового состава, а уже затем появились большие объемы пород кислого состава и сформировался гранитный слой.

Часто первично магматические породы кислого и основного составов перемежаются между собой, что обусловлено их образованием при одновременном функционировании разноглубинных магматических очагов. Эти очаги существовали в процессе образования гранитного слоя. Более глубокие очаги поставляли магму основного состава, а менее глубокие – кислого.

Есть также тела основного и ультраосновного составов, которые прорывают «серые гнейсы» и внедрились, скорее всего, в посткатархейское время.

Изотопные возраста, полученные по «серым гнейсам», в основном укладываются в пределы 3,7–3,5 млрд лет. Это соответствует времени саамского диастрофизма, завершавшего катархейский тектоно-магматический цикл (акрон). По-видимому, к этому времени произошло резкое падение давления атмосферы, что активизировало приток легколетучих компонентов и корового вещества из глубин Земли и привело к формированию основной массы гранитного слоя.

В последующем «серые гнейсы» подвергались неоднократному палингенезу, что приводило к омоложению изотопных датировок. Но детальные геохимические исследования более молодых палингенных образований показывают, что они отличаются от первичных «серых гнейсов» более высокими содержаниями некогерентных (коровых) элементов и более высокими первичными соотношениями изотопов стронция. Это свидетельствует о привносе некоторого объема ювенильного материала при формировании палингенных гранитоидов по субстрату, представленному «серыми гнейсами».

6.2.2. Осадочные образования

Осадочный генезис пород устанавливается по сохранившимся первичным текстурно-структурным признакам. Это наблюдаемые сохранившиеся кое-где в глубоко метаморфизованных образованиях тонкая рит-

мичная горизонтальная или косая слоистость, поверхности несогласия, знаки ряби, эрозионные карманы, обломочные структуры. Следует подчеркнуть, что наличие этих признаков, выявленное одними исследователями, часто другими подвергается сомнению. Их появление объясняется наложенными тектоническими и (или) метасоматическими процессами. В этом случае они описываются с приставкой «псевдо-». Высокая пластичность и малая мощность коры, обусловленная высокой температурой поверхности Земли и высоким температурным градиентом, способствовали слабой расчлененности рельефа. Большие пространства занимали мелководные бассейны. Есть предположение [Салоп, 1982], что в какой-то период вся поверхность Земли была покрыта океаном (панталасса). Поэтому в катархее преобладало хемогенное осадконакопление, а терригенные образования имели подчиненное значение.

Терригенные породы. В связи со слабой расчлененностью рельефа, грубообломочные отложения для катархее не характерны. Терригенные породы представлены в основном мелкозернистыми разностями: песчаниками и алевролитами. Возникали они в результате денудации вулканических построек, которые представляли собой слабо выраженные поднятия. Преобладающий состав обломков граувакковый, реже — кварцево-плагиоклазовый. Кое-где установлены псаммитовые структуры в кварцитах. Причем во времени нарастал объем продуктов разрушения пород кислого состава. В результате метаморфизма граувакковые разности превратились в кристаллосланцы, кварцево-полевошпатовые — в гнейсы, существенно кварцевые — в кварциты.

Коры выветривания имели, по-видимому, значительное распространение. Показателем их являются высокоглиноземистые и существенно кремнеземистые отложения, которые перемежаются друг с другом и с вулканиками или слагают самостоятельные относительно мощные горизонты. При метаморфизме высокоглиноземистые отложения превратились в кристаллосланцы с высокими содержаниями силлиманита, корунда, шпинели, иногда магнетита, а кремнеземистые отложения — в кварциты.

Широкое распространение продуктов кор выветривания также подтверждает существование слаборасчлененного рельефа. Слагающие небольшие поднятия вулканиды подвергались интенсивному наземному и подводному выветриванию и щелочному выщелачиванию с образованием толщ продуктов разложения пород, происходившему под воздействием существовавшей в катархее агрессивной гидросферы.

Хемогенные отложения. Среди хемогенных отложений преобладают карбонатные разности. В настоящее время они представлены мраморами с резким преобладанием доломитовых разностей над кальцитовыми. Мергелистые отложения превращены в кальцифиры и кристаллосланцы с высокими содержаниями таких богатых кальцием минералов, как диопсид. Для этих отложений часто характерна тонкая горизонтальная слоистость. Среди карбонатных отложений отмечают разности, обогащенные апати-

том, самородной серой, скаполитом, сульфатами, что является признаком повышенной на отдельных участках солености вод.

Появление значительных объемов карбонатных пород в разрезе катархейских образований обусловлено, по-видимому, с одной стороны, накоплением углекислого газа, с другой – резким падением давления атмосферы. Как известно, растворимость карбонатов падает с уменьшением давления. В первой половине катархея давление атмосферы было значительным, что препятствовало выпадению карбонатов в осадок даже при высоком содержании углекислого газа. Резкое падение мощности атмосферы на определенном этапе ее эволюции привело к падению давления и интенсивному карбонатонакоплению. Высокая температура способствовала выпадению карбонатного материала в осадок, в первую очередь, доломита. С уменьшением температуры к концу катархея постепенно возрастала роль кальцитовых разностей.

В разрезах катархея присутствуют значительные по мощности горизонты кварцитов хемогенного генезиса. Они обычно наблюдаются среди вулканитов. В результате интенсивной вулканогенно-гидротермальной деятельности в водную среду поступало большое количество кремнезема, который выпадал в осадок. При дальнейшем диагенезе, а затем метаморфизме возникали кварциты. Для них характерны тонкослоистые текстуры и залегание среди вулканитов. Кварциты во многих случаях обогащены минералами железа, образуя небольшие месторождения формации железистых кварцитов.

Среди катархейских осадочных образований широкое распространение получили графитсодержащие породы вплоть до образования месторождений графита. Так как жизнь в катархее только зарождалась, то источник углерода мог быть только абиогенный, расположенный в глубинах Земли. Он мог поступать как в атомарном виде и осаждаться на дне водоемов, так и в составе углеводородных соединений (в первую очередь метана), которые при высоких температурах под воздействием солнечного света разлагались с выделением свободного углерода.

6.2.3. Вулканические образования

Вулканические породы среди супракрустальных образований катархея преобладают. Для них характерно отсутствие признаков взрывных фаций, что может быть связано с извержениями в водной среде из близповерхностных резервуаров и (или) с высоким давлением атмосферы в условиях маломощной литосферы повышенной пластичности. Поэтому в катархее господствовали лавовые излияния.

Для катархея характерны вулканиты ультраосновного, основного составов. Имеются признаки наличия в катархее кислых вулканитов. Вулканиты среднего состава либо отсутствовали, либо проявлялись в небольших объемах. Чаще всего породы среднего состава возникали при метасомати-

ческом преобразовании пород гипербазит-базитового состава под воздействием сквозьмантийных потоков вещества (плюмов).

Можно предположить следующее изменение состава вулканитов во времени, обусловленное воздействием сквозьмантийных потоков вещества. В начале катархея плавился первичный субстрат, имеющий состав углистых хондритов, и происходили извержения магмы ультраосновного состава. Затем они стали перемежаться с вулканитами основного состава, объем которых во времени нарастал. Благодаря высокой температуре поверхности Земли и высокому температурному градиенту, магматические камеры располагались вблизи поверхности и, возможно, образовывали на небольшой глубине единый слой – лавовую оболочку. При малейшем изменении условий, связанных, скорее всего, с влиянием других космических тел и падением многочисленных метеоритов, происходили излияния лав. Они заливали большие пространства, постепенно покрывая всю поверхность Земли. Есть предположения, что в какое-то время вся поверхность Земли была полностью покрыта магматическим океаном основного состава. Образования этого времени кое-где выходят на современной поверхности или содержатся в виде ксенолитов и скиалитов в «серых гнейсах» и ксенолитов среди посткатархейских магматических образованиях. Предполагается, что ниже «серых гнейсов» они слагали единый горизонт. В настоящее время эти образования превращены в меланократовые кристаллосланцы и амфиболиты.

Выявление вулканитов кислого состава катархея связано с большими трудностями. В результате метаморфизма они превращены в основном в плагиогнейсы («серые гнейсы»). Их трудно отличить от метасоматических, метаосадочных и метаинтрузивных образований того же состава. Наиболее вероятно, что вулканиты кислого состава превращены в гранулиты – лейкократовые гранатсодержащие кварцево-полевошпатовые породы с пироксеном и биотитом [Салоп, 1982]. Эти породы широко распространены среди катархейских образований. Их объем в течение катархея постепенно нарастал.

6.2.4. Плутонические образования

Плутонические образования широко распространены среди катархейских образований. Состав их изменяется от ультраосновного до кислого. В общем, преобладают низкощелочные разности с натровым характером щелочности.

В начале катархейского тектоно-магматического цикла интенсивно проявился интрузивный магматизм ультраосновного, анортозитового и основного составов. Они слагают преимущественно пластовые слабосекущие тела, метаморфизованные и дислоцированные совместно с супракрустальными образованиями. Вероятно, эти тела образовались близко одновременно с вулканитами соответствующего состава и представляют собой глубокие части вулканических систем.

Породы гранитного ряда распространены шире плутонических образований другого состава и приурочены в основном к концу катархейского тектоно-магматического цикла. Они в основном представлены гранитоидами плагиоряда и обычно имеют гнейсовые структуры. Состав их изменяется от диоритового до трондьемитового с преобладанием тоналитовых разностей. Эти породы являются частью формации «серых гнейсов». Широко распространены также чарнокиты и эндербиты. Гранитоиды катархея могут быть связанными с вулканитами. Но в большинстве гранитоиды катархея являются анатектическими и метасоматическими автохтонными разностями, завершавшими катархейский тектоно-магматический цикл. Они сопровождаются широкими ореолами мигматитов и гранитизированных образований и содержат скиалиты субстрата основного и ультраосновного составов. Иногда отмечается перемежаемость плутонических пород основного и кислого составов, что свидетельствует о существовании на определенном этапе катархея существование разноглубинных магматических очагов.

Гранитоиды катархея во многих случаях подверглись в дальнейшем палингенно-метасоматическим преобразованиям, в связи с чем произошло омоложение возраста, определяемого изотопными методами. Лишь отдельные изотопные определения показывают возраст в пределах 3750–3500 млн лет, отражая период саамского диастрофизма.

6.3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Метаморфические процессы катархея характеризуются однообразием условий во всех выходах пород этого возраста. То есть зональность метаморфизма проявилась весьма незначительно, а зональность линейного типа полностью отсутствовала. Эти условия соответствуют гранулитовой фации, на отдельных слабо обособленных участках плавно переходящие в высокие стадии амфиболитовой фации.

Как отмечалось выше, условия гранулитовой фации за счет высокого давления атмосферы и высокой температуры существовали вблизи поверхности Земли или даже на ее поверхности. Лавы ультраосновного и основного составов, преобладавшие в начале катархея, сразу попадали в условия гранулитовой фации. В них уже при остывании формировался гранулитовый парагенезис минералов.

Для гранулитовой фации метаморфизма характерны сухие условия. В процессах эволюции Земли, с одной стороны, происходило охлаждение ее поверхности и падение давления атмосферы, с другой – возрастала окисленность эндогенных газов и рост объема паров воды. Это приводило в литосфере к смене условий гранулитовой фации метаморфизма амфиболитовой. В этих условиях под воздействием привноса коровых элементов пото-

ком эндогенных газов, резко усиливавшимся вследствие падения давления атмосферы, происходила интенсивная гранитизация базит-гипербазитового субстрата (ультраметаморфизм) с образованием обширных полей мигматитов и гранитизированных пород, метасоматических и анатектических гранитоидов. На отдельных участках возникали магматические очаги, поставлявшие магму в более высокие горизонты с образованием тел аллохтонных гранитоидов и на поверхность с образованием вулканитов. При этом в новообразованном субстрате, вследствие незначительных изменений P – T условий, в большинстве случаев сохранялся гранулитовый парагенезис темноцветных минералов. По мнению И. А. Резанова [1995], эти минералы являются реликтовыми от меланократового субстрата.

В посткатархейское время породы катархея на больших площадях подвергались ретроградному неоднократно проявившемуся метаморфизму, стиравшему следы более раннего метаморфизма. В результате в настоящее время эти образования часто содержат парагенезис минералов, отвечающий более низким ступеням метаморфизма вплоть до зеленосланцевой фации. Особенно интенсивно эти процессы проявились в зонах разломов. Кое-где метаморфические процессы приводили к формированию метаморфической полосчатости, которая затушевала первичные слоистые структуры. Возникала так называемая псевдостратификация.

6.4. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

В результате высокой температуры поверхности Земли и высокого температурного градиента в катархее литосфера была относительно мало-мощной и обладала высокой пластичностью. Это обусловило широкое развитие пликативных дислокаций и практическое отсутствие проявлений разрывной тектоники.

Однообразие условий в литосфере катархея сопровождалось однообразием формировавшихся тектонических структур. В это время возникли складчатые системы, близкие по форме изометричным или амебовидным с поперечником сотни километров (рис. 4, 5). Их называют *гнейсовыми складчатыми овалами* [Салоп, 1982]. Они объединяют складки разной, преимущественно изоклиальной, формы с перемещением масс к центрам структур, чем отличаются от более поздних гранитогнейсовых куполов, где породные массы перемещались от центра. Их разделяют межовальные поля со своеобразным сочетанием куполов и обширных брахиформных отрицательных структур. В их образовании главную роль играли вертикальные движения, а горизонтальные были вторичными.



Рис. 4. Схема тектоники катархея Алданского щита [Салоп, 1982, с изменениями]:
 1 – гнейсовые складчатые овалы; 2 – межовальные поля; 3 – платформенный чехол; 4 – прости-
 рание складок в складчатых овалах; 5 – простирающие слоистости в межовальных полях; 6 – брахисинк-
 линали; 7 – гранитогнейсовые купола; 8 – граница Алданского щита. Складчатые овалы: I – Чарский, II –
 Нелюкинский, III – Верхнеалданский, IV – Верхнетимптонский, V – Нижнетимптонский, VI – Суннагин-
 ский

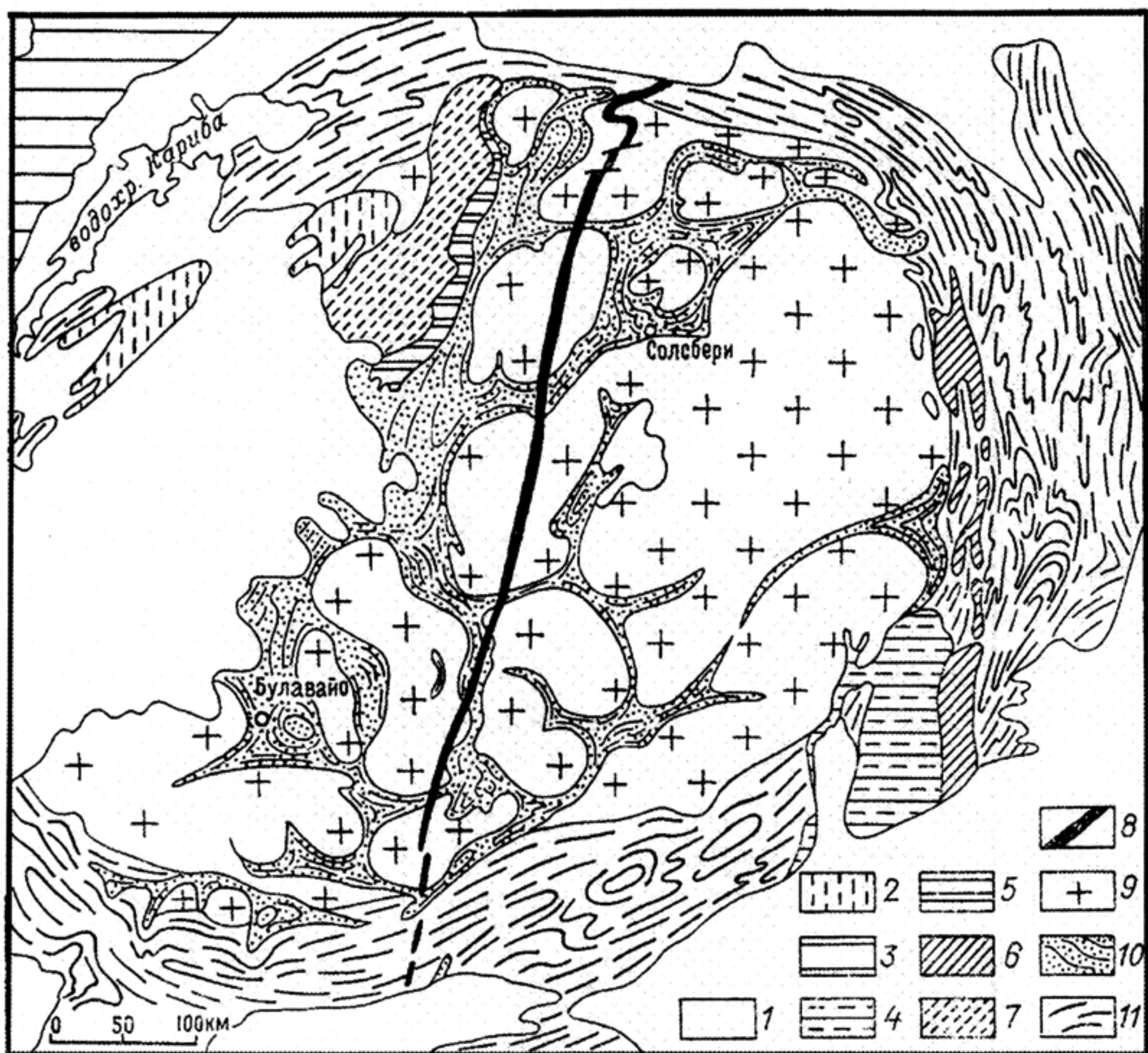


Рис. 5. Схема строения Булавайского гнейсового овала Родезийского кратона [Салоп, 1982, с изменениями]:

1–7 – отложения: 1 – фанерозойские платформенные, 2–3 – позднепротерозойские (2 – серия сиярира, 3 – надсерия катанга), 4–7 – раннепротерозойские (серии: 4 – умкондо, 5 – ломагунди, 6 – гайрезии и фронтнер, 7 – пиривири), 8 – ультраосновные и основные породы Великой Дайки Родезии, 9 – архейские и катархейские гранитоиды нерасчлененные, 10 – архейские зеленокаменные пояса (булавайская и шамвайская серии), 11 – катархейский гнейсо-гранулитовый комплекс

В пределах гнейсовых овалов развита складчатость нескольких порядков с широким распространением микроскладчатости, птигматитовых складок и плейчатости. Часто наблюдается горизонтальное расположение осевых плоскостей складок. Между гнейсовыми овалами преобладает хаотичная складчатость.

На поздних стадиях формирования гнейсовых овалов в их центральных частях широкое развитие получили процессы гранитизации, в результате чего возникли поля автохтонных анатектических гранитоидов (реон), окруженные ореолами мигматизированных и порфиробластических образований (рис. 6).

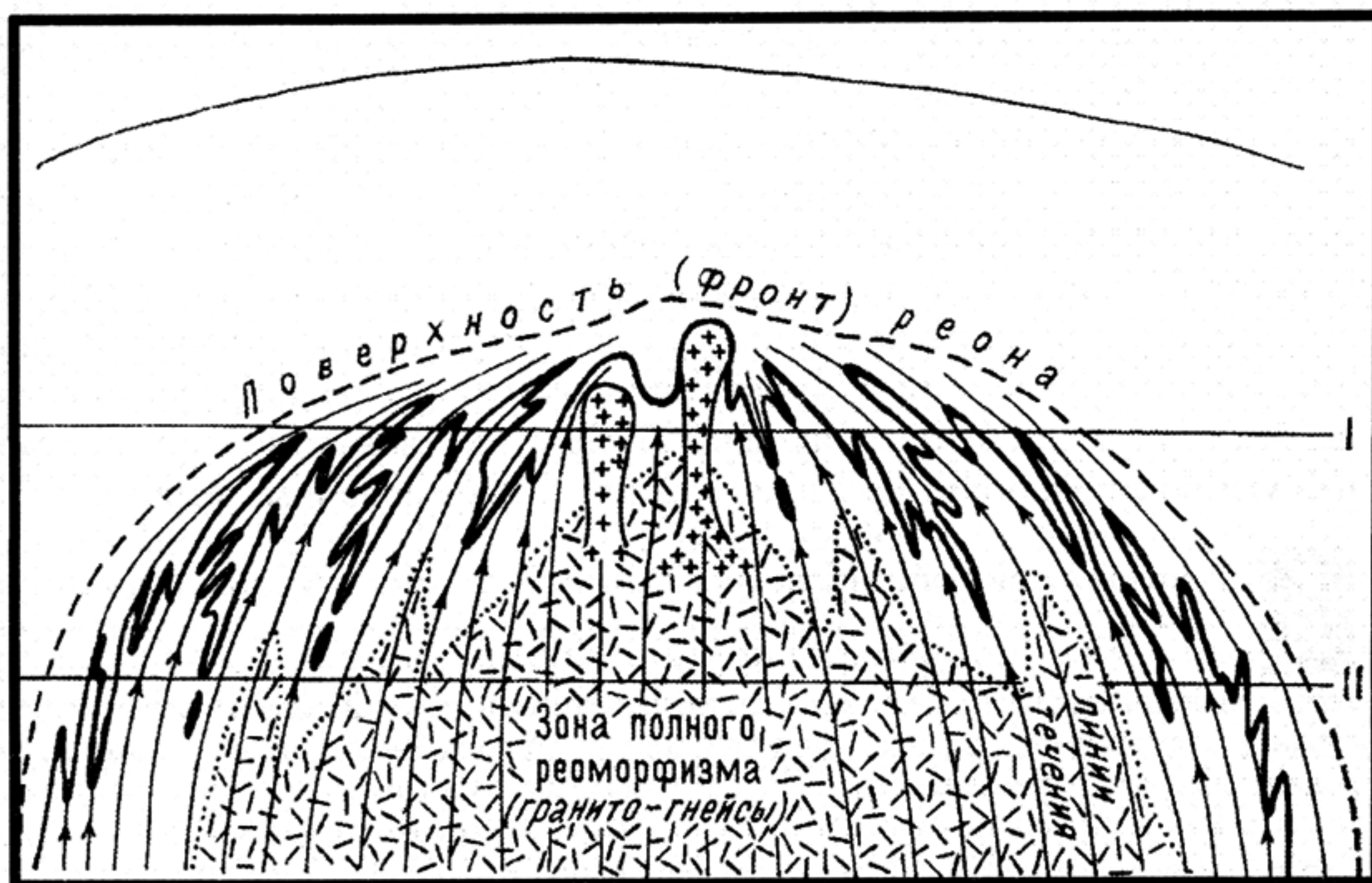


Рис. 6. Схематический вертикальный разрез складчатых овалов, иллюстрирующий характер течения материала при их образовании [Салоп, 1982, с изменениями]:

I и II — различные уровни денудационного среза, соответствующие наблюдаемым на Алданском щите и в Южной Африке

Предполагается [Салоп, 1982], что первопричиной возникновения гнейсовых овалов является падение крупных космических тел. Это вызывало интенсивное разогревание верхних частей Земли и большой приток энергии и легкоплавкого вещества из ее внутренних частей. В результате возникали условия для гранитизации и последующего плавления больших объемов субстрата.

6.5. БИОСФЕРА

Достоверные признаки существования жизненных форм в катархее неизвестны, но предполагается, что они имели место. Их появление тесно связано с проблемой возникновения жизни на Земле. Отсутствие следов жизнедеятельности организмов обусловлено, по-видимому, примитивностью жизненных форм и интенсивным метаморфизмом, уничтожившим их следы.

Существует две альтернативных группы гипотез возникновения жизни на Земле. Одни ученые предполагают, что жизненные формы были занесены на ранней стадии развития Земли из Космоса. Подтверждением этого служит полученная недавно находка следов бактерий в каменном метеорите. По мнению других ученых, эта находка представляет собой по-

родное образование неорганического происхождения. При экзогенном происхождении жизни на Земле остается проблема возникновения жизненных форм в Космосе.

Другая группа исследователей считают, что жизненные формы могут возникнуть в земных условиях на ранних стадиях развития планеты. Е. К. Мархинин связывает возникновение жизни с интенсивными вулканическими процессами в ранний период существования Земли. По его данным, в выбросах вулканических газов присутствуют сложные соединения, близкие к белковым. Под действием электрических разрядов они могли соединяться в образования, способные существовать за счет поглощения углеводородного вещества и делиться на себе подобные формы.



Сведения для любознательных. Сейчас астрономы и биологи полагают, что первые жизненные формы не только могут попасть на Землю с других планет, но и с Земли могут попасть на другие небесные тела. В результате ударов метеоритов часть твердого земного вещества может быть выброшена в космическое пространство за пределы воздействия гравитационного поля Земли. То есть может происходить обмен простейшими жизненными формами типа микробов между небесными телами. Как установлено опытами, микробы могут выдерживать кратковременное давление в полмиллиона атмосфер и ускорение около 2 000 000 g. Такие параметры возникают при ударе крупного небесного тела о Землю на продолжении четверти миллисекунды. Микробы также могут в состоянии анабиоза выдержать нахождение в безвоздушном пространстве. Попадая в благоприятные условия, они могут начать активное существование.

Главная проблема происхождения жизни – каким образом предбиотические органические соединения: аминокислоты или нуклеиновые кислоты, превратились в живое вещество [Хаин, 2003]. Предполагается, что первичные формы, способные к самопроизводству, были представлены молекулами РНК (рибонуклеиновой кислоты). Затем они приобрели способность синтезировать белки и липиды, что привело к возникновению клетки. При дальнейшем развитии возникли молекулы ДНК (дезоксирибонуклеиновой кислоты). Этот путь от РНК к ДНК уже получил подтверждение лабораторными исследованиями.

Но в последнее время появилась точка зрения, что первые жизненные формы возникли путем соединения простых молекул. Вокруг этих соединений образовывалась поверхность, обособливающая их от остального мира. Присоединяя другие простые молекулы, эти образования становились неустойчивыми и делились с образованием себе подобных.

Первичные жизненные формы были анаэробными, гетеротрофными одноклеточными организмами. Возможно, в это время уже появились первые более сложные формы. Они могли существовать только в водной среде, где не подвергались ультрафиолетовому излучению Солнца, губительному для всего живого. Озоновый слой, защищающий органический мир Земли в настоящее время, в катархее отсутствовал.

Предполагается, что в катархее уже могли возникнуть сине-зеленые водоросли. Есть указания на присутствие их следов в кварцитах серии исуа Гренландии. Но эти данные опровергаются другими исследователями.

Высокая температура, агрессивность первичного океана не должны препятствовать существованию сине-зеленых водорослей. Многие их формы активно размножаются сейчас в горячих источниках, где температура достигает 85 °С. Они встречаются в сульфатных, хлористых и содовых озерах, сернистых и серных водах вулканов, в анаэробной среде. Но существование высокоорганизованных жизненных форм в условиях катархея навряд ли было возможным, как и больших масс организмов.

6.6. ВЫВОДЫ

Таким образом, на поверхности Земли в катархее существовали высокотемпературные условия. В течение этого периода она охладилась от существовавшей в начале катархея температуры более 500 °С до 90–150 °С в конце. Плотность атмосферы, которая была обусловлена большой ее мощностью, вначале достигала 6–8 кбар. В течение катархея она в значительной степени уменьшилась. Состав атмосферы вначале был гелиево-водородным, а затем постепенно обогащался углекислым газом, соединениями азота, свободным азотом и парами воды.

Гидросфера возникла еще в первой половине катархея, когда температура поверхности Земли опустилась ниже критической точки воды (374 °С). По мере дальнейшего охлаждения объем гидросферы возрастал за счет конденсации паров воды. Вначале гидросфера была обогащена кислотами, а затем постепенно превращалась в солевую, существенно карбонатно-хлоридную.

Литосфера в катархее из-за высокого температурного градиента была маломощной, астеносферный (расплавленный) слой располагался вблизи поверхности. Высокие температура поверхности и температурный градиент обусловили высокую пластичность литосферы. Начальный состав литосферы был ультраосновной однослойный. Затем появился базальтовый слой (возникла кора океанического типа), а в последующем – гранитный слой (возникла кора континентального типа), который был распространен повсеместно.

Среди супракристалльных образований, которые обладают большим разнообразием во всех выходах катархея, преобладали вулканогенные породы, осадочные – имели подчиненное значение. Высокая пластичность литосферы препятствовала образованию значительной расчлененности рельефа, что обусловило отсутствие грубоэригированных и глубоководных отложений, преобладание мелководных условий. Среди осадочных отложений преобладали хемогенные разности. Терригенные отложения накапливались в ограниченных объемах. Они представлены песчаниками и

алевролитами. Состав их должен был изменяться от грауваккового до кварцево-полевошпатового.

Хемогенные отложения представлены часто карбонатами, среди которых преобладают доломитовые разности. Отложение их началось с возникновения гидросферы. В дальнейшем накоплению карбонатных осадков способствовали понижение температуры вод, что приводило к уменьшению их растворимости.

Часто встречаемые в разрезах катархея кварциты имеют, по-видимому, гетерогенный генезис. Среди них есть хемогенные разности, продукты кор выветривания, терригенные отложения и метасоматические образования.

Вулканогенные отложения вначале, вероятно, были ультраосновного состава. На определенном этапе эволюции литосферы среди них появились и стали расти в объеме базальтоиды. Затем возникли вулканы, продуцировавшие магму кислого состава. Характерно отсутствие следов взрывного вулканизма, что связано с близповерхностным расположением магматических камер, подводным характером извержений и высоким давлением атмосферы.

Плутонические образования, по-видимому, были широко распространены в катархее. Они имеют состав от ультраосновного до кислого. Характерна для них низкая щелочность с резким преобладанием натрия над калием. Состав плутонических образований во многих случаях коррелируется с составом вулканитов, что свидетельствует об их комагматичности. В первой половине катархея преобладали плутонические образования ультраосновного и основного составов. Образование гранитоидов особенно интенсивно проявилось в конце катархея и связано с саамской эпохой диастрофизма, когда широкое распространение получили мигматиты, гранитизированные породы, анатектические и метасоматические разности. Поэтому среди гранитоидов преобладают автохтонные разности.

Наиболее распространенными породами катархея являются так называемые «серые гнейсы». Они имеют признаки гетерогенного генезиса. Образовались «серые гнейсы» в результате метаморфизма кислых вулканитов и плутонических пород, кварцево-полевошпатовых песчаников и метасоматоза. Изотопные возраста этих пород приходятся на период саамского диастрофизма в конце катархея.

Катархейские образования повсеместно метаморфизованы в гранулитовой или высоких степенях амфиболитовой фациях. Отсутствует зональность метаморфических преобразований.

Тектонические структуры также однообразны во всех выходах пород катархея. Они представлены гнейсовыми овалами, характеризуются интенсивным развитием изоклиальной, микроплойчатой и птигматитовой складчатостью и отсутствием признаков разрывных дислокаций.

Предполагается, что в катархее появились первые примитивные жизненные формы, в том числе сине-зеленые водоросли, которые продуцировали свободный кислород.

Контрольные вопросы

1. Эволюция атмосферы в катархее.
2. Эволюция гидросферы в катархее.
3. Эволюция литосферы в катархее.
4. Что представляет собой формация «серых гнейсов»?
5. Условия осадконакопления в катархее.
6. Состав катархейских магматических пород и его эволюция.
7. Метаморфические процессы в катархее.
8. Что представляют собой гнейсовые овалы?
9. Проблемы возникновения жизни на Земле.

7. АРХЕЙ

Породы архея совместно с породами катархея составляют значительную часть фундамента древних платформ и выходят на современной поверхности в пределах щитов. Установлены они и в складчатых областях, главным образом, в срединных массивах. Этот период существования Земли обычно выделяется в качестве позднего архея. Но по особенностям геологических и тектонических процессов более правильно, как считает Л. И. Салоп, выделять этот этап существования Земли в самостоятельное наиболее крупное временное подразделение, соответствующее акрону. Он отделен длительным перерывом и угловыми несогласиями как от более древних (катархейских), так и более молодых (протерозойских) образований. Следует отметить, что первичные взаимоотношения между ними часто затухиваны более поздними метаморфическими, метасоматическими, магматическими и (или) тектоническими процессами. Поэтому их выявление представляет большие трудности.

Архейский акрон (тектоно-магматический цикл) начался после окончания саамского диастрофизма (3500 ± 100 млн лет назад) и закончился 2500 ± 100 млн лет назад эпохой диастрофизма, которая называется лопийской, кеноранской или ребольской. Таким образом, продолжительность его составляет около 1 млрд лет.

В течение архея накопились мощные толщи осадочно-вулканогенных отложений, слагающие так называемые зеленокаменные пояса, интенсивно проявились своеобразные эндогенные и экзогенные процессы, метаморфизм и тектонические движения. От катархея архейский тектоно-магматический цикл отличается некоторым разнообразием эндогенных и экзогенных условий образования пород. Главные особенности архея обу-

словлены тем, что литосфера продолжала охлаждаться, в связи с чем возрастали ее мощность и хрупкость. Единый приповерхностный магматический океан распался на отдельные очаги. Выплавление магмы основного состава сместилось на бóльшие глубины, а в условиях верхних частей литосферы возникали очаги магмы кислого состава. В этот период продолжал сокращаться объем внутреннего ядра за счет испарения легколетучих компонентов с его поверхности, а возрастали мощности внешнего металлического жидкого ядра и твердой подастеносферной мантии.

На определенном этапе развития Земли в архее в верхах твердой подастеносферной мантии возникли особые условия, приведшие к формированию алмазоносного слоя предполагаемой мощностью около 50 км. Для этого должны были существовать соответствующие Р–Т условия, привноситься в большом объеме углерод и отсутствовать кислород. Так как часто отдельные слои в кристаллах алмаза обогащены азотом, то углерод должен был привноситься вместе с азотом.

7.1. ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

В течение архея продолжалось охлаждение поверхности Земли. Как указывалось выше, в конце катархея температура поверхности Земли составляла 90–150 °С. Для пород раннего протерозоя (карелия) есть определение температуры образования осадочных образований, равное 60 °С. Для пород с возрастом 3,2 млрд лет установлена температура 70 °С. Следовательно, *температура поверхности Земли в течение архея уменьшалась от 90–150 °С до 60–70 °С.*

Прямые определения давления атмосферы на поверхности Земли отсутствуют, но, по-видимому, оно также уменьшалось. С одной стороны, атмосфера пополнялась газами, поступавшими в результате дегазации глубин Земли, с другой – происходило рассеивание газа в космическом пространстве. Исходя из предложенной выше модели ее эволюции, можно считать, что рассеивание газов превышало их поступление из глубин Земли. Л. И. Салоп [1982, с. 113] предполагал, что *атмосферное давление в архее (по автору. – палеопротозое) «в грубых чертах можно оценить в 10–20 бар».*

Состав атмосферы также эволюционировал. При рассеивании атмосферы с верхних ее частей, в первую очередь, уносились водород и гелий. Поступавшие из глубин Земли газы были обогащены этими элементами, но они быстро перемещались в верхние слои атмосферы, а более тяжелые газы накапливались в нижних ее частях. Это соединения углерода и азота с водородом и кислородом. В архее, в связи с уменьшением вулканической активности, уменьшилось количество так называемых кислых дымов, обогащенных парами сильных кислот: HCl, HF, H₂S и др.

Восстановленные газы в процессе движения к поверхности окислялись за счет выделения кислорода при разложении пород. В результате атмосфера обогащалась парами воды и углекислым газом. Пары воды частично конденсировались, а углекислый газ связывался в карбонаты и в органическое вещество. Обогащение атмосферы этими газами создавало «парниковый эффект», который препятствовал охлаждению поверхности Земли.

В общем, состав атмосферы был восстановленным, свободный кислород отсутствовал, так как быстро соединялся с другими элементами. Об этом свидетельствуют отсутствие красноцветных отложений в разрезах архея и низкие отношения $^3\text{Fe}/^2\text{Fe}$ в осадках. Он появлялся в небольших объемах лишь в гидросфере в связи с существованием водорослей.

Аммиак, который поступал из глубин Земли, под воздействием кислорода окислялся с выделением молекулярного азота, который геохимически весьма устойчив и может связываться только в белковое вещество. Таким образом, распространение водорослей приводило к появлению свободного кислорода, который способствовал появлению и накоплению свободного азота. С другой стороны, возрастание объема биомассы сопровождалось связыванием азота в белковое вещество. Но, по-видимому, первый процесс преобладал и потому происходило нарастание объема свободного азота в атмосфере.

Охлаждение поверхности Земли сопровождалось интенсификацией конденсации паров воды и ростом объема гидросферы. Но нарастание расчлененности рельефа сопровождалось появлением углубленных участков. В результате пространства, занятые водой либо не увеличивались, либо даже сокращались. Поступление воды из глубин Земли, по сравнению с катархеем, несколько уменьшилось. Судя по широкому распространению среди осадочных образований пород хемогенного генезиса, в архее большие пространства были все еще покрыты водой. Отсутствие значительной расчлененности рельефа приводило к преобладанию мелководных бассейнов. В результате активных вулканических процессов в гидросферу продолжали поступать, хотя и в меньших объемах, чем в катархее, сильные кислоты. Они активно взаимодействовали с породами, образуя соли. В первую очередь, возникали соли соляной и угольной кислоты. Таким образом, в архее продолжалось преобразование кислотной среды в гидросфере в солевую.

Появление водорослей в архее привело к появлению на отдельных участках водных бассейнов свободного кислорода, пока еще в небольших количествах. Вследствие этого сульфаты в осадках архея распространены очень незначительно.

7.2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Супракрустальные образования, представленные осадочно-вулканогенными отложениями архея, в настоящее время наблюдаются в составе зеленокаменных поясов, с резким преобладанием вулканитов. В разрезах этих поясов, как правило, наблюдается несколько перерывов с размывами и угловыми несогласиями. Мощности разрезов супракрустальных пород архея достигает многих километров. Плутонические образования распространены как в пределах зеленокаменных поясов, так и за их пределами.

Согласно Л. И. Салопу [1982, с. 118], «формации архея (по автору палеопротозоя или археопротозоя) слагают единый вертикальный ряд, отражающий своеобразное развитие зеленокаменных поясов». Внизу их разреза залегает не везде проявленная понтиакская терригенная формация. Иногда внизу залегает более молодая коматиитовая формация с резким преобладанием вулканитов основного и ультраосновного состава. Эти две формации отражают этап заложения зеленокаменных поясов. С интрузивными и протрузивными массивами, связанными с вулканитами этой формации, связаны такие полезные ископаемые, как хром, никель, кобальт, платиноиды, асбест.

Выше располагается стрипрокская карбонатно-кремнистая формация, возникшая в условиях преобладающего поднятия и прекращения интенсивной вулканической деятельности. С этой формацией связаны железомарганцевые осадочные руды, а также месторождения магнезита и барита.

Затем следует киватинская зеленокаменная бимодальная толеит-риолитовая формация с гомодромной последовательностью изменения состава, формировавшаяся в условиях колебательных движений. С вулканитами киватинской формации тесно связаны гипабиссальные разности. Они сопровождались гидротермальной деятельностью с образованием золоторудных, золото-полиметаллических и мышьяково-сурьмяных месторождений.

Ее сменяет тимискамингская осадочная или осадочно-вулканогенная, циклично построенная формация, сформировавшаяся в условиях прерывистых колебательных движений. Вулканиты имеют преимущественно кислый состав, а терригенные породы представлены в основном граувакковыми песчаниками. Имеют место и железо-кремнистые отложения, часто представляющие собой месторождения железа.

Завершает формирование зеленокаменных поясов конгломерато-кремнистая формация модис. С этой формацией также связаны осадочные месторождения железа формации железистых кварцитов.

7.2.1. Осадочные образования

Среди осадочных образований архея преобладали мелководные разности, но, по сравнению с катархеем, возросла роль субаэральных терригенных отложений. Впервые в истории Земли появились в небольших объемах грубообломочные разности: гравелиты и галечные конгломераты. Осадочные отложения перемежаются с вулканитами либо слагают самостоятельные пачки, отражающие перерывы в вулканической деятельности. В периоды активных колебательных движений, сопровождавшихся вулканизмом, относительно широкое распространение получали терригенные отложения. В периоды относительного тектонического покоя накапливались преимущественно хемогенные отложения, формировались коры выветривания. Роль терригенных отложений возрастает вверх по разрезам.

Терригенные отложения представлены преимущественно песчаниками и алевролитами. В общем виде состав терригенных отложений и их грубозернистость изменяются в зависимости от положения в разрезе зеленокаменных поясов. В низах разрезов зеленокаменных поясов иногда присутствуют относительно маломощные конгломераты, образовавшиеся в результате разрушения катархейского серогнейсового субстрата. В ассоциации с основными и ультраосновными вулканитами наблюдаются в основном граувакковые песчаники и алевролиты, а с вулканитами среднекислого состава – аркозовые разности. Терригенные отложения обычно ассоциируют с глинистыми осадками. В верхах разрезов вновь появляются грубообломочные фации. Они имеют значительно большую мощность, чем в низах разрезов. Терригенные отложения часто переходят в туффиты, перемежаются с вулканитами или сменяют их по простиранию. Это свидетельствует об их образовании в значительной степени в результате разрушения вулканических построек.

Хемогенные отложения представлены преимущественно кремнистыми и железокремнистыми (джеспилиты) породами. В отличие от катархейских железо-кремнистых разностей, джеспилиты архея, как правило, располагаются на некотором удалении от вулканитов либо по разрезу, либо по латерали, поэтому связь их с вулканитами не всегда ясна. Предполагается, что кремнезем и железо поступали в мелководные бассейны преимущественно в результате вулканогенно-гидротермальной деятельности. Джеспилиты архея имеют полосчатое строение за счет неравномерного распределения минералов железа. Обогащенные рудными минералами кварциты чередуются с безрудными разностями. Минералы железа представлены магнетитом и сидеритом. В небольших количествах постоянно присутствуют пирит и пирротин. В последующем магнетит часто замещается гематитом. Они часто образуют месторождения железа.

Относительно мало в разрезах архея карбонатных пород. Они составляют обычно самостоятельные пачки. Иногда карбонатные отложения переслаиваются с кремнистыми осадками. Среди них преобладают доломиты, что обусловлено достаточно высокой температурой воды и повышенными концентрациями углекислого газа. Среди карбонатных отложений в архее, вероятно, появляются и органогенные разности. Отмечается в них частое присутствие графита, происхождение которого объясняется поступлением углерода из глубин Земли. В небольших объемах впервые в истории Земли стали накапливаться эвапориты.

В архее в небольших объемах формировались также коры выветривания. Продуктами их переотложения являются кварциты, которые обычно ассоциируют с высокоглиноземистыми сланцами. Среди пород кор выветривания отмечаются железистые, железо-марганцевые разности и бокситы.

7.2.2. Вулканические образования

Вулканические образования в разрезах архея преобладают. Они составляют большую часть разрезов зеленосланцевых поясов. Вверх по разрезу масштабы вулканических процессов сокращаются. Состав их во времени изменялся от ультраосновного до кислого. Они сопровождались субвулканическими телами типа штоков, даек, а для тел ультраосновного и основного составов характерны согласные и слабосекущие тела. В общем виде изменение состава вулканитов по разрезу имеет следующий вид.

Для низов разрезов зеленокаменных поясов характерны большие объемы вулканитов ультраосновного составов с подчиненным объемом базальтоидов. Большие масштабы ультраосновного вулканизма являются реперными для выявления зеленокаменных поясов. В послеоархейское время ультраосновной вулканизм в таких масштабах более не проявлялся.

Ультраосновные вулканиты архея называются коматиитами. Для них характерна оригинальная структура спинифекс. По составу они образуют непрерывный ряд от перидотитового до базальтового. Для коматиитов характерны высокие содержания MgO , NiO , Cr_2O_3 и отношения CaO/Al_2O_3 , низкие содержания TiO_2 , щелочей, особенно калия и отношения Fe/Mg . Перидотитовые коматииты могут содержать до 40 % MgO .

Появление больших объемов вулканитов ультраосновного состава обусловлено высокой температурой поверхности и высоким температурным градиентом. Благодаря этому, существовали близповерхностные резервуары ультраосновной магмы, которая, несмотря на высокий удельный вес, могла поступать в больших объемах на поверхность.

Ассоциирующие с коматиитами базальтоиды похожи по составу на современные океанические толеиты, но содержат меньше Al_2O_3 , TiO_2 , а больше – MgO , FeO , MnO , NiO , CoO , Cr_2O_3 . Извержения коматиитов и связанных с ними базальтов происходило в подводных условиях, о чем свиде-

тельствуют отсутствие туфов и подушечная отдельность. В отдельных зеленокаменных поясах коматиитовый уровень вулканитов отсутствует. Он либо был редуцирован либо не проявлялся изначально.

Вверх по разрезу объем коматиитов сокращается, базальты становятся преобладающими, появляются андезиты. Это обусловлено, по-видимому, появлением магматических очагов в более высоких горизонтах литосферы. Затем появлялась бимодальная базальт-риолитовая серия с малым содержанием вулканитов среднего состава. Но в небольших объемах присутствуют также ультраосновные вулканиты. В составе этой серии резко преобладают толеитовые базальты. Кислые члены ассоциации по составу отвечают плагиориолитам и дацитам. Вулканиты основного состава имеют обычно подушечную отдельность, что обусловлено их извержением в подводных условиях. Вулканиты кислого состава проявлены как в лавовых, так и в туфовых фациях. Следовательно, они извергались в суб-аэральных условиях.

Бимодальную серию сменяет полнодифференцированная серия с вулканитами состава от базальтового до плагиориолитового. По содержаниям K, Rb, Sr, Ba, Tr она сходна с современными островодужными ассоциациями, но отличается от них отсутствием пород с повышенной щелочностью, более низкими содержаниями Al_2O_3 , и повышенными – Ni, Co, Cr. От бимодальной серии ее отделяют толщи осадочных отложений, структурное несогласие и внедрение гранитоидов. Иногда эта серия слагает самостоятельные структуры.

В общем, вулканиты архея отличаются от более поздних вулканогенных образований низкими содержаниями щелочей, особенно K, Al и слабой окисленностью железа, высокими содержаниями Mg, Fe, Ni, Co, Cr.

7.2.3. Плутонические образования

Плутонические образования были распространены менее широко, чем в катархее. Особенно резко сократились количество и объемы массивов ультраосновных пород, но в то же время резко возросли в объеме интрузивы гранитоидов.

Плутонические породы получили широкое распространение в пределах зеленокаменных поясов. Они пространственно тесно связаны с вулканитами и по составу близки им, представляя, по-видимому, во многих случаях корневые части вулкано-плутонических систем. Это, как правило, аллохтонные (перемещенные) тела.

Для ранней стадии формирования зеленокаменных поясов характерны интрузии основного и ультраосновного составов с характерными полезными ископаемыми, представленными, главным образом, хромом, никелем, кобальтом, платиноидами, асбестом. Они часто имеют расслоенное

строение. В настоящее время многие тела гипербазитов архея находятся в протрузивном залегании.

В более позднее время внедрялись тела гранитоидов. Состав их отвечает преимущественно гранодиоритам или кварцевым диоритам. Они обладают низкой, преимущественно натровой щелочностью. Гранитоиды представлены как массивными, так и гнейсовидными разностями.

Особенно активное гранитообразование приходится на конец архея, в период кеноранского диастрофизма. Гранитоиды этого времени формировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, которая проявилась вблизи основания разрезов зеленокаменных поясов и по их периферии, а также в блоках пород катархея, разделявших эти пояса. Плутоны гранитного состава конца архея связаны в большинстве с формированием гранитогнейсовых куполов, строение которых будет рассмотрено далее. В центральных частях куполов расположены массивные слабоперемещенные гранитоиды с магматическими структурами. По периферии они переходят в гнейсовидные порфиробластические разности. Поля гранитоидов окружены широкими ореолами гранитизированных (порфиробластических) и мигматизированных вмещающих пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. В конце формирования этих структур впервые в небольших количествах появлялись калиево-натровые разности повышенной щелочности.

Гранитоиды гранитогнейсовых куполов в основном возникали в результате проработки (палингенеза) «серых гнейсов» катархея восходящими плюмами с привнесом коровых элементов. По петрогеохимическому составу они близки этим образованиям. В некоторых случаях их трудно отличать от «серых гнейсов» катархея. Поэтому часть исследователей считает возраст «серых гнейсов» архейским. Но при более тщательном анализе геохимического состава выявляется, что гранитоиды архея отличаются от «серых гнейсов» катархея несколько более высокими содержаниями некогерентных элементов и более низкими — элементов группы железа, а также отсутствием гранулитового парагенезиса темноцветных минералов.

После кеноранского диастрофизма в завершающую стадию архейского тектоно-магматического цикла произошло внедрение гигантских по размерам даек основного и ультраосновного составов. Наиболее ярким их представителем является Великая Дайка Зимбабве, которая имеет длину около 500 км при ширине 5–8 км (см. рис. 5), или дайки Западной Австралии, достигающие по длине 320 км. Известны также гигантские расслоенные пластовые интрузии. Например, расслоенный массив Стиллуотер в США. Это обусловлено проявлением в значительных масштабах разрывных дислокаций.

В посторогенный этап впервые в истории Земли появились редкие массивы гранитов повышенной щелочности и сиенитов с относительно высокими содержаниями калия.

7.3. МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфические процессы в архее, в отличие от катархея, уже имели зональный, часто линейно-зональный характер. Условия метаморфизма колебались от гранулитовой фации до зеленосланцевой с резким преобладанием условий амфиболитовой фации. Они обычно тесно связаны с зонами глубинных разломов.

Гранулитовая фация метаморфизма проявилась лишь в узких приразломных зонах. Условия амфиболитовой фации характерны для центральных частей гранитогнейсовых куполов. К периферии и вверх по разрезу они понижались до эпидот-амфиболитовой фации, а кое-где и до зеленосланцевой. В зависимости от глубины эрозионного вскрытия гранитогнейсовых куполов интенсивность метаморфических изменений имеет либо вертикальный характер с уменьшением степени изменения вверх по разрезу (при слабой эродированности структур), либо кольцевой с уменьшением степени изменения к периферии куполов (при глубокой эродированности структур).

В пределах зеленокаменных поясов зональность метаморфизма была выражена еще более отчетливо. В их пределах интенсивность метаморфизма нарастала вниз по разрезу (метаморфизм погружения) и к периферии от зеленосланцевой фации до амфиболитовой, где в условиях амфиболитовой фации возникали гранитогнейсовые купола. Иногда отмечают и в основании разреза зеленокаменных поясов невысокие метаморфические изменения, вплоть до зеленосланцевой фации.

Метаморфические изменения проявились и в породах катархея, но там они носили регрессивный характер. Как правило, на породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, накладывался метаморфизм амфиболитовой фации. Происходила перекристаллизация пород, и признаки гранулитовой фации метаморфизма исчезали. Это привело к «омоложению» изотопных датировок. Но на отдельных участках минералы гранулитовой фации сохранялись, что позволяет восстановить последовательность метаморфических изменений.

В постархейское время породы архея часто подвергались повторному метаморфизму. В одних случаях он имел ретроградный характер. Особенно четко это устанавливается в зонах разломов, по которым проявились молодые движения. На других участках породы архея подвергались повторному метаморфизму высоких ступеней, часто с гранитизацией, палингенезом и ремобилизацией гранитоидов. Особенно характерно это для раннего протерозоя. В этих случаях следы архейского генезиса пород могли быть полностью уничтожены.

7.4. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Тектонические структуры архея более разнообразны, чем катархейские. Для этого акрона характерны три типа тектонических структур: зеленокаменные пояса, гранитогнейсовые купола и относительно устойчивые участки, сложенные породами катархея.

В архее, благодаря охлаждению верхних слоев Земли и связанным с ним возрастанием мощности и хрупкости литосферы, впервые появились признаки разломной тектоники. Возникли гигантские по протяженности разломы, которые контролировали формирование зеленокаменных поясов. Сочетание хрупких деформаций с огромными магматическими резервуарами привели к внедрению гигантских даек. В это время возникли такие дайки, как Великая Дайка Зимбабве (см. рис. 5) и дайки Западной Австралии. Пологие нарушения контролировали размещение мощных и больших по площади пластовых тел, например, расслоенный массив Стиллуотер в штате Монтана США.

Предполагается, что в конце архея зародилась регматическая система глубинных разломов Земли, которая существует до настоящего времени. Это система ортогональных и диагональных поясов глубинных разломов, разделяющих литосферу на крупные геоблоки. Возникновение ее связывается с действием сжимающих усилий, направленных от полюсов к экватору и изменяющих форму Земли. В архее литосфера была уже достаточно хрупкой, чтобы реагировать на эти усилия образованием расколов.

С этими разломами связаны впервые появившиеся в истории Земли зоны высоких давлений – **гранулитогнейсовые пояса**. Согласно В. Е. Хаину, они характеризуются многократно проявленным метаморфизмом амфиболитовой и гранулитовой фаций, сложной складчатостью и многочисленными надвигами и нередко осложнены гранитогнейсовыми куполами и габбро-анортозитовыми Плутонами.

7.4.1. Зеленокаменные пояса

Зеленокаменные пояса – это структуры, которые существовали только в архее. Они выходят на поверхность в пределах щитов, реже – срединных массивов. В настоящее время зеленокаменные пояса представляют собой относительно узкие линейно вытянутые или неправильные, часто ветвящиеся синформы. Как правило, пояса располагаются не равномерно, а сближенными группами. На отдельных участках они образуют сетку, подчиняясь глубинным разломам двух или трех направлений (рис. 7, см. также рис. 5).

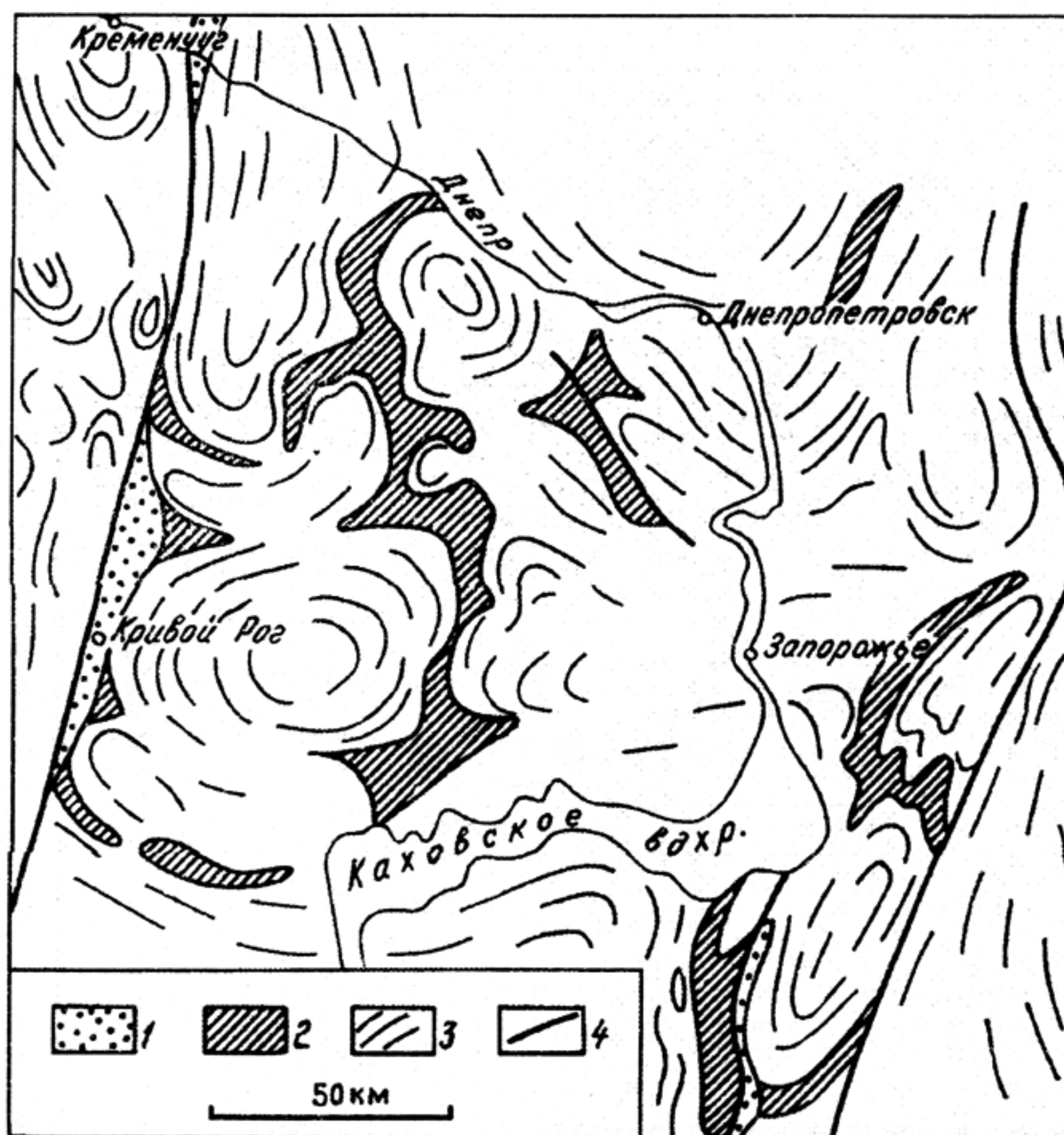


Рис. 7. Схема расположения зеленокаменных структур Приднепровья [Салоп, 1982, с изменениями]:

1 — раннепротерозойские отложения; 2 — зеленокаменные толщи архея; 3 — гранитогнейсовые купола конца архея; 4 — крупные разрывные нарушения

На установленных участках основания зеленокаменных поясов их разрезы начинаются с маломощных пачек конгломератов преимущественно с обломками «серых гнейсов» или покровов вулканитов (рис. 9). Нижние части разрезов сложены преимущественно вулканитами основного и ультраосновного составов в лавовых фациях. Ультраосновные вулканиты зеленокаменных поясов называются коматиитами с характерной структурой спенифлекс, образованной игольчатыми и пластинчатыми выделениями оливина и скелетными кристаллами клинопироксена, погруженными в девитрофицированное стекло базальтового состава. Среди вулканитов отмечаются прослой граувакковых песчаников и сланцев. Вулканиты сопровождаются интрузивами таких же составов. Среди них часты расслоенные рудоносные массивы с железо-титановым оруденением и платиноидами.

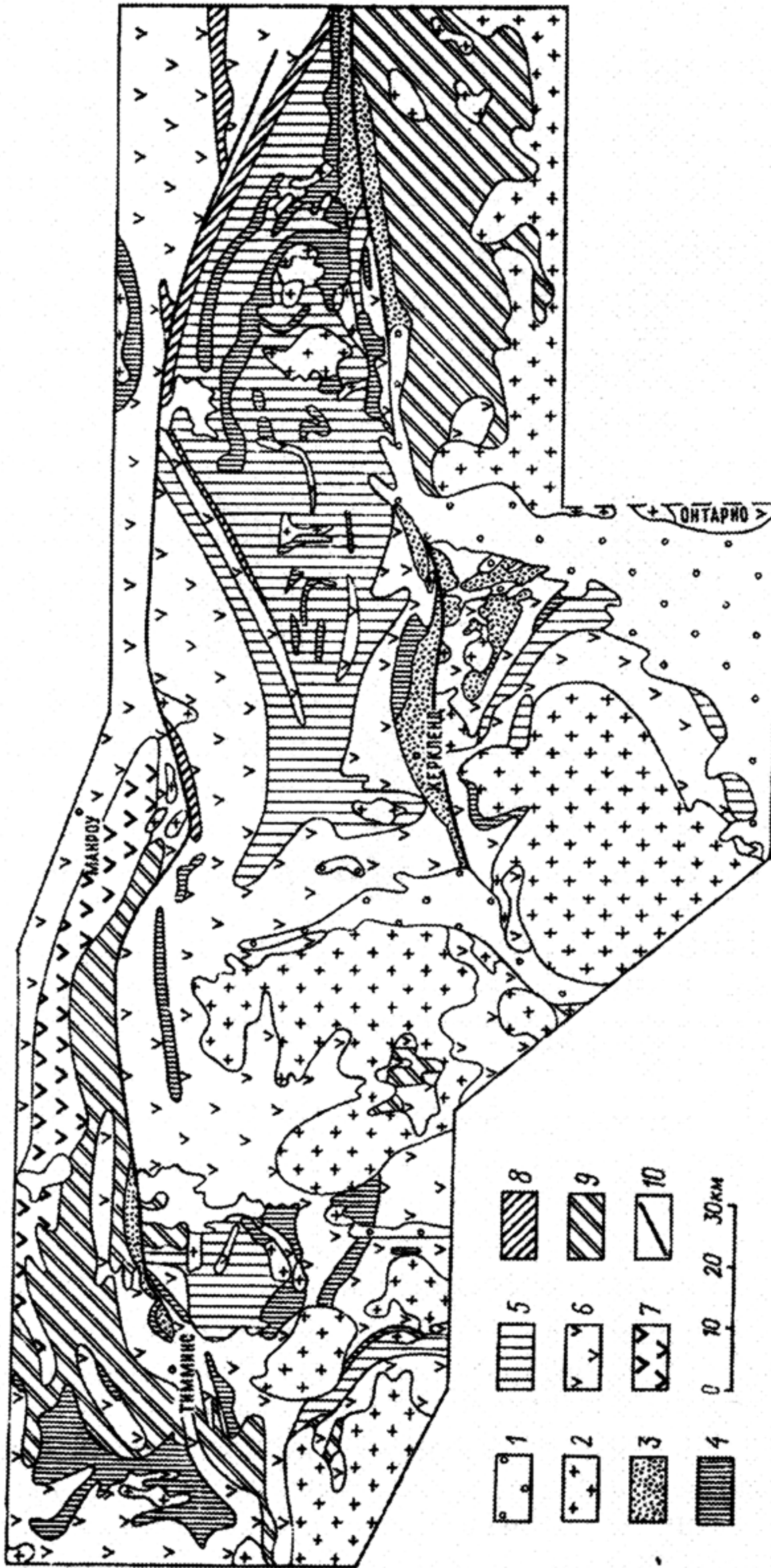


Рис. 8. Схема геологического строения зеленокаменного пояса Абитиба, Канада [Салоп, 1982, с изменениями]:

1 – раннепротерозойские отложения надсерии Гурон; 2–9 – архейские образования зеленокаменного пояса: 2 – гранодиориты и граниты, 3 – серия тимискаминг (конгломераты, граувакки, алевролиты, трахиты), 4–8 – надсерия Абитиби (4 – дациты и риолиты, 5 – андезиты и базальты, 6 – толеитовые базальты, 7 – перидотитовые и базальтовые коматииты, 8 – осадочные отложения), 9 – серия понтиак (граувакки, песчаники, конгломераты, сланцы); 10 – разрывные нарушения

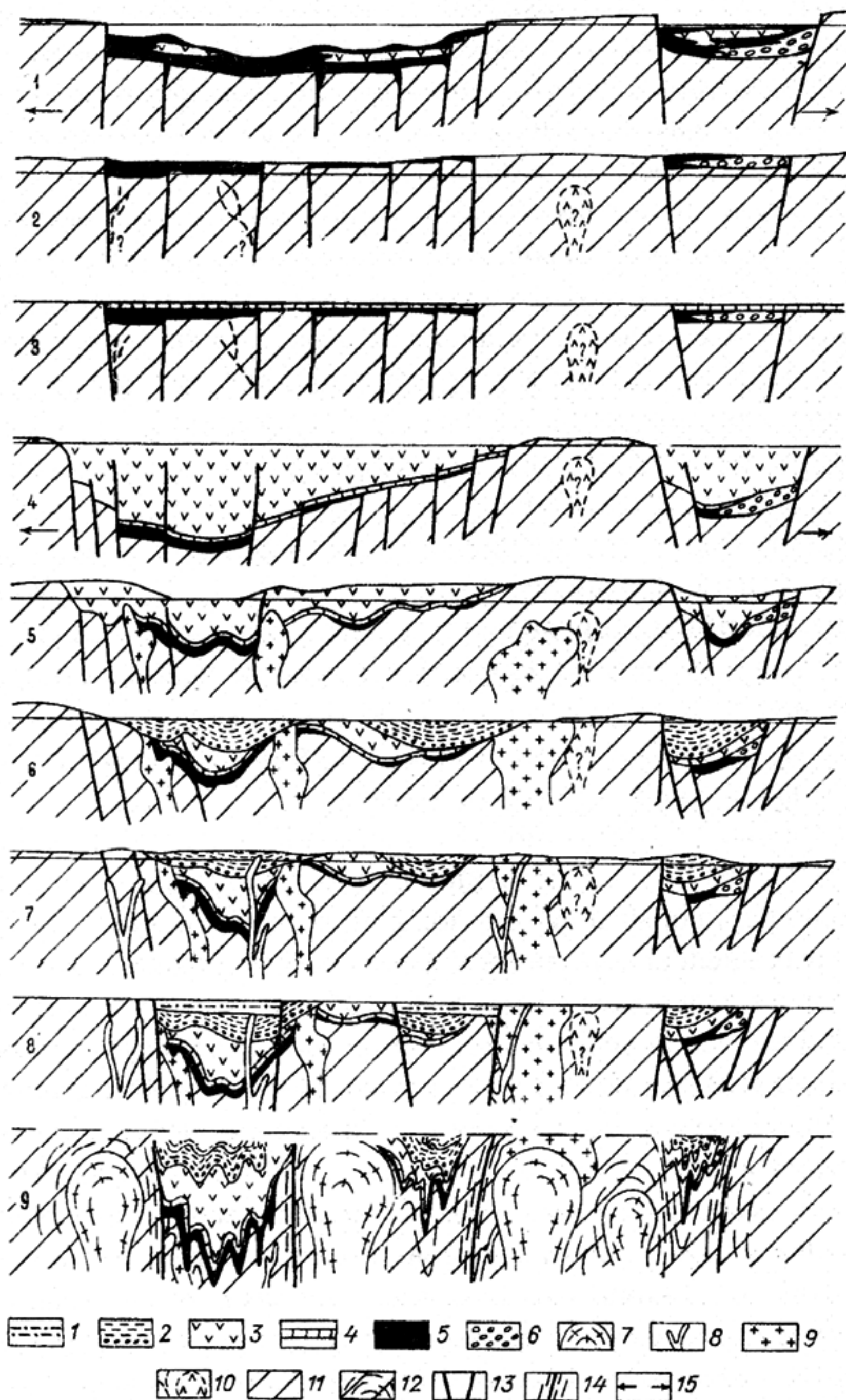


Рис. 9. Схема эволюции зеленокаменных поясов [Салоп, 1982 изменениями]:

1–6 – отложения архея, литостратиграфические комплексы: 1 – модис (терригенные отложения, реже сланцы, кварциты, карбонаты, основные вулканы), 2 – тимискамингский (граувакки, сланцы, кислые вулканы, джеспилиты, редко кварциты), 3 – киватинский (вулканы внизу основного, реже ультраосновного составов, вверху среднего и кислого составов, реже песчаники, сланцы, кварциты и джеспилиты), 4 – стипрокский (карбонитно-кремнистые отложения), 5 – коматиитовый (вулканы ультраосновного и основного составов, иногда с прослоями терригенных отложений), 6 – понтиакский (песчаники, сланцы с небольшим объемом вулканитов); 7–10 – интрузии: гранитоидов гранитогнейсовых куполов (7), малые граниты (8), гранодиоритов (9), субвулканические основного и кислого составов (10); 11 – катархейский фундамент; 12 – то же ремобилизованный; 13 – разломы; 14–15 – зоны: милонитизации (14), растяжения земной коры (15).

Цифры 1–9 – главные стадии тектонического развития зеленокаменных поясов

Вверх по разрезам вулканиты ультраосновного состава постепенно уменьшаются в объеме, а затем исчезают. Но появляются и становятся преобладающими вначале базальтоиды. Вначале формируется контрастная базальт-риолитовая формация, она сменяется полнодифференцированной формацией с составом от базальтов до риолитов со всеми промежуточными разностями: андезитами и дацитами, а вверху преобладают вулканиты кислого и среднего составов. Кое-где они представлены туфами и сопровождаются комагматичными интрузиями. С кислыми вулканитами обычно ассоциируют кварцево-полевошпатовые песчаники, железистые кварциты, иногда карбонаты. В верхах разрезов вновь появляются грубообломочные отложения, напоминающие молассовую формацию.

Метаморфизм пород зеленокаменных поясов зональный. Степень его обычно нарастает сверху вниз по разрезу и от центра к периферии от зеленосланцевой фации до амфиболитовой, сопровождаемой гранитизацией субстрата и формированием гранитогнейсовых куполов. Амфиболитовая фация метаморфизма проявляется и в окружающих пояса породах, представленных в большинстве случаев «серыми гнейсами» катархея. При этом происходило плавление (палингенез) «серых гнейсов». Вновь образованные магмы, в какой-то мере сохраняя петрогеохимические черты «серых гнейсов», внедрялись в пределы поясов.

Подобные соотношения зеленокаменных поясов и «серых гнейсов» породили споры об их возрастных взаимоотношениях. Часть исследователей, наблюдая прорывание образований зеленокаменных поясов породами типа «серых гнейсов», пришли к выводу об их более молодом возрасте по отношению к зеленокаменным поясам. Но впоследствии было установлено, что образования зеленокаменных поясов залегают с размывом на «серых гнейсах». В основании разрезов поясов, где оно сохранилось, наблюдаются либо конгломераты с обломками «серых гнейсов», либо вулканиты, метаморфизованные слабее, чем подстилающие «серые гнейсы». Было также установлено, что новообразованные магматические породы отличаются от настоящих «серых гнейсов» более высокой щелочностью за счет возрастания содержания калия и повышенными концентрациями ряда некогерентных элементов, а также пониженными содержаниями элементов сидерофильной группы. По-видимому, реоморфизм «серых гнейсов» происходил с привнесением из глубин коровых элементов и разбавлением ими субстрата до эвтектоидного состава. Как указано выше, зеленокаменные пояса в современном эрозионном срезе имеют тектонические ограничения. Установление первоначальных их форм и размеров связано с большими трудностями. Одни исследователи считают, что их современные размеры и формы мало отличаются от первоначальных, что они изначально имели вытянутую форму и были ограничены разломами.

Другие исследователи предполагают, что первоначально существовали большие близкие к изометричным отрицательные структура, в преде-

лах которых накапливались осадочно-вулканогенные отложения. В результате последующих тектонических процессов эти отрицательные структуры были денудированы. Сохранились лишь участки наибольшего погружения и наибольших мощностей разреза, приуроченные к глубинным разломам. Выдержанность строения разрезов поясов на значительных территориях и закономерность в размещении фаций осадочных отложений (например, на западе Алданского щита среди осадочных отложений в краевых зеленокаменных поясах отмечается преобладание терригенных разностей, а в центральных — появляются глинисто-карбонатные отложения) больше свидетельствуют о первичном площадном распространении слагающих их образований. В последствии, в результате образования гранитогнейсовых куполов и разрывной тектоники они были расчленены на отдельные фрагменты и на положительных структурах осадочно-вулканогенные отложения были смыты, а сохранились лишь в отрицательных структурах.

В некоторых районах отчетливо устанавливается приуроченность зеленокаменных поясов к зонам глубинных разломов, контролировавших, по-видимому, их размещение и магматическую деятельность. В других районах эти пояса контролируются разломами двух или даже трех направлений. Л. И. Салоп предполагает [1982, с. 121], что формирование зеленокаменных поясов «обусловлено глобальным расширением земной коры».

7.4.2. Гранитогнейсовые купола

Гранитогнейсовые купола распространены между зеленосланцевыми поясами (см. рис. 5, 7). Они формировались в пределах катархейских образований, захватывая в своем развитии краевые, иногда и нижние части этих поясов. Эти купола представляют собой положительные структуры, по форме близкие к изометричным, с размерами в поперечнике 10–60 км, иногда до 100 км.

Центральные части гранитогнейсовых куполов, сформировавшихся в пределах зеленокаменных поясов, занимают обычно массивные анатектические иногда слабо перемещенные гранитоиды (рис. 10). Они окружены оторочкой порфиробластических гранитоидов с гнейсовидными текстурами (гнейсо-гранитов), образовавшихся в результате процессов гранитизации. Гнейсо-граниты по периферии сменяются в разной степени гранитизированными и мигматизированными вмещающими образованиями, часто с образованием гранитогнейсов. Для этих частей характерно широкое распространение тел пегматитов. На удалении от центров куполов выходят породы рамы. Директивные структуры в пределах куполов расположены с падением к центру структуры с выполаживанием на удалении, а затем — возможным запрокидыванием. Метаморфизм в центральных частях куполов достигает амфиболитовой фации. В пределах зеленокаменных поясов по периферии куполов он может уменьшаться, иногда до зеленосланцевой фации.

Гранитогнейсовые купола архея распространены и среди катархейских образований в антиклинорных зонах, разделяющих зеленосланцевые пояса. В этих случаях их выделение затруднено. Они выявляются только по кольцевому расположению гнейсовидных структур и расположению в центре анатектических гранитоидов.

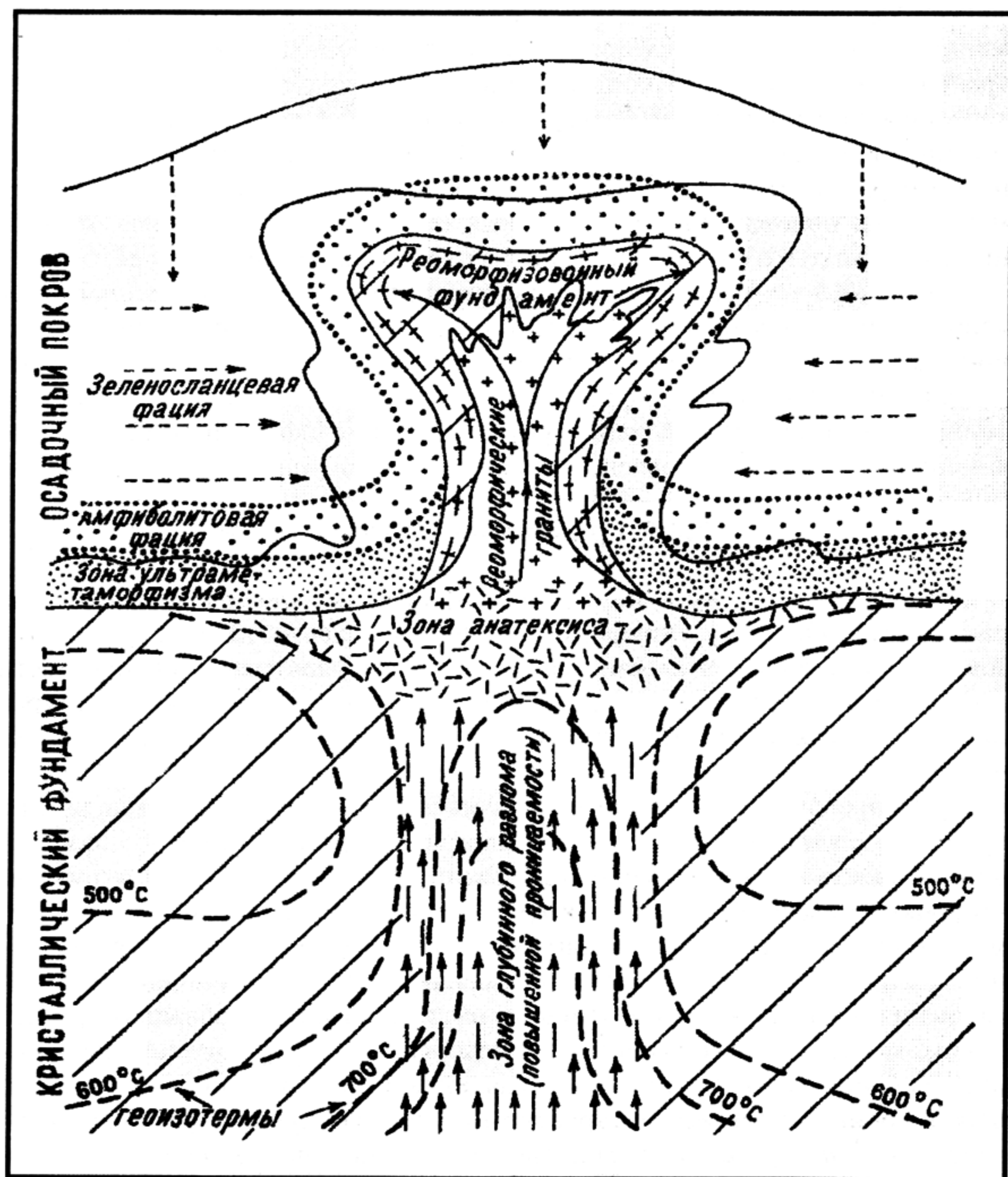


Рис. 10. Схема образования гранитогнейсового купола [Салоп, 1982, с изменениями]

Формирование гранитогнейсовых куполов происходило, по-видимому, под воздействием плюма — потоков легколетучего вещества, привносящего в литосферу тепло и некогерентные элементы. В результате их метасоматического воздействия на субстрат с приближением его состава к гранитовому создаются условия для образования магмы кислого состава. Вследствие низкой плотности магма стремится переместиться вверх (образуется диапир), воздействуя на вмещающие образования, поднимая их и разворачивая вплоть до запрокидывания. При этом часто тела анатектических гранитов, раздвигая вмещающие породы, приобретает булавообразную или грибовидную форму.

Гранитогнейсовые купола в одних случаях четко контролируются глубинными разломами, в других — располагаются беспорядочными группами («стадами»).

Приуроченность гранитогнейсовых куполов к разломам объяснима, так как эти разломы являются проницаемыми зонами, по которым из глубин поднимается легкоплавкое вещество и привносится тепло, что сопровождается гранитизацией субстрата и последующим диапиризмом.

Беспорядочное групповое расположение гранитогнейсовых куполов не находит однозначного объяснения. Одна из версий связывает их формирование с падением группы крупных метеоритов, образовавшихся в результате разрушения большого космического тела при столкновении с атмосферой Земли. Удары метеоритов инициировали потоки газов, привносящих в верхние слои Земли тепло и некогерентные элементы. Отсутствие следов импактных структур объясняется их эродированием и метаморфогенно-метасоматической проработкой (гранитизацией) субстрата [Салоп, 1982]. В последнее время импактные структуры и связанные с ними породы среди раннедокембрийских образований установлены в нескольких местах.

Следует отметить, что гранитогнейсовые купола формировались и в постархейское время, вплоть до мезозоя. При этом они часто развивались унаследованно, что во многом затрудняет выделение архейских куполов.

Участки, сложенные породами катархея, лишенные зеленокаменных поясов и гранитогнейсовых куполов, по-видимому, представляли собой относительно устойчивые структуры, где сохранились первичные изотопные датировки. Л. И. Салоп предложил называть их протоплатформами. Вероятно, на них накапливались относительно маломощные отложения, которые впоследствии были уничтожены эрозией.

7.5. БИОСФЕРА

В породах архея уже находят явные признаки живых организмов. Они могли существовать только в водной среде, защищающей их от губительного ультрафиолетового излучения. Озоновый слой, защищающий в настоящее время от него наземный органический мир на суше, в архее отсутствовал.

Из жизненных форм в архее установлено присутствие бактерий-прокариотов. Есть находки строматолитов и онколитов, свидетельствующие о существовании водорослей, также представляющих прокариоты. Эукариоты в архее не установлены. Их сохранность обусловлена относительно низкой степенью метаморфических изменений на отдельных участках и пониженной относительно катархея агрессивностью среды. Водоросли существуют в результате фотосинтеза, обусловленного солнечным светом, который проникает в толщу воды не глубже 100 м. Поэтому они могли существовать только в мелководных бассейнах, занимавших в архее основную часть поверхности Земли.

Установлено, что бактерии-прокариоты в архее имели сферическую форму и были уже довольно разнообразны. Многие из них наблюдаются и в более молодых отложениях докембрия, что свидетельствует о далеко зашедшей эволюции и медленном ее темпе. Отличаются они от сходных образований в более молодых отложениях меньшими размерами.

При фотосинтезе поглощается углекислый газ, а выделяется кислород. В результате жизнедеятельности водорослей на участках их распространения в подводных условиях появился, пока в небольших объемах, свободный кислород.

7.6. ВЫВОДЫ

Начало архея знаменуется резким переломом в условиях на Земле. Резкая деградация атмосферы привела к падению ее давления. Продолжалось падение температуры на поверхности Земли, возрастал температурный градиент. Это сопровождалось ростом мощности и вязкости литосферы, обусловивших проявления дизъюнктивных дислокаций, углублением магматических очагов. Нарастала неравномерность в развитии разных участков земной поверхности.

Углекислый газ связывался в карбонаты и органическое вещество. Несмотря на поступление из глубин Земли, содержание его уменьшалось. Падение температуры приводило к повышенной конденсации паров воды, что сопровождалось сокращением их содержания в атмосфере и ростом объема гидросферы.

В связи с увеличением мощности и вязкости литосферы рельеф стал более расчлененным. Преобладали мелководные условия, но появились, с одной стороны, значительные участки суши, с другой – углубленные участки. Это обусловило появление значительных объемов терригенных отложений и продуктов кор выветривания. Впервые возникли грубообломочные разности. Хемогенные отложения представлены в основном кремнистыми и карбонатными осадками, появились их органогенные разности. Железоскремнистые отложения в отличие от катархейских накапливались также

в связи с вулканитами, но располагались обычно уже на удалении от них по разрезу или латерали. В архее впервые появились признаки эвапоритов.

Сократились масштабы проявления вулканизма, сосредоточенные в пределах зеленокаменных поясов. В начальные этапы формирования зеленокаменных поясов интенсивно проявлялся вулканизм ультраосновного состава. В последующем происходило гомодромное изменение состава вулканитов вплоть до риолитов и сокращение его масштабов.

Среди интрузивных образований широко распространены аллохтонные разности, комагматичные вулканитам. Они были приурочены в основном к зеленокаменным поясам и имели состав от ультраосновного до кислого с относительно низкой щелочностью натрового типа. За пределами этих поясов и в их краевых частях активно формировались автохтонные гранитоиды. Появились в небольших объемах их калиево-натровые разности. В конце архея возникли гигантские дайки и расслоенные пластовые тела основного состава.

Метаморфизм стал зональным от гранулитовой фации до зеленосланцевой, с преобладанием условий амфиболитовой фации. В зеленокаменных поясах его интенсивность возрастала в основном сверху вниз и от центра к периферии, а в гранитогнейсовых куполах – от периферии к центру.

Литосфера разделилась на участки различной подвижности. Впервые возникли линейно вытянутые структуры – зеленокаменные пояса. Их разделяли области распространения гранитогнейсовых куполов и относительно малоподвижные обособленные блоки (протоплатформы), сложенные породами катархея.

С породами архея связан широкий круг полезных ископаемых. С расслоенными магматическими образованиями ультраосновного и основного составов связаны месторождения хрома, никеля, кобальта, платиноидов, асбеста. Месторождения железа относятся к формации железистых кварцитов. Иногда в этих месторождениях отмечаются высокие содержания марганца.

Гранитоиды завершающей стадии архейского тектоно-магматического цикла характеризуются гидротермальными комплексными золотыми месторождениями с полиметаллами, серебром, медью и другими сульфидами.

Контрольные вопросы

1. Эволюция атмосферы в архее.
2. Эволюция гидросферы в архее.
3. Эволюция литосферы в архее.
4. Условия осадконакопления в катархее.
5. Состав архейских магматических пород и его эволюция.
7. Метаморфические процессы в архее.
8. Что представляют собой гранитогнейсовые купола?
9. Строение зеленокаменных поясов.
10. Биосфера в архее.

8. РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)

Раннепротерозойский эон продолжался от эпохи кеноранского диастрофизма, которая завершала архей 2500 ± 100 млн лет назад, до завершения эпохи карельского диастрофизма 1650 ± 50 млн лет назад. Следовательно, продолжительность его составляет около 850 млн лет. По стратотипической для этого зона карельской надсерии, выделяемой на Балтийском щите Восточно-Европейской эпикарельской платформы, его часто называют карельским или карелием. Соответственно, раннепротерозойский эон выделяется как карельский тектоно-магматический цикл, а породы, сформировавшиеся в течение этого цикла, объединяются под названием «карелиды».

По изохроне 1900 ± 100 млн лет раннепротерозойский эон (эонотема) выбогской эпохой диастрофизма делится на две эры (эротемы): ранне- и позднекарельскую (нижне- и верхнекарельскую эротемы). Позднекарельскую эру предлагалось выделять в качестве среднего протерозоя в ранге зона. Но эта точка зрения не получила должного обоснования и потому в настоящее время протерозойский акрон делится на два зона (эонотемы): раннепротерозойский (нижнепротерозойская) и позднепротерозойский (верхнепротерозойская).

Нижняя и верхняя границы нижнего протерозоя повсеместно резко несогласные и находятся в абсолютном летоисчислении в пределах вышеприведенных доверительных интервалов. Для них обычно характерны резкие перепады метаморфических условий.

Породы карелия вместе с образованиями архея и катархея слагают фундаменты древних платформ или протоплатформенный чехол на блоках архейской консолидации, выходя на современной поверхности, главным образом, в пределах щитов и выступов фундамента. В складчатых областях они обычно принимают участие в строении срединных массивов или выходят в осевых частях антиклинорных зон.

8.1. ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

В раннем протерозое температура поверхности Земли продолжала уменьшаться. Как было указано выше, температура образования супракристаллических пород архея с возрастом 3200 млн лет составляла 70°C . Следовательно, температура поверхности Земли в начале карелия не превышала это значение. Для осадочных пород позднего протерозоя с возрастом 1200–1300 млн лет определена температура образования в $40\text{--}50^\circ\text{C}$. Отсюда следует, что температура поверхности Земли в конце карелия не опуска-

лась ниже этих значений. По соотношению изотопов кислорода и водорода в кремнистых отложениях карелия в Австралии установлено, что средняя годовая температура составляла около 60 °С, что укладывается в вышеприведенные пределы. Таким образом, *температура поверхности Земли в течение карелия постепенно уменьшалась от 70 до 50 °С.*

Понижению температуры поверхности Земли способствовала продолжавшаяся деградация атмосферы, а также сокращение содержания углекислого газа в атмосфере, который связывался в карбонатах и органическом веществе. Поступление из глубин Земли не компенсировало его потери. Это приводило к снижению «парникового эффекта», а, следовательно, способствовало рассеиванию тепла в окружающем межпланетном пространстве. Сокращению влияния парникового эффекта способствовало и уменьшение содержания в атмосфере паров воды, обусловленное падением температуры.

В карелии впервые в истории Земли появились ледниковые отложения (тиллиты). Л. И. Салоп выделяет в карелии четыре эпохи глобального оледенения. Ледниковые отложения имеют небольшие мощности, глобальное распространение и контактируют вверху и внизу с отложениями жаркого климата [Салоп, 1982]. Это свидетельствует о кратковременности ледниковых периодов, охватывавших большую часть поверхности Земли. Охлаждение поверхности Земли должно было резко начинаться и также резко прекращаться, сменяясь снова жарким климатом.

Причины глобальных оледенений в докембрии до сих пор остаются неясными. Большинство ученых считают, что причина их заключается в резком сокращении поступления солнечного тепла на земную поверхность. Гипотезы этого весьма разнородны.

Согласно одной из них происходило периодическое ослабление выделения энергии Солнцем вследствие его саморазвития. Но отсутствие периодичности в возникновении площадных оледенений на Земле этому противоречит.

Согласно другой гипотезе, резкое сокращение солнечного тепла на Земле связано с взрывом вблизи Солнечной системы сверхновой звезды. Поток вещества от нее отклонял поток энергии, исходившей от Солнца, и на поверхности Земли происходило похолодание. Но тогда поток вещества взорвавшейся звезды должен был достигать Земли, разогревая ее поверхность.

Есть точка зрения о том, что похолодание поверхности Земли обусловлено резким падением содержания в атмосфере углекислого газа в результате связывания его в минералы, что приводило к ослаблению «парникового эффекта» и усилению рассеивания тепла в космическое пространство. Не ясна только причина такого глобально и резко проявленного процесса.

Наиболее непротиворечивая гипотеза возникновения оледенения в докембрии связывает резкое охлаждение поверхности Земли и быстрое восстановление ее высоких температур с интенсивной метеоритной (асте-

роидной) бомбардировкой. Это приводило к поднятию в атмосферу большого количества аэрозолей, чему способствовали обширные участки суши в карелии, на которой отсутствовала растительность, и к резкой интенсификации вулканических извержений, сопровождаемых выбросом в атмосферу большого объема вулканического пепла. В результате резко уменьшалась прозрачность атмосферы, поступление солнечного тепла блокировалось, что приводило к резкому похолоданию. Быстрое прекращение мощных вулканических извержений и осаждение пыли приводило к очищению атмосферы, солнечная энергия вновь интенсивно воздействовала на поверхность Земли, что сопровождалось быстрым исчезновением ледников и восстановлением относительно высоких температур поверхности Земли. Такая гипотеза объясняет спонтанное проявление оледенений в докембрии, его площадное распространение, резкое их начало и окончание.



Сведения для любознательных. Подтверждением этой гипотезы могут служить данные об астероиде, который около 65 млн лет назад врезался в районе современного полуострова Юкатан. В результате в радиусе 200 км все на поверхности Земли превратилось в раскаленный пар, который поднялся в верхние слои атмосферы и охладился. Триллионы тонн пыли поднялись вверх и закрыли Солнце. Наступило резкое похолодание, вследствие чего погибло 75 % земных организмов.

Согласно тенденции эволюции атмосферы можно предположить, что плотность атмосферы в карелии была больше современной. В результате рассеивания газов в окружающем пространстве, которое в какой-то мере, но не полностью компенсировалось поступлением газов из глубин Земли, плотность атмосферы, а, следовательно, и ее давление на поверхности Земли, продолжали уменьшаться.

В составе атмосферы в карелии произошли значительные изменения. С поверхности атмосферы продолжалось ее рассеивание. В первую очередь улетучивались водород и гелий. Поступление газообразных веществ из-за сокращения масштабов вулканизма уменьшалось. Но возрастала их окисленность. В них становилось относительно больше углекислого газа и паров воды. За счет образования карбонатов и органического вещества в нижних частях атмосферы содержание углекислого газа снижалось. Поступление из глубин Земли углекислого газа не полностью компенсировало его убыль, что привело к сокращению влияния «парникового эффекта». Снижение температуры способствовало конденсации паров воды и, соответственно, сокращению их содержания в атмосфере. В то же время, интенсивное распространение водорослей, о чем свидетельствует появление значительных объемов строматолитовых и онколитовых карбонатных толщ, сопровождалось выделением и накоплением кислорода в гидросфере. *Признаки наличия свободного кислорода впервые в истории эволюции Земли в атмосфере появились с середины карелия.* Об этом свидетельст-

стали занимать горные сооружения, хотя еще с относительно небольшими превышениями. Но мелководные условия продолжали преобладать.

Л. И. Салоп [1982, с. 157] выделяет в карелии (по его терминологии, в мезопротозое) шесть литостратиграфических комплексов, которые «достаточно уверенно прослеживаются во всех районах» Земли.

Внизу выделяется *доминион-рифский* комплекс, распространенный локально. Внизу он сложен терригенными, часто грубообломочными отложениями, преимущественно кварцевого, реже аркозового и грауваккового составов. Главная верхняя часть сложена вулканитами основного и среднего составов. Вверху появляются кислые вулканиты. Этот комплекс часто залегает на образованиях зеленокаменных поясов.

Второй комплекс называется *витватерсрандский* и распространен более широко, чем нижележащий. Это мощные толщи терригенных отложений кварцевого и кварц-полевошпатового составов, которые изредка чередуются со сланцами, джеспилитами и карбонатами. Среди них присутствуют до трех горизонтов ледниковых отложений и золото-урановые конгломераты. Вверху терригенные отложения сменяются толщей основных и кислых вулканитов.

Еще более широко распространен третий *нижнеятулийский* комплекс. Он залегает на подстилающих образованиях со стратиграфическим и угловым несогласием. Формировался комплекс в условиях мелководья. Сложен он преимущественно кварцитами, которые вверх по разрезу сменяются глиноземистыми сланцами и алевролитами, местами с основными вулканитами. Вверху преобладают сланцы и карбонатные отложения. В этой части разреза отмечаются джеспилиты. Кое-где разрез завершается вулканитами.

Следующий выше *верхнеятулийский* комплекс сложен преимущественно сланцами и карбонатами. В нем широко распространены джеспилиты, иногда с повышенными содержаниями фосфора. Внизу разреза комплекса отмечаются терригенные отложения, а вверху иногда присутствуют вулканиты основного и кислого составов.

Пятый *ладожский* комплекс обычно залегает с размывом вплоть до кристаллического фундамента, сложенного породами архея. Он характеризуется большой фациальной изменчивостью разреза. Состав осадков изменяется от терригенного до карбонатного с преобладанием доломитов. Часто наблюдаются вулканиты пестрого состава: от ультраосновного до кислого. Присутствуют джеспилиты и углеродсодержащие сланцы. Внизу разреза широко распространены тиллиты.

Верхний *вепсский* комплекс во многих районах уничтожен последующей эрозией. Залегает он со стратиграфическим, а кое-где и угловым несогласием. Сложен он терригенными, часто красноватыми отложениями с признаками накопления в мелководных и (или) субаэральных условиях. С этим комплексом связаны стратиформные месторождения меди формации медистых песчаников.

вуют впервые появившиеся красноцветные отложения и окисленные железистые осадки. Но содержание его было еще незначительным.

Нарастание объема свободного кислорода усилило выделение молекулярного азота при его воздействии на соединения азота, в первую очередь на аммиак. Соответственно в атмосфере возрастало и содержание свободного азота. В то же время развитие органического мира сопровождалось противоположными процессами – связыванием азота в белковое вещество. Масштабы выделения молекулярного азота преобладали над масштабами его связывания и потому атмосфера постепенно обогащалась им. «Кислые дымы» уже не играли значительной роли в изменении состава атмосферы.

Объем гидросферы в результате усиливающейся конденсации паров воды возрастал, что должно было приводить к расширению площадей водоемов. Однако продолжавшее нарастание расчлененности рельефа приводило к возникновению глубоких прогибов, что способствовало сокращению их площади. Вероятно, эти противоположные процессы в значительной мере компенсировали друг друга, и площадь водоемов изменялась незначительно. Причем определить направленность этих изменений не представляется возможным.

Из-за сокращения масштабов вулканизма, поставлявшего различные кислоты, в гидросфере продолжало снижаться их содержание, но возрастало содержание солей. Появление свободного кислорода способствовало окислению соединений серы и появлению сульфатов, а углеродная составляющая связывалась в карбонаты и органическое вещество и потому уменьшалась. В результате *хлоридно-углеродный солевой состав воды стал постепенно сменяться хлоридно-сульфатным.*

8.2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В течение карелия накапливались мощные осадочно-вулканогенные толщи, широкое распространение получили и плутонические образования. Из-за нараставшей неравномерности тектонических условий возросло их разнообразие. Специфика эндо- и экзогенных условий в карелии привели к возникновению геологических образований, больше не повторявшихся в истории Земли.

Среди супракрустальных геологических образований продолжала возрастать роль осадочных отложений, а относительный объем вулканитов уменьшался.

Охлаждение поверхности Земли сопровождалось ростом мощности и хрупкости литосферы, что приводило к росту расчлененности рельефа, более интенсивному развитию дизъюнктивной тектоники и углублению очагом генерации магмы основного состава. В конце карелия в узких зонах впервые появились глубоководные условия. На суше значительные площади

8.2.1. Осадочные образования

В течение карелия преобладали мелководные условия осадконакопления, но большую роль стали играть континентальные, в том числе грубообломочные осадки. В конце карелия первые появились глубоководные отложения, которые накапливались в узких приразломных прогибах. Приуроченность к приразломным прогибам подтверждается их ассоциацией с интрузивами основного и ультраосновного составов, контролируемых глубинными разломами.

В разрезах карелия наблюдается несколько седиментационных циклов, разделенных периодами размыва и структурных перестроек. Обычно циклы имели трансгрессивный характер. Начинались они с преобладающего накопления терригенных отложений, которые через переслаивание сменялись сначала глинистыми осадками, а затем карбонатными.

Среди **терригенных отложений** карелия Л. И. Салоп [1982] выделяет несколько характерных формаций: граувакко-кварцитовую, кварцито-аркозово-конгломератовую, граувакко-сланцевую.

Граувакко-кварцитовая формация приурочена в основном к низам разрезов карелия (доминион-рифскому комплексу). В этой формации отложения грауваккового состава переслаиваются с существенно кварцевыми, превращенными в кварциты, или сменяют их по простиранию. То есть высоkozрелые отложения ассоциируют с незрелыми. Это возможно при контрастном рельефе, возникшем после архея, где равнинные участки с хорошо развитой корой выветривания ассоциировали с участками значительно расчлененного рельефа, сложенных, преимущественно, магматическими образованиями, часто с преобладанием пород основного и ультраосновного составов. Преобладала прибрежно-морская и аллювиальная фациальная обстановка.

Обычно выше по разрезу располагается *кварцито-аркозово-конгломератовая формация* витватерсрандского комплекса. Она также формировалась в условиях контрастного рельефа, но сложенного, преимущественно, гранитоидами. Преобладают фации мелководные, дельтовые, менее распространены аллювиальные и пролювиальные фации. Наблюдается четкое уменьшение зернистости осадков к центрам бассейнов осадконакопления.

С этой формацией связаны *золото-ураноносные конгломераты*, которые более не появлялись в истории Земли. Главным минералом урана в них был уранинит. Проблема их образования сих пор до конца не ясна. Большинство исследователей считает, что золото и урановые минералы привносились в бассейн осадконакопления водотоками, а в последующем происходило их переотложение с обогащением отдельных участков. В пользу первично осадочного генезиса золото-ураноносных конгломератов свидетельствуют следующие факты.

1. Приуроченность к определенным стратиграфическим уровням, как в глобальном, так и в локальном отношении.

2. Приуроченность к определенным литологическим разностям: кварцевым или олигомиктовым конгломератам и ассоциирующими с ними кварцитами.

3. Четкая фациальная принадлежность — к древним речным руслам и дельтам.

4. Часто наблюдаемое послойное распределение рудных минералов.

5. Высокая окатанность золота, урановых минералов и сопровождающего их пирита.

6. Ассоциация полезных компонентов с тяжелыми минералами, явно привнесенными в отложения водотоками, таких, как моноцит, циркон, касситерит, хромит, шпинель и др.

7. Относительно равномерное распределение рудных минералов в продуктивных слоях.

Уранинит, как и сопровождающий его пирит, в присутствии свободного кислорода легко окисляется и разрушается. Следовательно, для их сохранения должна была существовать бескислородная среда. С другой стороны, для накопления полезных компонентов в осадочном бассейне должны разрушаться породы с высокими первичными концентрациями рудных минералов. Сочетание этих двух условий обусловило появление золото-ураноносных конгломератов в первой половине карелия. В это время свободный кислород присутствовал в небольших количествах лишь в районах распространения водорослей, т. е. в мелководных бассейнах, удаленных от накопления терригенных отложений. По составу обломков видно, что в областях сноса преобладали гранитоиды с широким развитием гидротермальных проявлений с золотой и урановой минерализацией. В более ранние времена отсутствовали массивные источники рудных минералов, а в последующем присутствовал в значительных количествах свободный кислород, что и определило четкую временную приуроченность золото-ураноносных конгломератов.

Граувакко-сланцевая формация представляет собой впервые возникшие в истории Земли глубоководные отложения. Проявилась она в относительно небольших объемах и возникла лишь во второй половине карелия в составе ладожского комплекса. Эта формация часто имеет флишевый характер и содержит признаки формирования за счет мутьевых потоков в условиях значительного расчленения рельефа. Так как впадины, где накапливались отложения граувакко-сланцевой формации, имели приразломный характер, то распространенность ее была ограниченной. Отмечаемая в ней частая смена фаций связана с колебательными движениями в приразломных впадинах. Отложения иногда сопровождались вулканизмом основного и ультраосновного составов. Для этой формации характерна обогащенность углеродистым веществом и сульфидами, что обусловлено, по-

видимому, сероводородным заражением. Такой характер комплекса близок к эвгеосинклинальному.

Происхождение углеродистого вещества трактуется неоднозначно. Одни исследователи объясняют его присутствие наличием значительного объема отмиранием и захоронением органических организмов. Другие — не отрицая роли органического мира в накоплении углеродистого вещества, значительную роль в его концентрации отводят эндогенному поступлению.

Во второй половине карелия, особенно в его конце, накопились значительные *континентальные толщи молассового характера*. В их составе впервые в истории Земли *появились красноцветные отложения*, свидетельствующие о наличии свободного кислорода в атмосфере. Во второй половине карелия в составе рассматриваемых образований также *впервые стали накапливаться медистые песчаники*, слагающие значительные по мощности толщи.

Молассовые отложения карелия отличаются от фанерозойских меньшими мощностями, меньшим объемом конгломератов, обычно галечных, частым наличием в разрезах кварцевых песчаников. Это свидетельствует о меньшей расчлененности рельефа, а, следовательно, меньшей амплитуде и контрастности тектонических движений в карелии, чем в последующие периоды, но большей выраженностью этих показателей, чем в архее.

Среди терригенных отложений в карелии *впервые в истории Земли присутствуют ледниковые отложения*. Причем настоящие моренные отложения (тиллиты) часто ассоциируют с ледово-морскими (пудинговыми конгломератами) и флювиогляциальными осадками. Мощности ледниковых и связанных с ними отложений обычно небольшие, но распространенность их, как правило, была глобальной.

В карелии в значительных объемах накапливались и хемогенные отложения. В разрезах карелия почти повсеместно присутствуют кварциты, в большинстве своем представленные *железистыми разностями («настоящие» джеспилиты)*. Они образуют значительные по мощности и протяженности толщи и присутствуют почти во всех крупных выходах раннепротерозойских образований. С ними связаны наиболее крупные по запасам *месторождения железа*. От архейских джеспилитов они отличаются тем, что располагаются среди осадочных отложений без видимой связи с вулканитами и характеризуются ритмичным тонкослоистым строением.

На генезис джеспилитов карелия существует две альтернативные точки зрения. Одни исследователи предполагают, что источник кремнезема и железа, как и в архее, вулканогенно-гидротермальный. Другие считают, что источник вещества для образования джеспилитов представлен ко-рами выветривания, материал которых сносился водотоками в бассейны. Железо в природе представлено двух- и трехвалентными формами. Двухвалентное железо обладает значительно *бóльшей растворимостью*, чем трехвалентное. Так как породы области размыва сложены разностями, сформировавшимися в восстановительной обстановке, то вода легко вы-

мывала двухвалентное железо вместе с кремнеземом из пород и переносила их в бассейны. Попадая в бассейны, где в результате жизнедеятельности водорослей уже присутствовал свободный кислород, железо окислялось, переходило в трехвалентную форму и вместе с кремнеземом выпадало в осадок. Неравномерность поступления вод, обусловленная сезонностью климата, приводила к возникновению ритмичности осадков. В периоды обильного притока вод в бассейн приносилось большое количество железа и возникали прослойки, обогащенные минералами железа. В межень водотоки были менее обогащены железом и формировались маложелезистые осадки. Так формировалась ритмичность джеспилитов.

В карелии впервые в истории Земли образовались бокситы, которые в результате метаморфизма превратились в кианитовые и другие высокоглиноземистые сланцы (например, на востоке Балтийского щита).

В карелии накапливались значительные толщи **карбонатных отложений**. Они представлены преимущественно доломитами. Это обусловлено высокими содержаниями углекислого газа и высокими температурами, что способствует выпадению в осадок, в первую очередь, доломита. В отдельных регионах наблюдаются марганценовые карбонаты (например, в дербинской серии Восточно-Саянского региона). Постепенное охлаждение вод приводило к относительному росту роли известняков. Наряду с хемогенными карбонатными породами, в карелии уже появились в значительных объемах и органогенные разности за счет жизнедеятельности водорослей. Они существуют в результате фотосинтеза, протекающего под воздействием солнечного света, а солнечный свет проникает в толщу воды не глубже 100 м. Поэтому существование водорослей возможно лишь в мелководных бассейнах, где и происходило накопление карбонатных отложений. Иногда в карбонатных породах отмечают повышенные содержания фосфора, что также может быть связано с жизнедеятельностью организмов.

В осадочных толщах карелии наблюдаются признаки наличия эвапоритов. В результате метаморфизма они обычно превращены в альбитизированные, скаполитизированные, цеолитизированные разности. Содержания хлора в них достигает 5–8 %. Отмечаются также глиптоморфозы по галиту и гипсу. Эти данные свидетельствуют об образовании на отдельных участках высококонцентрированных рассолов.

8.2.2. Вулканические образования

Вулканогенные образования в разрезах карелии распространены широко, хотя и меньше, чем в разрезах архея. Состав вулканитов колеблется от ультраосновного до кислого. При этом характер вулканизма в относительно устойчивых и интенсивно подвижных участках был различным.

В пределах участков, где на блоках архейской относительной консолидации существовали субплатформенные условия, проявлялся вулканизм

пикрит-базальтовой формации. Объем вулканитов ультраосновного состава, представленных пикритами, по сравнению с археем, в карелии резко сократился. С пикрито-базальтовой формацией карелия связаны расслоенные интрузии с медно-никелевым оруденением, приуроченные к субплатформенным структурам. Месторождения этого типа известны на Кольском полуострове.

В подвижных областях среди вулканитов карелия, в общем, преобладали базальтоиды. Наиболее интенсивно базальтовый вулканизм проявился в начале карелия, а затем в каждом последующем тектоно-магматическом цикле второго порядка постепенно сокращался. Среди них присутствуют и глубоководные разности. Впервые отмечаются базальтоиды с повышенной щелочностью. Базальтоидные формации часто сменялись во времени контрастными базальт-риолитовыми формациями с гомодромной последовательностью изменения состава.

Вулканиты средне-кислого состава накапливались преимущественно в конце тектоно-магматических циклов второго порядка. В отличие от глубоко натровых вулканитов архея, средне-кислые вулканиты карелия часто имеют калиево-натровый характер щелочности. Особенно интенсивно вулканизм этого состава проявился в конце карелия, в завершающую стадию формирования фундамента первых платформ, когда в континентальных условиях, в пределах грабенообразных структур возникли вулканоплутонические пояса типа Северо-Байкальского. В их строении принимают участие, главным образом, вулканиты среднего и кислого составов повышенной щелочности калиево-натрового характера, часто в пирокластических фациях. Они сопровождались крупными комагматичными субвулканическими и гипабиссальными телами и грубообломочными отложениями.

8.2.3. Плутонические образования

Плутонические породы карелия, как и вулканические, разнообразны по составу и генезису. Среди них отмечаются и специфические образования, свойственные только карелию. Характер плутонического магматизма так же, как и вулканитов, различался в зависимости от приуроченности к относительно устойчивым блокам или к подвижным участкам.

В пределах относительно устойчивых блоков в субплатформенных условиях преобладали интрузивы основного состава, как правило, в форме силлов и даек. Отмечаются также интрузивы ультраосновного и анортозитового составов. В конце карелия в субплатформенных условиях внедрились огромные расслоенные лополиты габбро-норит-гранофирового состава. С ними связаны месторождения широкого круга полезных ископаемых: Ni, Co, Cr, Ti, платиноидов. Самые крупные из них Бушвельдский в Африке и Садбери в Канаде. Существует две точки зрения на их генезис. Одни геологи считают, что внедрение магмы было единовременным, а затем при остывании магмы в результате кристаллизационной дифференциации возникла расслоенность. По мнению других, магма внедрялась неоднократно

с постепенным раскислением состава вплоть до гранитного. При этом предполагается миграция магматического очага из мантии в кору, что подтверждается первичными отношениями изотопов стронция.

В процессе завершения формирования фундамента древних платформ интенсивно проявился гранитоидный магматизм. С одной стороны, гранитоидные образования этих структур сопровождали вулканиты в вулканоплутонических поясах типа Северо-Байкальского, с другой – получили широкое развитие самостоятельные массивы автохтонных и аллохтонных гранитоидов с относительно высокой щелочностью калиево-натрового типа, как, например куандинский и кодарский комплексы на западе Алданского щита.

В завершающую стадию формирования фундамента древних платформ возникла специфическая габбро-анортозит-рапакивигранитная формация, которая не проявлялась в другие периоды существования Земли. Изотопный возраст пород формации находится в пределах 1750–1900 млн лет, в редких случаях поднимается до 1350–1400 млн лет. Массивы этой формации приурочены исключительно к субплатформенным структурам и контролировались глубинными разломами. Отмечается их частая ассоциация с вулканитами. Обычно сначала внедрялись мелкие тела габбро и анортозитов, а затем – крупные массивы гранитов-рапакиви, которые имеют форму лополитов или пластовых залежей с нижней границей вблизи границы Конрада.

Характерной чертой гранитов-рапакиви, отличающей их от пород сходного химического состава, является наличие овоидных фенокристаллов калиевого полевого шпата с оторочкой плагиоклаза. Обычно в гранитоидах наблюдается обратное соотношение полевых шпатов – зерна плагиоклаза обрастают калиевым полевым шпатом.

Генезис гранитов-рапакиви пока не находит однозначного объяснения. Структурные и петрологические признаки больше свидетельствуют об их магматическом происхождении. Предполагают, что в конце остаточные расплавы с фенокристаллами калиевого полевого шпата подверглись кальциево-натровому метасоматозу, что привело к обрастанию их олигоклазом. Кристаллизация остаточных расплавов сопровождалась тектоническими движениями, в процессе которых фенокристаллы приобрели овоидную форму. Это одна из гипотез, не объясняющая, почему подобные образования не возникали в другие эпохи. В общем, граниты-рапакиви приурочены к определенному этапу развития Земли и могут служить репером завершающего этапа формирования фундамента древних (первых) платформ.

В подвижных участках состав плутонических образований был тесно связан со стадийностью тектоно-магматических циклов. В начальные стадии циклов преобладали интрузивы основного состава, которые представлены обычно мелкими телами типа даек, штоков и силлов. Они часто являются комагматами вулканитов.

Широкое развитие в карелии получил гранитоидный плутонизм, который обычно завершал тектоно-магматические циклы. Выделяется не-

сколько этапов интенсивного формирования гранитоидов. Наиболее масштабное их образование происходило в периоды Выборгского диастрофизма, разделившего раннепротерозойский эон на две эры, и особенно карельского диастрофизма, завершавшего ранний протерозой. Эпоха гранитообразования в конце карелия была наиболее интенсивной в истории Земли. По сравнению с археем в карелии большее распространение получили аллохтонные интрузии, но еще преобладали автохтонные тела. Среди гранитоидов появились в больших объемах, особенно в конце карелия, калиево-натровые разновидности.

Формирование гранитоидных массивов сопровождалось широким распространением в породах субстрата процессов гранитизации, мигматизации и анатексиса. Породы катархея и архея подвергались палингенезу, сопровождаемому привносом преимущественно щелочей (особенно калия) и кремния. Это во многих случаях привело к омоложению изотопных датировок. Обычно кремнисто-калиевый метасоматоз с образованием обширных полей порфиробластовых гранитогнейсов предшествовал образованию гранитных магм. Многие гранитоиды карельского возраста образовались в следствие реоморфизма архейских и катархейских пород гранитоидного состава под влиянием привноса тепла летучих и коровых веществ из глубин Земли плюмами.

Гранитоиды карелия обычно сопровождались широким развитием гидротермальных и метасоматических процессов с образованием слюдоносных, редкоземельных и редкометалльных пегматитов.

В конце карелия впервые в истории Земли появились небольшие интрузивы щелочных пород, в том числе нефелиновых сиенитов.

8.3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

В карелии метаморфизм имел хорошо выраженный зональный характер. Условия метаморфизма колебались в основном от амфиболитовой фации до зеленосланцевой. На отдельных участках в верхах разрезов супракрустальных образований относительно устойчивых блоков впервые в истории Земли появились неметаморфизованные разности, прошедшие только стадию диагенеза. Примером этого могут служить верхние части разреза Удоканский прогиб в западной части Алданского щита.

В ряде случаев отмечается вертикальная зональность метаморфизма, так называемый метаморфизм погружения. Особенно четко он устанавливается на субплатформенных участках, где мощные толщи супракрустальных образований экранировали еще довольно интенсивный тепловой поток из глубин Земли. В результате прогрева метаморфические преобразования нарастали сверху вниз. В нижних частях разреза условия метаморфизма достигали амфиболитовой фации, сопровождалась гранитизацией и анатексисом, затушевывая взаимоотношения супракрустальных толщ карелия с более древними образованиями. Вверх по разрезу степень мета-

морфического изменения пород уменьшалась иногда вплоть до полного их отсутствия.

В подвижных областях метаморфические изменения проявлены повсеместно. Условия метаморфизма изменяются от зеленосланцевой фации до амфиболитовой и гранулитовой. Высокие степени метаморфизма приурочены обычно к относительно узким зонам глубинных разломов и в прикровлевых частях крупных тел гранитоидов (батолитов). На участках распространения амфиболитовой фации метаморфизма проявились процессы гранитизации и мигматизации. В зонах глубинных разломов метаморфизм иногда достигал гранулитовой фации, например в зоне Главного Саянского разлома в слюдянской серии Восточно-Саянского региона.

Метаморфизм от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций карельского времени интенсивно проявился и в более древних образованиях, где он часто имел регрессивный характер. Это сопровождалось омоложением изотопных датировок. В глубоких частях подвижных зон под воздействием потока тепла и вещества из глубин Земли более древний субстрат часто подвергался анатексису. Образовавшаяся магма была, чаще всего, более кислого и более щелочного состава, чем субстрат и внедрялась в породы карелия.

8.4. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Для карелия характерно еще большее разнообразие структурных форм, чем для архея. В течение этой эры уже существовали относительно устойчивые блоки (кратоны) протоплатформенного характера. Они сложены породами катархея и архея, не претерпевшие значительных изменений в более позднее время. В настоящее время они часто представляют собой щиты на древних платформах и блоки в их фундаменте. Кратоны во многих случаях имели угловатые формы, ограниченные разломами, и разделены подвижными поясами карелия, например в фундаменте Восточно-Европейской эпикарельской платформы (рис. 11).

В пределах кратонов в карелии возникли прогибы протоплатформенного типа, заполненные мощными толщами осадочных, преимущественно терригенных отложений. Примером может служить Удоканский прогиб на западе Алданского щита (рис. 12).

Отдельные кратоны претерпели значительную термальную проработку как фундамента, так и протоплатформенного чехла. Подобные условия существовали на востоке Балтийского щита, в пределах Кольского полуострова, где широкое распространение получили грабены с вулканитами преимущественно базальтового, менее пикритового и средне-кислого составов. Породы в их пределах в значительной степени дислоцированы и прорваны интрузивами, комагматичными вулканитам. Такие структуры Л. И. Салоп предложил называть полукратонами.

К концу раннего протерозоя отдельные относительно устойчивые блоки дораннепротерозойских пород в результате карельского диастро-

физма в подвижных раннепротерозойских поясах были спаяны в единые устойчивые гигантские структуры, которые представляют собой фундаменты первых эпикарельских платформ. Границы отдельных блоков представлены в современном эрозионном срезе широко распространенными среди карельских образований гранулито-гнейсовыми поясами. Первоначально эти платформы были значительно больших размеров, чем в настоящее время. Краевые их части в последующем подверглись тектономагматической активизации и были превращены в складчатые сооружения посткарельского времени (см. рис. 11). В заключительные этапы формирования фундамента древних платформ сформировались позднекарельские вулканоплутонические пояса типа Северо-Байкальского (рис. 13) и Уланского, контролируемые глубинными разломами.

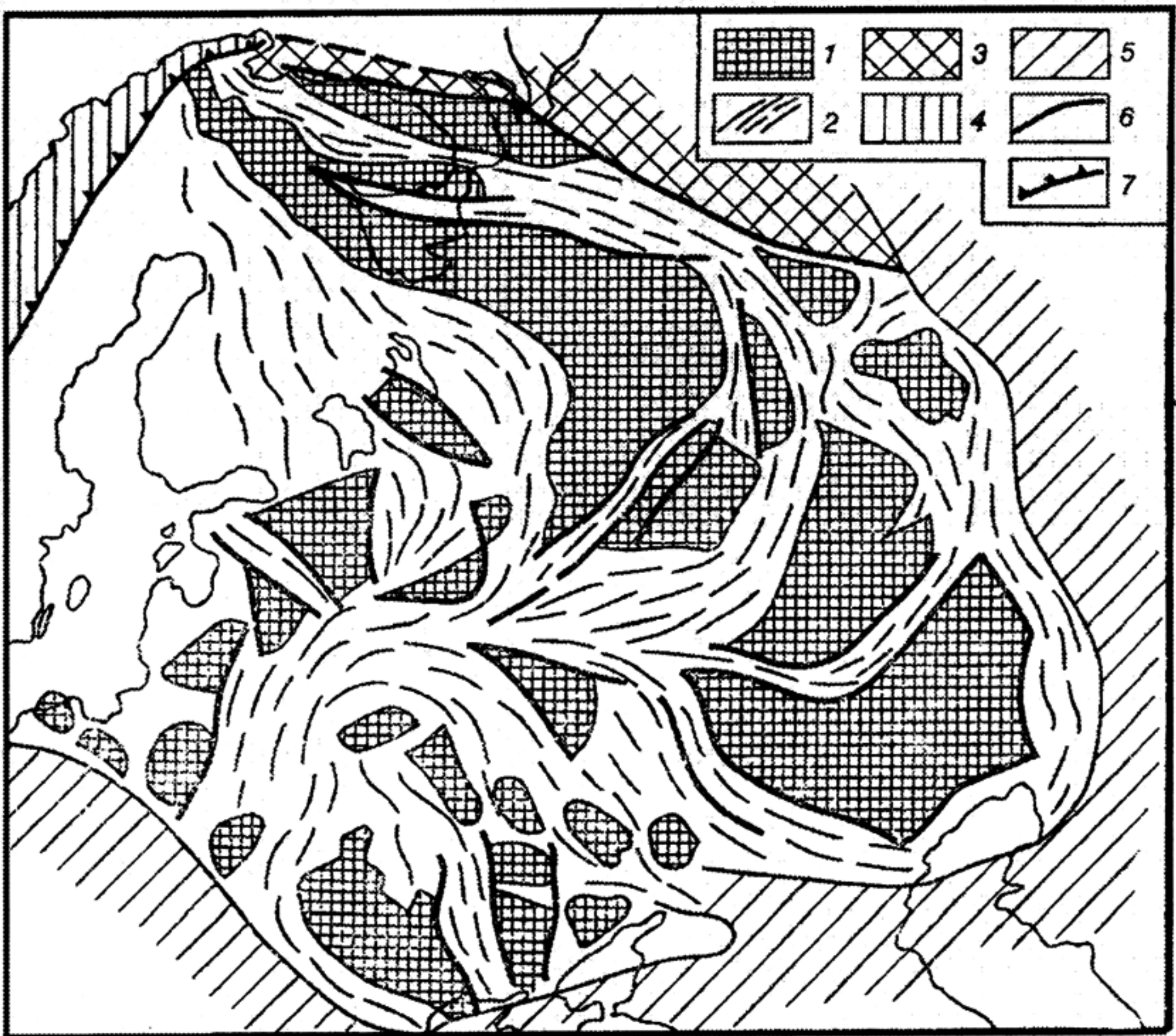


Рис. 11. Схема строения фундамента Восточно-Европейской платформы (по Н. В. Короновскому, с изменениями):

1 — массивы, сложенные породами катархея и архея; 2 — зоны карельской складчатости; 3 — байкалиды; 4 — каледониды; 5 — герциниды; 6 — крупнейшие разломы; 7 — надвиги

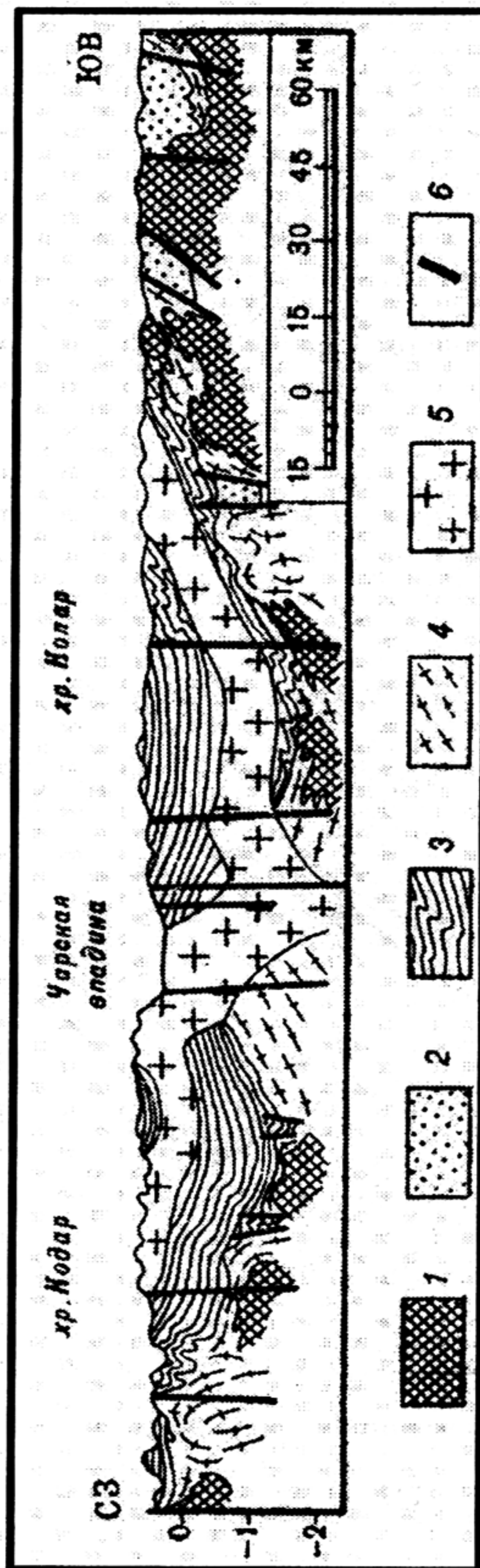


Рис. 12. Схематический профиль Удоканского прогиба (по Н. В. Короновскому, с изменениями):
 1 — катарейские образования; 2 — архейские авлакогены; 3 — осадочные породы раннепротерозойского удоканского прото-
 платформенного прогиба; 4-5 — раннепротерозойские plutonic образования: 4 — автохтонные гнейсо-граниты куандинского
 комплекса, 5 — аллохтонные гранитоиды кодарского комплекса; 6 — разломы

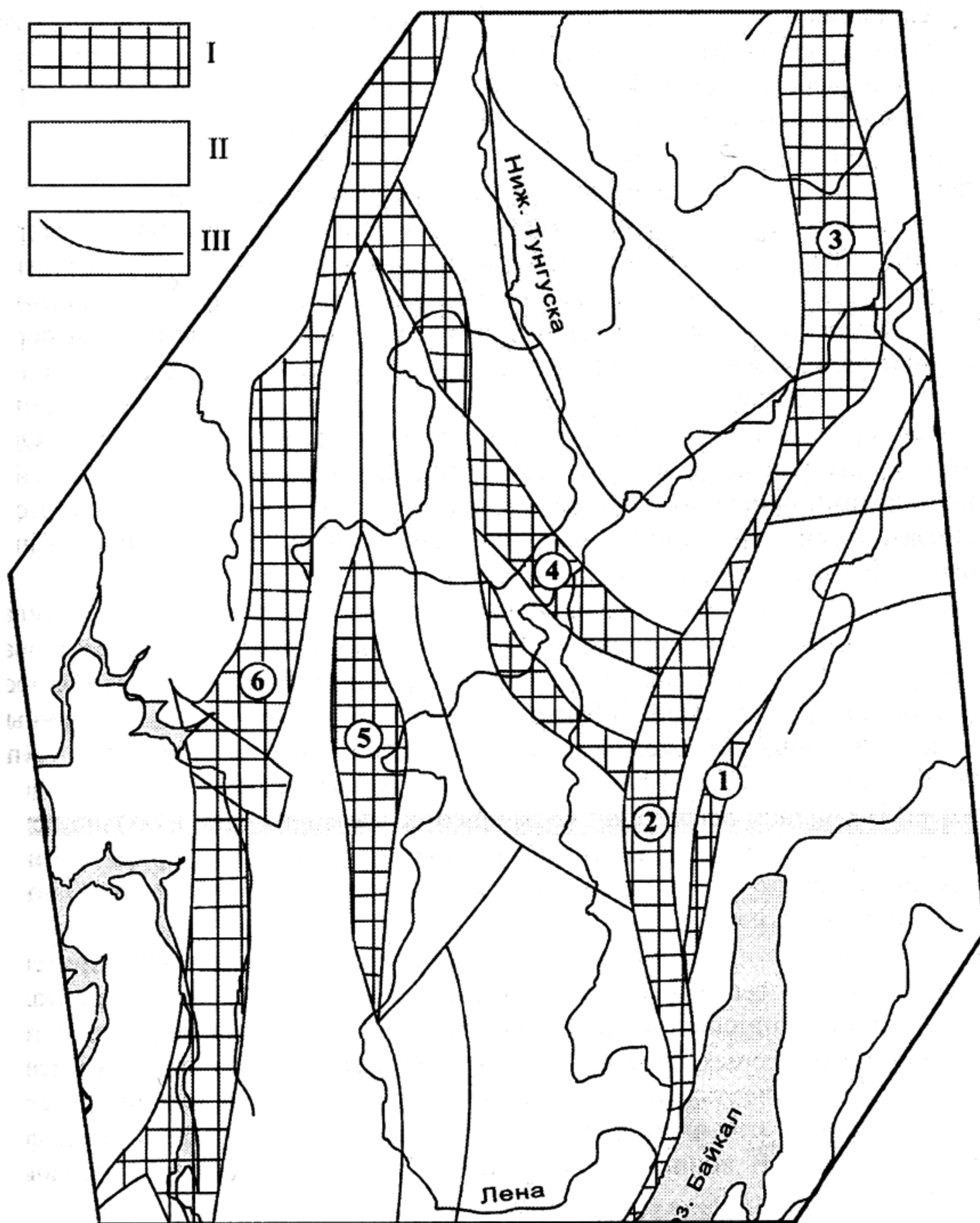


Рис. 13. Схема расположения вулканно-плутонических поясов заключительного этапа формирования фундамента Сибирской платформы (Геологическое..., 1984, с изменениями):

I — вулканно-плутонические пояса (1 — Абчадский, 2 — Северо-Байкальский, 3 — Нойский, 4 — Марковский, 5 — Усть-Кутский, 6 — Шаманский); II — раннедокембрийские образования рамы поясов; III — главные разломы

Среди подвижных поясов карелия преобладали структуры протомео-геосинклинального типа. Они характеризуются мелководными погружениями и корой континентального типа. В конце карелия породы в их пределах подверглись складчатости, метаморфизму и были прорваны интрузивами преимущественно кислого состава. Располагались эти прогибы по периферии кратонов и имели постепенные переходы к ним через уменьшение степени дислоцированности, метаморфизма и магматизма.

На участках проявления амфиболитовой фации метаморфизма широко распространены гранитогнейсовые купола. Они часто располагаются кучно («стадами»). Гипотеза их образования рассмотрена в разделе «Архей».

В карелии впервые появились структуры, по своим признакам переходные между зеленокаменными поясами и настоящими эвгеосинклиналями. Это относительно узкие, но более широкие, чем зеленокаменные пояса, протяженные глубоководные прогибы приразломного типа. Они выполнены отложениями граувакко-сланцевой формации в ассоциации с вулканитами основного состава. От настоящих эвгеосинклиналей они отличаются тем, что формировались на коре континентального типа и в них отсутствует типичная офиолитовая ассоциация.

В основании разрезов подвижных поясов повсеместно устанавливаются отложения платформенного типа, что свидетельствует о существовании в начале карелия панплатформенного режима. В течение карелия произошла деструкция панплатформы, заложились и развивались подвижные пояса. Образовались океаны, имевшие относительно малую ширину (по Л. И. Салопу не более 1000–2000 км) и были преимущественно мелководными. Но полной деградации коры континентального типа в большинстве случаев не происходило. Лишь в отдельных глубоководных приразломных прогибах (протоэвгеосинклиналях) можно предполагать наличие коры океанического типа.

Согласно концепции тектоники литосферных плит, в начале протерозоя на Земле существовала Пангея-0, т. е. все плиты с корой континентального типа соединились в единый континент. Сторонники концепции тектоники литосферных плит с Пангеей-0 связывают первичное разделение Земли на континентальное и океаническое полушария. В течение карелия плиты с корой континентального типа раздвинулись и между ними возникли океаны. В конце карелия кратоны вновь соединились, образовав Пангею-1.

Проблема дисимметрии Земли, наблюдаемая у всех планет земной группы и у Луны, пока не нашла удовлетворительного объяснения. Существуют две группы гипотез.

Одни исследователи связывают дисимметрию Земли с экзогенными причинами, например с неравномерной метеоритной бомбардировкой на ранней стадии ее развития, со столкновением с крупным астероидом или отрывом вещества, образовавшего Луну. Другие считают, что это резуль-

тат закономерного развития планет, и объясняют дисимметрию эндогенными причинами, например дисимметрией строения или расположения ядра, неравномерным движением вещества в ядре. Гипотеза эндогенного происхождения дисимметрии Земли, как закономерного следствия ее развития, более правдоподобна, так как это строение характерно не только для Земли.

Для карелия уже характерно широкое проявление разломов, в том числе глубинных. Предполагается, что в это время окончательно сформировалась так называемая регматическая система глубинных разломов, которая заложилась в архее и существует до настоящего времени. Это сеть ортогональных и диагональных поясов глубинных разломов, разделяющих земную кору на отдельные крупные геоблоки в масштабах всей Земли. Предполагается, что образование ее обусловлено действием сжимающих усилий, направленных от полюсов к экватору и ведущих к изменению формы Земли. Литосфера в карелии была уже достаточно хрупкой, чтобы реагировать на эти усилия образованием гигантских расколов.

8.5. БИОСФЕРА

В осадочных отложениях карелия установлены уже значительные по масштабам следы жизнедеятельности. Есть признаки микроскопических образований типа прокариот. Возможно, уже появились эукариоты-микрофоссилии.

В карелии много признаков присутствия водорослей в карбонатных отложениях в виде строматолитов и онколитов, что свидетельствует об обширных мелководных бассейнах. Особенно широкое распространение они получили во второй половине карелия. Водорослевые образования кое-где слагают значительные по размерам биогермы, пласты и горизонты, довольно выдержанные по простиранию. Но попытки выделить специфические для карелия комплексы форм строматолитов и онколитов не дали результатов. Они либо эндемичны либо проходят транзитом в рифей. Большое количество водорослей привело к появлению значительных участков гидросферы, обогащенных свободным кислородом. Возрастание содержания свободного кислорода в гидросфере постепенно распространилось и на атмосферу.

Кроме водорослей, в осадочных породах карелия впервые в истории Земли установлены следы грибов и губок.

Таким образом, в карелии, по сравнению с археем, резко возросли как объем органического вещества, так и разнообразие жизненных форм. Впервые установлено появление эукариотных форм жизни.

8.6. ВЫВОДЫ

В течение карелия продолжалось направленное и необратимое изменение как экзогенных, так и эндогенных процессов.

В отношении температурного режима продолжалось охлаждение поверхности Земли. Температура ее изменялась от 70 °С в начале карелия до 50 °С в его конце. Отдельные периоды характеризовались резкими похолоданиями большей части поверхности Земли, сопровождаемыми оледенениями, которые так же резко прекращались. По-видимому, продолжалось и падение плотности атмосферы.

Продолжалась эволюция состава атмосферы. В результате рассеивания в окружающем пространстве в ее составе уменьшалось, в первую очередь, содержание водорода и гелия, углекислый газ связывался в карбонаты и органическое вещество, а пары воды конденсировались, что приводило к уменьшению влияния парникового эффекта и способствовало охлаждению поверхности. Пополнение атмосферы ювенильными газами не компенсировало эти потери.

С середины карелия отмечаются признаки наличия в атмосфере свободного кислорода. Нарастало также содержание азота, который поступал из глубин Земли, но оставался в основном несвязанным с другими элементами. Продолжавшееся сокращение объема атмосферы обуславливало падение давления на поверхности Земли.

В результате падения температуры и поступления паров воды из глубин Земли продолжался рост объема гидросферы. Но рост расчлененности рельефа приводил к углублению бассейнов, что приводило к компенсации площадного распространения гидросферы. Состав ее менялся от кислотного к солевому хлоридно-карбонатному. Появление значительного объема свободного кислорода в гидросфере во второй половине карелия обусловило появление сульфатов.

Общее охлаждение верхних горизонтов Земли сопровождалось уменьшением температурного градиента. Это обусловило рост мощности литосферы и ее хрупкости, углубление магматических очагов, что сопровождалось повышением расчлененности рельефа, появлением гор, пока еще невысоких, и узких глубоководных прогибов. Но преобладали мелководные условия.

В карелии возросло разнообразие тектонических условий осадконакопления. Они разделились на протоплатформенные, протомиогеосинклинальные и протозвгеосинклинальные типы, а в конце карелия сформировались первые настоящие платформы.

Изменения в поверхностных условиях и состоянии литосферы обусловили эволюцию породного состава карелия.

По сравнению с археем возросла роль терригенных отложений. Среди них значительную роль стали играть грубообломочные отложения, особенно в конце карелия. В значительном объеме накапливались существенно кварцевые отложения, а среди граувакковых осадков появились пачки турбидитового генезиса — отложений подножий континентального склона в глубоководных прогибах. На отдельных уровнях разреза впервые отмечены ледниковые отложения. С середины карелия среди осадочных толщ стали встречаться красноцветные осадки. Для первой половины карелия характерны своеобразные золото-ураноносные кварцито-конгломератовые формации, не встречаемые в разрезах других периодов существования Земли.

Среди карбонатных отложений преобладали доломиты, хотя, по сравнению с археем, возросла роль известняков. Впервые появились однозначно установленные их органогенные разности. Широкое развитие получили джеспилиты. В отличие от сходных архейских образований связь их с вулканитами не устанавливается. Это, скорее всего, хемогенные отложения мелководных бассейнов, связанные с появлением значительных объемов сводного кислорода в гидросфере. Чаше, чем в архее, наблюдаются признаки эвапоритов.

Характер магматических образований в пределах протоплатформенных и протогеосинклинальных участков в значительной степени различался. На протоплатформенных участках он был преимущественно пикрит-базальтовым, а на протогеосинклинальных он изменялся в течение тектоно-магматических циклов от основного состава до кислого.

Среди вулканитов резко уменьшились проявления ультраосновных разностей. Возросла роль кислых вулканитов. В значительных объемах появились вулканиты с повышенной щелочностью. Среди кислых вулканитов стали преобладать, особенно в конце карелия, калиево-натровые разности. Приобрел широкое распространение эксплозивный вулканизм.

Плутонические образования получили широкое распространение. Состав их колеблется в широких пределах. По сравнению с археем, сократился объем ультраосновных интрузивов, но возросла роль гранитоидов. Особенно широкое распространение гранитоиды получили в конце карелия в связи с карельским диастрофизмом. Наблюдаются как автохтонные, так и аллохтонные массивы. Последние распространены шире, чем в архее. Гранитоиды приобрели калиево-натровый состав. Для конца карелия характерны специфические граниты-рапакиви. В конце карелия впервые появились также щелочные интрузивы.

В карелии более четко проявилась зональность метаморфизма. Условия его колебались от гранулитовой фации до зеленосланцевой, а на относительно устойчивых блоках в протоплатформенных отложениях впервые появились неметаморфизованные разности. Зональность метаморфизма была обусловлена как стрессовыми напряжениями, так и погружением пород. В общем, преобладали условия амфиболитовой фации, а условия гра-

нулитовой фации существовали лишь в узких приразломных зонах. Метаморфизм амфиболитовой фации сопровождался гранитообразованием, с формированием обширных полей гранитизированных и мигматизированных пород.

Для карелия характерно и большее разнообразие тектонических обстановок и структур. Появились относительно устойчивые блоки. На них формировались прогибы протоплатформенного типа. В конце карелия сформировались фундаменты первых настоящих платформ, после чего они оказались поднятыми и подверглись глубокой денудации. Широкое распространение получили условия, сходные с миогеосинклинальными, где накапливались преимущественно мелководные отложения. Впервые появились похожие на эвгеосинклинальные глубоководные прогибы. Они имели приразломный характер, были относительно узкими, линейно вытянутыми. В областях распространения условий амфиболитовой фации метаморфизма формировались гранитогнейсовые купольные структуры. Более интенсивно, чем в архее проявилась разломная тектоника. Возможно, в карелии впервые возникла дисимметрия в строении Земли.

Биосфера характеризуется повышением разнообразия и количества жизненных форм. Впервые появились эукариоты.

Контрольные вопросы

1. Эволюция атмосферы в карелии.
2. Условия осадконакопления в карелии.
3. Условия образования золото-ураноносных конгломератов.
4. Гипотезы возникновения ледниковых периодов в карелии.
5. Состав магматических пород и его эволюция в карелии.
7. Метаморфические процессы в карелии.
8. Структуры, характерные для карелия.
9. Биосфера в карелии.

9. ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Позднепротерозойский эон начался после завершения карельского тектоно-магматического цикла эпохой карельского диастрофизма (складчатости). Верхняя граница этого цикла приходится на изохрону 1650 ± 50 млн лет. Границу позднего протерозоя с фанерозоем (кембрием) проводят обычно по палеонтологическим данным — массовому появлению остатков скелетной фауны. В абсолютном летоисчислении эта граница определяется неоднозначно. До 1990 г. официально считалось, что она соответствует 570 ± 15 млн лет. Но в процессе исследований последнего времени появилось значительное количество данных о более молодом ее возрасте. Большинство определений изотопного возраста этой границы в согласии с палеонтологическими данными укладывается в пределах 535–545 млн лет. На межрегиональном совещании по геологии докембрия в г. Уфе в 1990 г. было предложено проводить ее по изохроне 535 млн лет. Но законодательно это до сих пор не оформлено. М. А. Семихатов считает, что границе докембрия и фанерозоя соответствует изохрона не менее 545 млн лет. Следовательно, границу докембрия и фанерозоя можно определить в 540 ± 10 млн лет. Таким образом, продолжительность позднего протерозоя составляет около 1100 млн лет.

Завершается поздний протерозой байкальской эпохой складчатости. Отсюда позднепротерозойский тектоно-магматический цикл получил название «байкальский», а геологические образования, сформировавшиеся в течение этого цикла, объединяются под названием «байкалиды». Иногда их называют «рифейдами».

На границе раннего и позднего протерозоя произошли резкие изменения в характере развития Земли и поздний протерозой по характеру геологического развития оказался более сходным с фанерозоем, чем с ранним докембрием. По изотопным исследованиям базитов, верхняя часть мантии в рифее уже имела больше сходства с фанерозойской, чем с раннедокембрийской. Это свидетельствует о том, что основные процессы ее эволюции завершились на границе карелия и рифея. В результате эндогенные процессы рифея близки к фанерозойским. На основании этого Г. Штилле разделил всю историю Земли на два этапа: протогей, в который объединил архей и карелий, и неогей в составе рифея и фанерозоя.

Традиционно поздний протерозой делится на рифей, который выделяется также в ранге зона, и венд в ранге периода. Граница между рифеем и вендом проводится по времени завершения катангской фазы складчатости, которая приходится на изохрону 650 ± 20 млн лет.

Физические и химические условия на поверхности Земли. Как отмечено выше, определение температуры поверхности Земли в карелии

составило 60 °С. Имеется определение температуры на поверхности Земли для времени 1200–1300 млн лет. Оно составило 40–50 °С. Для кембрия температура поверхности была определена в 35 °С. Таким образом, температура поверхности Земли в начале позднего протерозоя была ниже 60 °С, а в конце – выше 35 °С. Признаки климатической зональности для позднего протерозоя не установлены. Если она и существовала, то была слабо выраженной. Но в позднем рифее отмечено два ледниковых периода, которые, как и в карелии, резко возникали и резко прекращались.

Состав атмосферы постепенно изменялся, приближаясь к фанерозойскому. Эти изменения происходили волнообразно, сохраняя общую направленность. Из глубин Земли шел постоянный поток газов, а вверху атмосферы происходило их рассеивание. В периоды интенсификации вулканической деятельности атмосфера интенсивно обогащалась ювенильными газами: водородом, инертными газами, в первую очередь гелием, углеводородами, соединениями серы, азота, углекислым газом, парами воды и др. Происходил рост объема атмосферы. В периоды ослабления вулканической деятельности преобладали процессы деградации атмосферы. Водород и гелий быстро рассеивались в космическом пространстве. Углекислый газ, который образовывался в результате окисления углеводородов и поступавший из глубин Земли, быстро связывался в карбонаты и органическое вещество. В общем, происходило сокращение его содержания в атмосфере. Нарастало содержание свободного азота, который является относительно инертным газом. За счет возрастания объема водородсодержащих росло содержание кислорода, как в гидросфере, так и в атмосфере. Об этом свидетельствует более широкое распространение красноцветных отложений и окисленных осадочных руд железа, чем в карелии.

Пары воды, которые возникали при окислении углеводородов и поступали из глубин Земли, конденсировались, пополняя гидросферу. Этому способствовало общее охлаждение поверхности Земли. Вода и гидроксильная группа связывалась при образовании низкотемпературных минералов, сокращая объем гидросферы. Но в то же время происходило выделение воды при метаморфизме водосодержащих минералов. Поверхность Земли, занятая водой, в результате конденсации паров воды, должна была возрастать, но в связи с более широким распространением глубоководных прогибов поверхность Земли, занятая водой, возможно даже сокращалась.

Солевой состав гидросферы также изменялся, приближаясь к фанерозойскому. В результате сокращения концентрации углекислого газа сокращалось содержание солей угольной кислоты. В то же время повышение концентрации кислорода способствовало окислению серы и серных соединений и обогащению гидросферы солями серной кислоты. Поэтому солевой состав гидросферы постепенно превращался из хлоридно-карбонатного в хлоридно-сульфатный, близкий современному солевому

составу морских вод. На отдельных участках возникали высококонцентрированные рассолы и осаждались сульфаты и соли. В рифее относительно широкое распространение получили углеродсодержащие отложения. Они, как правило, обогащены сульфидами. По-видимому, значительный объем составляли участки сероводородного заражения, приуроченные к глубоко-водным прогибам.

Эволюция литосферы. В течение позднего протерозоя продолжалось охлаждение литосферы с поверхности и уменьшался термический градиент. В связи с этим росла ее общая мощность, хрупкость, углублялись магматические очаги базальтовой магмы. Но наряду с этим возникали участки, где мощность литосферы сокращалась, резко возрастал температурный градиент, магматические очаги приближались к поверхности. На этих участках происходила деградация коры континентального типа и формировалась кора океанического типа.

Гипотезы формирования участков с корой океанического типа резко различны. Сторонники концепции тектоники литосферных плит считают, что она формируется в срединно-океанических хребтах в результате интенсивного базальтового магматизма – производного астеносферного слоя. При этом происходит постепенное расширение океанов, возникают плиты с корой океанического типа, которые на активных окраинах океанов погружаются в мантию.

Другая точка зрения гласит, что кора океанического типа возникает в результате привноса плюмом легколетучих и коровых элементов в верхние горизонты планеты. В результате этого мантийное вещество метасоматическими процессами преобразовывалось в базальтовый состав. Возникали длительно существующие магнегенерирующие очаги. Магма перемещалась вверх, интенсивно насыщала кору континентального типа базитовым и гипербазитовым материалом без значительных горизонтальных перемещений. Таким образом, возникала кора океанического типа.

9.1. РИФЕЙ

Как показано выше, рифейский зон – нижнее подразделение позднего протерозоя начинается после завершения карельской эпохи диастрофизма, 1650 ± 50 млн лет назад. Завершается он катангской фазой складчатости байкальского тектоно-магматического цикла. Граница его с вендским периодом приходится на изохрону 650 ± 20 млн лет. Следовательно, продолжительность рифея составляет около 1000 млн лет.

Рифейские образования повсеместно залегают с угловым несогласием на породах раннего докембрия. Верхняя граница с вендскими образованиями не всегда четкая. В отдельных регионах (например, на границе Сибирской эпикарельской платформы с Байкало-Витимской складчатой областью в пределах Патомского нагорья) она постепенная.

Породы рифея слагают промежуточный (тафрогенный) структурный этаж на древних платформах. Отложения этого возраста слагают обширные поля в краевых частях древних платформ в пределах перикратонных прогибов. В центральных частях этих платформ отложения под чехлом выполняют авлакогены, что установлено в основном по данным бурения и геофизических исследований. В редких случаях эти структуры наблюдаются в современном эрозионном срезе в краевых частях платформ, например Беломорский авлакоген на Балтийском щите Восточно-Европейской платформы или Игарский – на северо-западе Сибирской платформы. Породами рифея сложены фундаменты эпибайкальских платформ (например, фундамент Тимано-Печорской платформы), складчатые сооружения в областях байкальской складчатости (например, Байкало-Витимская и Енисее-Восточно-Саянская складчатые области) и значительные блоки в фанерозойских складчатых сооружениях (например, в Уральской области палеозойской складчатости).

Мировой стратотип рифея расположен на западных склонах Уральского хребта, который у древних греков назывался рифейским. Он делится на три эры, отражающие цикличность тектоно-магматических процессов. Эти эры получили собственные названия по названиям серий в Уральском стратотипе (снизу вверх): бурзяний, юрматий, каратавий.

Ранний рифей (бурзяний) ограничен сверху изохроной 1350 ± 20 млн лет, когда завершилась готская фаза складчатости. Граница среднего (юрматия) и позднего (каратавия) рифея проводится по изохроне 1000 ± 50 млн лет, отражающей время завершения гренвильской фазы складчатости. Первоначально было предложено разделять рифей на четыре части, выделяя сверху так называемый терминальный рифей, представленный кудашской серией, но выделение его в ранге эры не получило международного признания.

Б. С. Соколов с коллегами предлагают верхнюю часть рифея выделять в качестве байкальского периода, проводя его нижнюю возрастную границу по изохроне 800 млн лет, что в какой-то мере отвечает объему выделяемого ранее кудаша. Это предложение пока остается недостаточно обоснованным. В некоторых регионах на уровне около 800 млн лет действительно отмечается проявление складчатости. Но она, по-видимому, не имела глобального распространения.

9.1.1. Геологические образования

По сравнению с карелием, в рифее уменьшилась роль магматических образований, как в вулканической, так и в плутонической форме, но более широкое распространение получили осадочные толщи. Широкое распространение в рифее получили также стратиформные месторождения полиметаллов. Примером их могут служить полиметаллические месторождения

Западного Прибайкалья в карбонатных породах байкальской серии и Холоднинское месторождение в черносланцевых породах Олоkitского прогиба в Северо-Западном Прибайкалье.

Ранний и средний рифей имеют значительное сходство в процессах осадконакопления, и потому их осадочные отложения рассматриваются совместно, как сформировавшиеся в нижней половине рифея. Поздний рифей отличается некоторым своеобразием осадкообразования, поэтому его осадочные образования рассматриваются отдельно.

9.1.1.1. Осадочные образования нижнего рифея

В нижней половине рифея условия осадконакопления стали еще более разнообразными, чем в карелии, что обусловлено ростом расчлененности рельефа и разнообразием тектонических обстановок. При преобладании мелководных условий возросла роль континентальных отложений, в значительных объемах появились глубоководные осадки. В связи с этим более широкое распространение получили терригенные разности. В течение рифея увеличивалось также значение органогенных образований. В основании разрезов рифея часто отмечаются коры выветривания и продукты их переотложения, представленные кварцевыми песчаниками, высокоглиноземистыми сланцами бокситами. Например, пурпольская свита в Байкало-Патомском и Бодайбинском прогибах.

В связи с разнообразием тектонических условий наблюдаются значительные различия регионов по строению и составу разрезов осадочных толщ. Общим для всех регионов является трансгрессивное или трансгрессивно-регрессивное строение разрезов отдельных серий, отражающих цикличность осадконакопления, обусловленных цикличностью тектонических движений. Как правило, разрезы серий начинаются с терригенных, часто грубообломочных отложений, а заканчиваются карбонатными или карбонатно-глинистыми осадками при трансгрессивном строении разреза либо песчано-глинистыми при симметричном его строении.

Терригенные отложения накапливались как в континентальных, так и в мелководных и глубоководных условиях. Часто наблюдаются грубообломочные и высокозрелые разности. Более широкое распространение получили красноватые отложения. Среди терригенных отложений встречаются **медистые песчаники**, с ними связаны **россыпи золота и алмазов**. Для них характерны несколько генетических типов, различия которых обусловлены преимущественно тектоническими обстановками. Л. И. Салоп выделяет следующие главные генетические типы терригенных отложений первой половины рифея.

Псефито-псаммитовый формационный тип характерен преимущественно для авлакогенов древних платформ. Это обычно континентальные, реже мелководные плохо сортированные, часто красноватые терриген-

ные отложения. С ними часто ассоциируют вулканиты основного, реже кислого составов повышенной щелочности, представленные в большей части туфами. Широко распространены вулканомиктовые разности – продукты разрушения вулканических построек. Состав осадков и строение разреза свидетельствуют, что рельеф, где накапливались этого типа отложения, был в значительной степени расчлененным и осложненным положительными вулканическими постройками.

Второй формационный тип представлен хорошо сортированными кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками. С ними обычно ассоциируют глинистые и карбонатные отложения, иногда появляются линзы мелкогалечных конгломератов, следы местных размывов, косая слоистость потокового типа. Они часто содержат глауконит, который образуется в мелководных условиях на границе окислительной и восстановительной сред. Его распространенность обусловлена появлением на отдельных участках водных бассейнов и значительных объемов свободного кислорода. Этот тип осадков возникает в условиях слаборасчлененного шельфа и обширных аллювиальных равнин платформ и миогеосинклиналей. В континентальных условиях в этом типе часто появляются красноцветные отложения.

Третий формационный тип – граувакко-сланцевые отложения. Они имеют флишевый характер и накапливались в относительно узких глубоководных прогибах эвгеосинклинального типа у подножия континентального склона в результате деятельности турбидитовых потоков.

Карбонатные отложения. Среди карбонатных отложений первой половины рифея, наряду с хемогенными образованиями, значительное распространение получили и органогенные разности. Накапливались они преимущественно в мелководных условиях в пределах платформ и миогеосинклиналей. Например, в Байкало-Патомском перикратонном прогибе. О мелководных условиях свидетельствуют почти постоянно присутствующие ассоциации органогенных разностей, представленные строматолитовыми и онколитовыми образованиями, в переслаивании с хемогенными карбонатными отложениями, частой ассоциацией с кварцевыми песчаниками и примесью в карбонатных отложениях терригенного материала. Среди карбонатных отложений рифея продолжали преобладать доломиты, но роль известняков постепенно возрастала, что связано с сокращением содержания углекислого газа и понижением температуры. В толщах карбонатных отложений наблюдаются пластовые тела **магнетитов, фосфоритов и марганцевых руд**. Объем фосфорных отложений нарастает в разрезах раннего рифея снизу вверх. Повышенные содержания фосфора часто отмечаются в самих карбонатных отложениях, что свидетельствует о достаточно развитом и обильном органическом мире.

Совместно с карбонатными отложениями в условиях мелководья наблюдаются **хемогенные кварциты**. Их образование связано с широким развитием кор выветривания. В условиях жаркого климата кремнезем лег-

ко растворялся и потоками выносился в водные бассейны. Повышение концентрации при интенсивном испарении воды приводило к его выпадению в осадок. В них часты реликты сине-зеленых водорослей.

Железистые осадки широко распространены в нижнерифейских разрезах. Они слагают пластовые залежи в осадочных толщах. Условия накопления железистых осадков в раннем рифее отличались от таковых в карелии. Джеспилиты карелия сменились обогащенными гематитом и сидеритом отложениями, которые накапливались в условиях лагунных бассейнов. Гематитовые и сидеритовые отложения часто перемежаются друг с другом. Гематит может накапливаться в окислительной обстановке, а сидерит – в восстановительной. Их ассоциация свидетельствует о еще малом содержании свободного кислорода, когда незначительные изменения физико-химических (климатических) условий приводило к чередованию окислительной и восстановительной обстановок. Роль окисленных осадочных руд железа возрастает вверх по разрезу, что связано с ростом объема свободного кислорода. Примером рифейских осадочных руд железа могут служить отложения северного склона Алданского щита.

В нижнем рифее довольно широкое распространение получили **эвапориты**. В красноцветных и карбонатных отложениях отмечаются включения гипса и галита и глиптоморфозы по ним. Кое-где они слагают самостоятельные прослои и пачки.

Еще большее распространение, чем в карелии, получили породы, обогащенные углеродистым веществом. Это битуминозные карбонатные отложения и углеродисто-глинистые сланцы. Происхождение углеродистого вещества, по-видимому, объясняется как широким распространением жизненных форм, так и поступлением углерода и углеводородных соединений из глубин Земли.

9.1.1.2. Осадочные образования верхнего рифея

Главной особенностью осадочных образований позднего рифея является присутствие двух уровней ледниковых отложений. Ледниковые отложения верхнего рифея распространены исключительно широко и свойственны преимущественно платформенным областям. Часто моренные отложения ассоциируют с ледовоморскими. В геосинклинальных областях ледниковые отложения представлены ледовоморскими разностями, но в основном преобладают продукты их переотложения. Песчаники ледниковых периодов имеют признаки зандровых полей или эоловых отложений. В связи с распространением ледниковых отложений Л. И. Салоп (1982) выделил в разрезах позднего рифея пять литостратиграфических комплексов, имеющих свою специфику состава. Рассмотрим их снизу вверх.

Подледниковый комплекс имеет терригенно-карбонатный состав. Объем карбонатных отложений колеблется в широких пределах, вплоть до полного их отсутствия. Терригенные отложения изменяются от конгломе-

ратов до алевролитов и часто по латерали и разрезу сменяются глинистыми сланцами. Местами присутствуют мощные пачки вулканитов преимущественно основного и среднего, а кое-где кислого составов. Отмечаются глиптоморфозы по гипсу и галиту. В этом комплексе часто присутствуют **стратиформные месторождения меди и полиметаллов**.

Нижний ледниковый комплекс иногда залегает в основании разреза верхнего рифея, т. е. распространен несколько шире подледникового комплекса. Сложен он тиллитами, ледовоморскими, флювиогляциальными и другими ледниковыми и сопутствующими им образованиями. Мощность их невелика, лишь местами достигает сотен метров. Характерна ассоциация ледниковых отложений нижнего уровня с **осадочными железорудными породами**, слагающими пластовые или линзовидные залежи (месторождения) вблизи основания разреза комплекса. Кое-где в составе комплекса присутствуют вулканиты.

Межледниковый комплекс залегает обычно согласно на ледниковых отложениях. Мощности его значительные, иногда достигают трех километров. Состав комплекса терригенный или терригенно-карбонатный с покровами основных и кислых вулканитов. Широко развиты аркозовые, часто красноватые песчаники. Обычно породы разного состава не перемежаются между собой, а слагают обособленные пачки и толщи.

Верхний ледниковый комплекс залегает на подстилающих отложениях несогласно и распространен исключительно широко. Мощность разреза достигает 1000 и более метров. В мощных разрезах ледниковые отложения – тиллиты занимают небольшую их часть. Преобладают морские, аллювиальные и пролювиальные продукты их переотложения. В основном они представлены песчаниками. В отличие от нижнего ледникового комплекса в нем отсутствуют отложения, обогащенные минералами железа. Часто непосредственно выше пород комплекса в разрезах располагаются карбонатные отложения с повышенными содержаниями бария, вплоть до появления **месторождений барита**.

Надледниковый комплекс распространен менее широко, чем более ранние комплексы и часто имеет сокращенную мощность. Вероятно, это обусловлено его размывом. Он представляет собой молассу катангской фазы диастрофизма. Характерны красноватые терригенные породы от конгломератов до глинистых сланцев. Изредка наблюдаются карбонатные отложения. Характерна вышеупомянутая зараженность барием низов разреза. Есть также в комплексе **стратиформная минерализация меди и полиметаллов**.

9.1.1.3. Магматические образования

Магматические образования рифея проявились довольно широко, но в меньшем масштабе, чем в карелии. Но в отличие от карелии они обладают большим многообразием состава. В этом отношении они практически

не отличаются от фанерозойских магматических образований. Состав их колеблется от ультраосновного до ультракислого и от низкощелочного до щелочного при преобладании кислых разностей. При этом магматизм платформенных и подвижных областей различается в значительной степени.

На платформах магматизм также был неоднородным и различался для разных структурных обстановок. В пределах авлакогенов были широко распространены вулканиты основного, реже кислого составов повышенной щелочности. Преобладали туфовые фации. Вулканиты сопровождалась дайками и силами, чаще всего контролируемые разломами, ограничивающими авлакогены и разделяющими их на отдельные блоки. Между авлакогенами кое-где проявилась трапповая формация базальтового состава. Примером этих магматических образований могут служить рифейские магматиты Восточно-Европейской платформы. В первой половине рифея в редких случаях в субплатформенных условиях внедрились граниты рапакиви. Примером их может служить Бердяшский массив на Урале.

На устойчивых блоках (щитах) платформ получили распространение мелкие интрузивные тела основного и ультраосновного составов, часто с повышенной щелочностью вплоть до появления щелочных пород. Чаще всего это концентрически зональные тела с ультраосновными породами по периферии и щелочными – в центре. Примером может служить рифейский магматизм Алданского щита.

В подвижных структурах в течение рифея проявилось три тектоно-магматических цикла первого порядка, соответствующие эрам в составе рифея. В начале циклов преобладали магматические образования, как в вулканической, так и в плутонической форме, основного состава, в конце – кислого и щелочного.

В структурах эвгеосинклинального типа в начале циклов формировались типичные офиолитовые ассоциации с глубоководными лавами базальтов, телами габброидов и ультраосновных пород. Последние в настоящее время в большинстве находятся в протрузивном залегании.

Магматические образования среднего и кислого составов интенсивно формировались во второй половине циклов. Среди них преобладают разности часто с калиево-натровым характером щелочности. Они наблюдаются как в вулканической, так и преимущественно в интрузивной форме. Интрузивные тела гранитоидного состава особенно широко приурочены к окончанию циклов. В эти периоды формировались как аллохтонные, так и автохтонные тела. Отмечается широкое развитие кремнисто-щелочного метасоматоза с образованием обширных полей кварцево-полевошпатовых метасоматитов. Примером может служить среднинский комплекс Байкало-Муйского региона.

В рифее впервые в истории Земли появились гигантские тела гранитоидов типа батолитов, что обусловлено формированием довольно мощной коры континентального типа, уже достаточной для образования значи-

тельных по объему очагов магмы гранитоидного состава. Обычно вначале возникали магмы среднего состава. Среди них часто присутствуют монцонитоиды – мантийно-коровые производные. Затем они сменялись гранитами, а в конце внедрялись небольшие тела лейкогранитов, аляскитов и пегматитов.

В металлогеническом отношении эндогенная минерализация рифея, в общем, сходна с фанерозойской. Какой-либо ее специфики не отмечается.

9.1.2. Метаморфические процессы

Метаморфические изменения в рифейских образованиях значительно менее интенсивные, чем в карельских образованиях. В породах чехла древних платформ они почти полностью отсутствуют. В редких случаях наблюдаются метаморфические преобразования пород в условиях не выше начальных стадий зеленосланцевой фации.

В подвижных областях метаморфизм имеет зональный характер. Преобладали условия зеленосланцевой фации. На отдельных участках метаморфические изменения отсутствовали, а кое-где достигали условий амфиболитовой фации, которая часто сопровождалась гранитообразованием с предварительным раскислением состава пород субстрата и развитием порфиробластеза.

Метаморфизм рифейского времени в подвижных областях часто наложен на более древние образования. В таких случаях он, как правило, имел регрессивный характер: зеленосланцевая фация метаморфизма накладывалась на породы, метаморфизованные в амфиболитовой или гранулитовой фациях. Это обычно приводило к омоложению изотопных датировок возраста.

9.1.3. Тектонические структуры

Рифейский этап развития Земли характеризуется большим разнообразием тектонических структур, чем карелий. В это время уже существовали первые (древние) настоящие платформы, возникли типичные для фанерозоя эв- и миогеосинклинальные области.

Возникшие в конце карелия древние платформы имели угловатую, близкую к изометричной форму. Размеры их были значительно больше, чем в настоящее время. Краевые части на многих участках в неогее были активизированы и превращены в складчатые сооружения. Например, Байкало-Витимская складчатая область в конце карелия была частью фундамента Сибирской платформы или Верхояно-Колымская складчатая система до карбона была частью этой же платформы.

Сформировавшиеся в конце карелия платформы в рифее испытывали общее поднятие. На его фоне существовали два типа структур первого порядка: перикратонные прогибы и авлакогены.

В центральных частях древних платформ возникали авлакогены — отрицательные линейно вытянутые структуры, ограниченные разломами (рис. 14). Они расположены, как правило, перпендикулярно краям платформ. В редких случаях они были вытянуты вдоль края платформы, например Беломорский авлакоген на Восточно-Европейской платформе. Протяженность их достигала тысячи и более километров при ширине до 100 и более километров. Мощности разрезов составляют первые тысячи метров.

В пределах авлакогенов проявлялись довольно интенсивные тектонические и магматические процессы. Их внутреннее строение осложнено поперечными блоковыми поднятиями, отчего мощности осадочных отложений в значительной степени изменялись. Образование авлакогенов обусловлено тем, что эндогенная энергия после образования платформ еще была значительной, но недостаточной для формирования геосинклинальных структур. Лишь в отдельных случаях в теле платформ возникали прогибы, сходные с геосинклинальными структурами (Оршанская структура на Восточно-Европейской платформе).

Заполнялись авлакогены континентальными, лагунными и (или) мелководными, преимущественно терригенными отложениями в ассоциации с вулканитами основного, реже кислого составов часто повышенной щелочности. Широкое распространение получили туфы, туффиты и вулканомиктовые разности. Вулканиты сопровождались мелкими интрузивами, в большей части приуроченными к разломам по периферии этих структур. Вулканические постройки представляли собой положительные структуры, осложняющие внутреннее строение авлакогенов. К концу рифея большая часть авлакогенов переродилась в синеклизы. Особенно большое количество авлакогенов существовало в фундаменте Восточно-Европейской платформы (см. рис. 14). Среди них имеет место Пачелмский авлакоген, который считается тектонотипом подобного рода структур.

Перикратонные прогибы получили развитие в краевых частях платформ. Они заполнялись ритмичными терригенно-глинисто-карбонатными отложениями с ритмами трансгрессивного типа (рис. 15). В центральных частях прогибов мощности осадочных толщ достигают первые километры, по направлению к центру платформ мощности их сокращаются вплоть до полного выклинивания. Эти толщи были слабо дислоцированы. Углы падения пластов обычно не превышали первые градусы. Особенно интенсивно перикратонные прогибы развивались по периферии Сибирской платформы, образуя почти сплошное кольцо: Юдомо-Майский (Среднеленский), Байкало-Патомский, Присаянский, Приенисейский, Туруханский, Хараулахский.

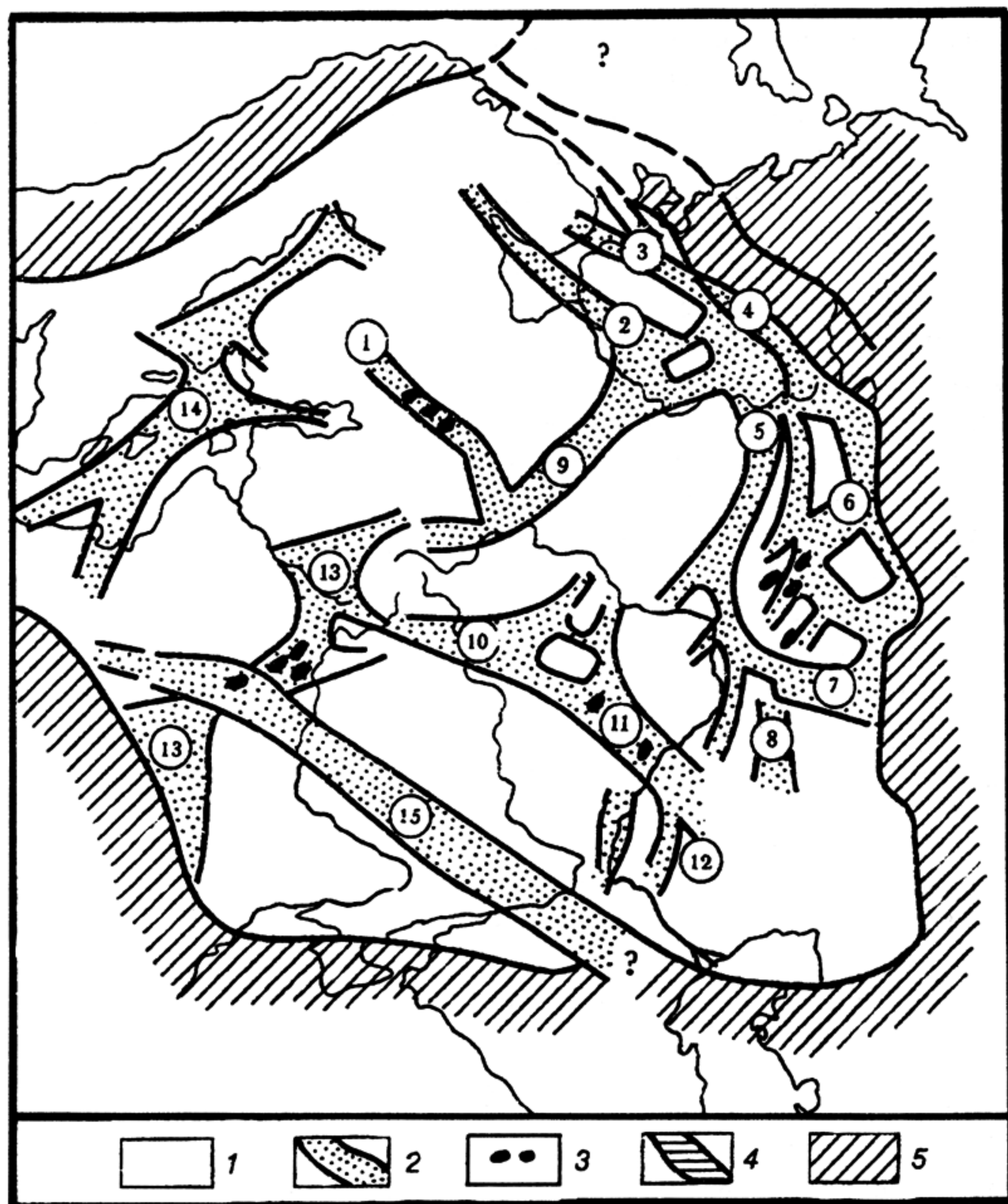


Рис. 14. Рифейские авлакогены Восточно-Европейской эпикарельской платформы (Короновский, 1984, с изменениями):

1 – области поднятий, 2 – авлакогены (1 – Ладожский, 2 – Кандалашско-Двинский, 3 – Керецко-Лешуковский, 4 – Предтиманский, 5 – Вятский, 6 – Камско-Бельский, 7 – Серноводско-Абдулинский, 8 – Бузулукский, 9 – Среднерусский, 10 – Московский, 11 – Пачелмский, 12 – Доно-Медвединский, 13 – Волыно-Полесский, 14 – Ботническо-Балтийский, 15 – Днепрово-Припятский, 16 – Колво-Денисовский), 3 – проявления траппового магматизма, 4 – геосинклинали обрамления платформы

В подвижных областях существовали срединные массивы с субплатформенным характером развития. Некоторые срединные массивы в фанерозойских подвижных областях, в строении которых принимают участие рифейские образования, составляли в рассматриваемый период единое целое с фундаментом древних платформ. Например, Охотский срединный массив в Верхояно-Колымской области киммерийской складчатости в рифее составлял часть фундамента эпикарельской Сибирской платформы. В фанерозое, в связи с превращением окраин платформ в складчатые области, они приобрели характер срединных массивов.

Миогеосинклинальные прогибы заполнялись мощными толщами мелководных осадочных отложений. Вулканиты в них имели подчиненное значение. В основании миогеосинклинальных прогибов устанавливается кора континентального типа. Во многих местах, как, например, на востоке Енисейской складчатой области, они имеют постепенные переходы в перикратонные прогибы краевых частей платформ. В современном эрозионном срезе зоны переходов осложнены многочисленными тектоническими нарушениями.

Глубоководные прогибы эвгеосинклинального типа имели кору океанического типа, в редких случаях в них сохранялся маломощный гранитный слой. В их пределах вначале формировалась офиолитовая ассоциация, а затем она сменялась в результате начала инверсии прогиба островодужной и (или) флишевой формациями. Эти прогибы были значительно менее широкими, чем современные океаны (миниокеаны), но более широкие, чем сходные структуры карелия. По мнению Л. И. Салопа, их ширина составляла первые тысячи километров.

В периоды диастрофизма сформировавшиеся геосинклинальные образования подвергались складчато-надвиговым дислокациям разной интенсивности. Преобладала складчатость линейного типа. Складчатые структуры в своем простирании чаще всего подчинялись границам устойчивых блоков: платформ и срединных массивов. Напряженность дислокаций уменьшается с приближением к устойчивым структурам. Она хорошо коррелируется с интенсивностью метаморфических изменений. На участках проявления метаморфизма амфиболитовой фации формировались гранитогнейсовые купола. В периоды орогенеза на границах с платформами впервые в истории Земли стали возникать краевые (предгорные) прогибы.

Для рифея характерно более интенсивное проявление разломной тектоники, чем в карелии. Более широкое распространение получили глубинные разломы. На платформах они обусловили формирование авлакогенов, в подвижных областях к ним приурочены офиолитовые ассоциации и другие проявления магматизма.

К концу рифея отмечается некоторое ослабление тектонической активности. На платформах авлакогены перерождались в синеклизы. Сокращалась площадь эвгеосинклинальных прогибов. Одни геосинклинальные

системы завершали свое активное развитие и превращались в складчатые сооружения (например, в рифее завершилось формирование фундамента Тимано-Печорской платформы), другие начинали формироваться и продолжали свое развитие в фанерозое (например, Казахстано-Северо-Тянь-Шаньская складчатая область). Внутри складчатых областей, завершавших свое развитие, возникали рифтогенные впадины, которые заполнялись терригенно-вулканогенными отложениями. Преобладали контрастные риолит-андезитовые или риолит-базальтовые формации часто с повышенной щелочностью.

Ряд ученых считают, что в рифее возникли современные океаны, в первую очередь, Тихий океан (рис. 15), а возможно, и Атлантический. В дальнейшем лишь несколько менялись их контуры. Предполагается, что возникновение Тихого океана в рифее связано с формированием асимметрии строения Земли. В одной половине поверхности Земли были сосредоточены материки, в другой – преобладали океанические просторы. Проблема происхождения асимметричного строения планеты рассмотрена в разделе «ранний протерозой».

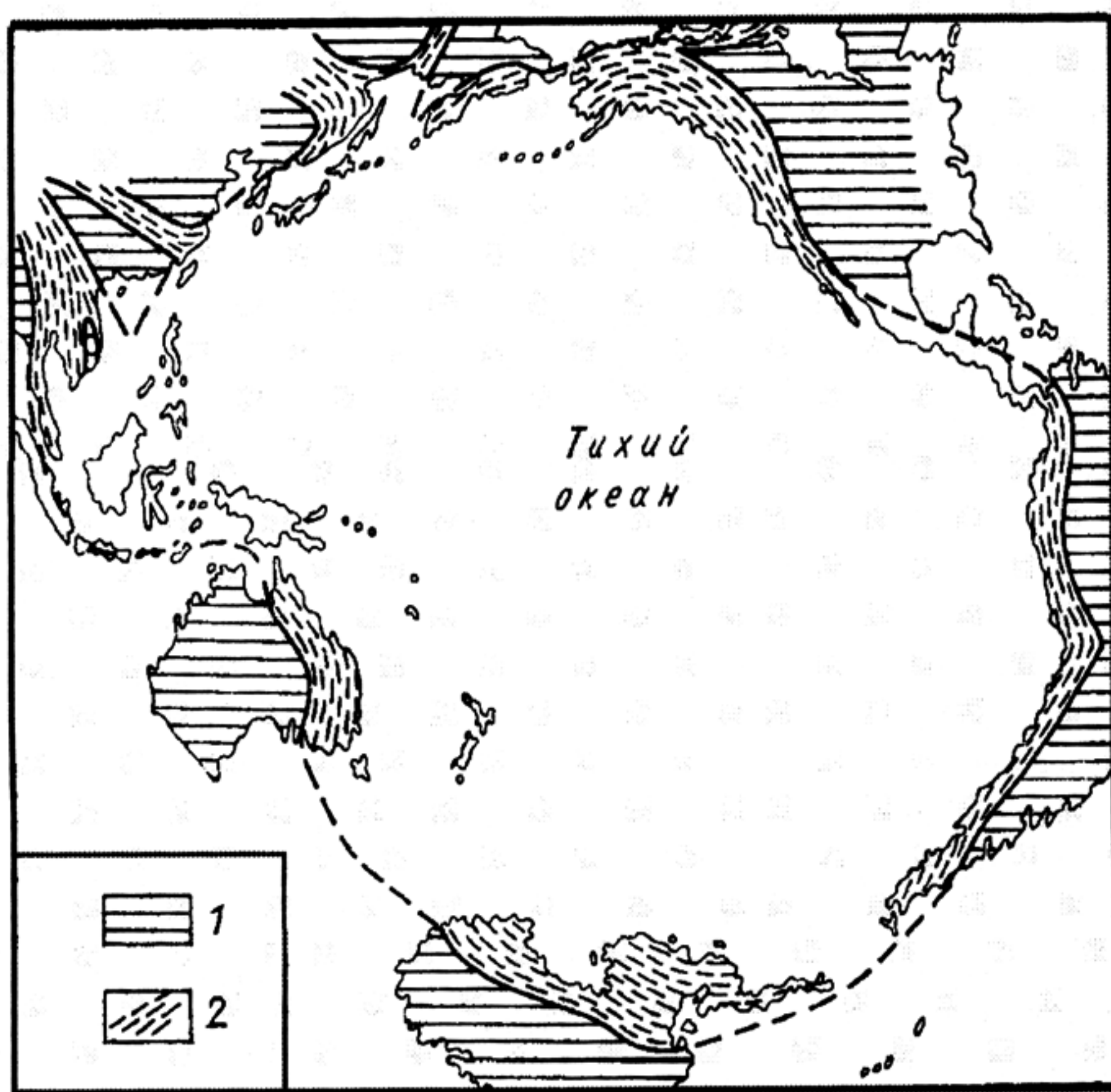


Рис. 15. Тихоокеанское кольцо рифейских геосинклиналей [Салоп, 1982, с изменениями]:

1–2 – рифейские платформы (1) и геосинклинали (2)

Согласно концепции тектоники литосферных плит, в конце карелия все платформы были собраны в единый континент, образовав Пангею-1. В рифее произошел ее распад на плиты и микроплиты, которые испытали значительные горизонтальные перемещения относительно друг друга. Возникли зоны спрединга, где активно формировалась кора океанического типа с образованием глубоководных пространств. Существовали и зоны субдукции. В конце карелия ряд океанов закрылся с образованием складчато-надвиговых областей.

9.1.4. Биосфера

В течение рифея продолжалось наращивание разнообразия и количества живых организмов. В карбонатных отложениях наблюдаются многочисленные находки строматолитов и онколитов. Количество их возрастает вверх по разрезу. Известны многочисленные находки микрофоссилий, преимущественно в глинистых отложениях.

В начале изучения были выделены руководящие формы строматолитов и онколитов для каждого подразделения рифея. На основании этого было предложено разделить рифей на четыре части: нижний, средний, верхний и терминальный. Последний получил название «кудаш». Но впоследствии было установлено, что кудаш не имеет самостоятельного значения, поэтому его стали считать частью верхнего рифея. В дальнейшем было установлено, что выявленные формы строматолитов и онколитов рифея, которые считали руководящими, либо эндемичные, либо проходящие из одного подразделения рифея в другой. Вместе с тем установлено, что на фоне постепенной эволюции этих образований, намечается преобладание определенных форм строматолитов и онколитов для нижнего, среднего и верхнего рифея. Это позволяет для корреляции и расчленения разрезов использовать статистический метод. Он неплохо зарекомендовал себя, например, при изучении разрезов северной части Байкало-Витимской складчатой области. Но для корреляции разрезов разных регионов его применение остается не достаточно корректным.

В терригенно-глинистых отложениях рифея часто присутствуют микрофоссилии, представляющие собой настоящие органические остатки. Среди них установлены водоросли, грибы, трихомы, акритархи. Они разделяются по форме и скульптуре поверхности. Намечается определенная эволюционная последовательность этих признаков. Их изучение обещает дать хороший эффект при определении возраста пород. При изучении микрофоссилий надо иметь в виду, что они хорошо сохраняются при перетолжении. Поэтому находки микрофоссилий часто свидетельствуют лишь о том, что содержащие их отложения не древнее того периода, для которого найденные формы являются характерными.

Среди органических остатков в позднем рифее постепенно исчезают формы, характерные для первой половины рифея, но появляются формы, характерные для венда. Среди микрофоссилий найдены специфические формы, которые можно считать руководящими для позднего рифея, в первую очередь, это представители групп *chuarina* и *kildinella*.

Следует также отметить, что выводы о возрасте, полученные при изучении строматолитов и онколитов, с одной стороны, и микрофоссилий — с другой, часто не совпадают.

В рифейских отложениях, кроме многочисленных признаков присутствия вышеотмеченных жизненных форм, известны находки следов бактерий и другие формы биоса, которые относятся к пока еще не установленным таксонам. Большинство органических остатков рифея относятся к эукариотным формам. Но многие из них являются эндемичными.

9.1.5. Выводы

Как экзогенные, так и эндогенные условия в рифее были более близкими к фанерозойским условиям, чем к раннедокембрийским, поэтому для его изучения в значительной мере можно применять принцип актуализма.

В рифее продолжалось падение температуры поверхности Земли. Но темпы охлаждения были меньшими, чем в раннем докембрии. За период в 1 млрд лет средняя температура поверхности снизилась не более чем на 15 °С. В позднем рифее периодически возникали условия глобального похолодания с образованием покровных ледников. Постепенно изменялся состав атмосферы: уменьшались содержания углекислого газа и паров воды, но повышалось содержание азота и кислорода.

Объем гидросферы, по-видимому, мало изменялся. С одной стороны, она пополнялась за счет поступления влаги из глубин Земли и конденсации из атмосферы, с другой — часть воды консервировалась в составе новообразованных водо- и гидроксилсодержащих минералов. В связи с распространением глубоководных прогибов площадь, занятая водными пространствами, возможно, даже сокращалась. Солевой хлоридно-карбонатный состав воды постепенно превращался в хлоридно-сульфатный состав.

Среди терригенных отложений присутствуют относительно мощные толщи грубообломочных отложений, появились флишевые формации, возрастал постепенно объем красноцветных разностей, в позднем рифее проявились два уровня ледниковых отложений.

Значительно разнообразнее стали хемогенные отложения, возросла роль органогенных, главным образом, карбонатных осадков. Среди карбонатных пород постепенно возрастало относительное содержание известняков, а доломитов — уменьшалось. Значительную роль играли коры выветривания и продуктов их переотложения: хемогенных кварцитов и высоко-

глиноземистых пород, вплоть до бокситов. Появились самостоятельные пачки и пласты фосфоритов и эвапоритов.

Состав магматических образований и его изменение в течение тектоно-магматических циклов были близки к фанерозойским. На платформах имела место трапповая формация, проявился интрузивный магматизм ультраосновного щелочного состава, в авлакогенах распространены вулканиды контрастного риолит-базальтового состава. В геосинклинальных областях возникли настоящие офиолиты и островодужные ассоциации. Гранитоиды имеют преимущественно калиево-натровую щелочность. Среди них значительную роль стали играть монцонитоиды, лейкограниты, субщелочные и щелочные разности.

Мощные толщи рифейских отложений платформ практически не испытали метаморфизма. В складчатых областях проявился зональный метаморфизм с преобладанием условий зеленосланцевой фации. На отдельных участках складчатых областей метаморфические изменения не проявились, на других он достигал условий амфиболитовой фации, которая сопровождалась гранитообразованием.

В рифее уже существовали настоящие платформы. В их пределах имели место преимущественно два типа структур первого порядка: в краевых частях – перикратонные прогибы, в центральных – авлакогены, превратившиеся в конце рифея в синеклизы. В подвижных областях впервые появились эвгеосинклинальные структуры при преобладании миогеосинклинальных. Часть подвижных областей в течение рифея прошли весь путь развития от заложения геосинклинальных прогибов до превращения их в складчатые сооружения. В позднем рифее заложились новые геосинклинальные прогибы, получившие дальнейшее развитие уже в венде и фанерозое.

Органический мир в рифее получил свое дальнейшее развитие: возросло количество и разнообразие органических форм. Большинство из них уже являлись эукариотными. Появилась возможность по реликтам организмов с определенной долей вероятности определять возраст отложений и проводить их корреляцию.

Контрольные вопросы

1. Эволюция атмосферы в рифее.
2. Условия осадконакопления в рифее.
3. Гипотезы возникновения ледниковых периодов в рифее.
4. Состав магматических пород и его эволюция в рифее.
5. Метаморфические процессы в рифее.
7. Структуры, характерные для рифея.
8. Биосфера в рифее.

9.2. ВЕНД

Венд является единственным подразделением докембрия в ранге периода (системы). Начался он после катангской фазы складчатости, проявившейся 650 ± 20 млн лет назад. Верхняя граница венда с кембрием во многих регионах постепенная и устанавливается по появлению в больших масштабах скелетных фаунистических остатков. В абсолютном летоисчислении до 1990 г. ее принимали в 570 ± 15 млн лет. Но по более точным изотопным исследованиям фаунистически охарактеризованных разрезов в последнее время установили, что она близка, как показано ранее, 540 ± 10 млн лет. Соответственно, продолжительность венда увеличивается с 80 млн лет до 115 млн лет.

Отнесение венда к докембрию небесспорно. По многим признакам вендский период является переходным подразделением истории Земли между докембрием и фанерозоем. Если внизу вендские отложения на подстилающих образованиях почти повсеместно залегают с перерывом и часто с угловым несогласием, то с кембрийскими толщами они во многих случаях залегают без перерыва в осадконакоплении. Особенно четко это видно на древних платформах, где плитный комплекс начал формироваться в венде и без перерыва продолжил накапливаться в кембрии. В вендское время начали свое развитие ряд геосинклинальных областей, которое завершилось в фанерозое. Кроме того, в последнее время уже в верхах венда установлены примитивные скелетные формы. На основании этого некоторые исследователи предлагают начинать палеозойскую эру фанерозоя с вендского периода. Но, с другой стороны, ряд подвижных областей завершил свое развитие в венде. Например, в Уральской складчатой области байкальский тектоно-магматический цикл завершился в венде формированием молассовой формации. То же самое наблюдается в фундаменте Скифской платформы.

Вендские образования широко распространены на Земле. Отложения вендского возраста повсеместно начинают разрез настоящего плитного комплекса древних платформ, почти повсеместно перекрывая их фундамент и образования тафрогенного этапа развития. Обнажаются они на современном эрозионном срезе узкой прерывистой полосой по их периферии. Особенно широко на современной поверхности их выходы наблюдаются по периферии Сибирской платформы. В областях байкальской складчатости и на срединных массивах породы венда представляют часть субплатформенного чехла. Часто наблюдаются также в составе складчатых сооружений подвижных областей фанерозоя, завершая интенсивные тектоно-магматические процессы, или начиная их.

9.2.1. Геологические образования

Супракрустальные образования. Осадочные и осадочно-вулканогенные отложения венда на платформах и в складчатых сооружениях в значительной степени отличаются.

Платформенные отложения венда, начиная разрез плитного комплекса, почти повсеместно залегают с угловым несогласием на подстилающих образованиях. Лишь в Байкало-Патомском перикратонном прогибе Сибирской платформы рифейские отложения без перерыва в осадконакоплении сменяются вендскими отложениями. Они составляют либо самостоятельный седиментационный цикл (например, на Восточно-Европейской платформе), либо входят в седиментационный цикл, завершившийся в фанерозое, в качестве нижней части его разреза (например, на Сибирской платформе).

В основании разреза платформенные отложения венда обычно представлены терригенными преимущественно мелководными осадками. Вверх по разрезу они через переслаивание постепенно сменяются песчано-глинистыми, а затем глинисто-карбонатными отложениями. Мощность разреза обычно невелика и составляет первые сотни метров, лишь в редких случаях достигает тысячи метров. Среди платформенных терригенных отложений отмечаются красноцветные и пестроцветные разности. В некоторых работах указывается на присутствие в разрезах венда тиллитов. Л. И. Салоп считает, что это связано с ошибочным отнесением к венду более древних верхнерифейских образований. Но изотопные исследования последних лет неопровержимо доказывают существование ледниковых отложений в разрезах венда. Карбонатные отложения во многих случаях битуминозные. Имеют место и эвапориты, что свидетельствует о жарком климате. Среди платформенных отложений очень редко присутствуют базальтоиды трапповой формации, иногда в ассоциации с кислыми вулканитами.

Вендские отложения складчатых областей представлены в основном терригенными образованиями с преобладанием грубообломочных фаций молассового характера. В одних случаях они завершают разрезы подвижных областей и потому имеют регрессивный характер, в других — начинают и потому имеют трансгрессивный характер. Как в том, так и в другом случае с ними связаны вулканогенные образования. В первом случае они имеют кислый или контрастный базальт-риолитовый составы, во втором — их состав основной повышенной щелочности. Мощности разрезов вендских отложений в складчатых областях часто составляют первые километры. Глубоководные отложения вендского возраста неизвестны.

Интрузивные образования венда немногочисленны. В областях, где начинается геосинклинальный процесс, в условиях грабеноподобных впадин, происходили извержения магмы основного состава повышенной щелочности. Известны мелкие интрузивные тела, связанные с вулканитами в качестве субвулканических и гипабиссальных фаций. В областях, завер-

шавших свое геосинклинальное развитие, отмечаются гранитоиды как автохтонные, образовавшиеся в результате метасоматоза и магматического замещения, так и аллохтонные. Иногда гранитоиды имеют повышенную щелочность вплоть до сиенитового состава.

Метаморфизм вендских образований в пределах платформ отсутствует. Отложения этого возраста претерпели лишь диагенез. В областях завершенной складчатости наблюдается зональный метаморфизм, достигающий в отдельных приразломных участках условий амфиболитовой фации. Но в основном распространены породы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Есть и неметаморфизованные разности. В областях, начинавших свое геосинклинальное развитие, например в Центральном Казахстане, вендские образования метаморфизованы совместно с палеозойскими породами в условиях, достигавших амфиболитовой фации.

Тектонические структуры венда характеризуются меньшим разнообразием, чем рифейские. Для него характерно общее ослабление тектонической активности. В вендское время началось формирование повсеместного чехла древних платформ. Главными структурами первого порядка в их пределах были синеклизы и антеклизы, которые формировались конседиментационно. В краевых частях платформ продолжали существовать перикратонные прогибы. В этих структурах накапливались ритмичные отложения, отражающие вертикальные колебательные движения, свойственные платформенному режиму.

В подвижных областях вендские глубоководные прогибы вендского возраста неизвестны, т. е. эвгеосинклинальные структуры отсутствовали. В областях, завершавших геосинклинальное развитие, формировались горные области с межгорными и предгорными прогибами, где накапливались молассоиды – терригенные, часто грубообломочные и красочные отложения. Области, начинавшие геосинклинальное развитие, характеризовались грабенами, которые в фанерозое перерастали в единые прогибы мио- и (или) эвгеосинклинального типа.

9.2.2. Биосфера

Отличительной чертой венда от более древних эпох является большее разнообразие органических форм и быстрая их эволюция. До венда изменения в органическом мире происходили медленно, а в венде за относительно короткое время возникали и исчезали разнообразные и сложно построенные жизненные формы. Все предшествующее время происходила подготовка вспышки быстрой эволюции организмов в венде. Известную роль сыграло увеличение в течение рифея объема микрофитопланктона, служившего пищей для более сложных организмов. Этому также способствовало накопление свободного кислорода в атмосфере и гидросфере. По-видимому, имело значение и широкое распространение мелководных шельфовых просторов, благоприятных для развития биоса.

До сих пор не получила удовлетворительного объяснения так называемая эдиакарская фауна, когда в середине венда за относительно короткое время возникло большое разнообразие организмов, получивших широкое распространение, а затем также быстро большинство возникших форм вымерли. Причем ряд форм, представляющих собой тупиковые ветви эволюции, не находят места в современной систематике фауны даже на уровне типа или класса. Но в венде они были распространены весьма широко. Предполагают, что, возможно, это связано с резким повышением радиоактивности на поверхности Земли, что способствовало интенсификации мутаций. Причина значительного роста радиоактивности может быть обусловлена космическими причинами. Вероятно, в это время Земля подверглась интенсивному воздействию потока высоко заряженных частиц, которые в условиях Земли быстро распались.

В породах венда широко распространены отпечатки бесскелетных животных. Среди них главную роль играли кишечнополостные, одиночные полипоидные организмы, гидроидные и сцифоидные мезузоиды. Кроме того, встречаются отпечатки аннемид, плоских червей, членистоногих, иглокожих. Присутствуют следы лишайников и грибов.

В слоях вблизи границы с кембрием в венде установлены останки животных уже с твердым наружным скелетом, чаще всего, трубчатой формы. Скелет их был образован кремнеземом или фосфатно-карбонатным материалом.

В вендских отложениях широко распространены строматолиты, онколиты и микрофитолиты, связанные с водорослями. Среди них находят формы, которые наблюдаются и в отложениях рифея. Но появились и специфические формы, присущие только венду, не встречающиеся в отложениях кембрия. Они являются руководящими для определения возраста содержащих их отложений. Впервые появились известывыделяющие водоросли, т. е. настоящие органогенные остатки. Главными из них являются водоросли вида *Renalcis*.

Часто встречаются микрофоссилии. Причем есть формы, которые характерны только для вендских отложений и в породах другого возраста не встречаются. Следовательно, их можно использовать для определения возраста содержащих их отложений. Но надо учитывать возможность их переотложения в последующие периоды.

Таким образом, в венде впервые появились настоящие органические остатки, которые могут быть руководящими для определения возраста вмещающих их отложений.

Контрольные вопросы

1. Проблема отнесения венда к докембрию.
2. Условия осадконакопления в венде.
3. Состав магматических пород и его эволюция в венде.
4. Метаморфические процессы в венде.
5. Структуры, характерные для венда.
6. Биосфера в венде.

10. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ В ДОКЕМБРИИ

Как следует из вышеизложенного материала, Земля развивалась в докембрии, как и фанерозое, с одной стороны, циклично, а с другой – направленно-необратимо. Каждый последующий цикл в какой-то мере повторял предшествующий цикл и в то же время отличался спецификой эндогенных и экзогенных условий.

Пылегазовое облако, возникнув в результате космических причин, в дальнейшем эволюционировало в основном за счет внутренних сил с образованием всех составляющих Солнечной системы. Земля также изменялась в основном вследствие внутренних причин (саморазвития), но во взаимодействии с окружающим космическим пространством, как в пределах Солнечной системы, так и в пределах Галактики и, вероятно, Вселенной. Воздействие Космоса выражалось, прежде всего, в определении цикличности процессов на планетах.

10.1. ЭВОЛЮЦИЯ ФИЗИЧЕСКИХ И ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Температура. Пылегазовое облако, из которого формировалась планета Земля, имело температуру окружающего космоса, близкое к 3 К. Возникшая в начале корка твердого вещества Праземли также должна была быть холодной. В дальнейшем за счет поступавшего из глубин энергии гравитационного сжатия, привноса тепла потоками легколетучих компонентов и радиоактивного распада, а также вследствие энергии столкновения с другими небесными телами происходил интенсивный разогрев Земли, в том числе и ее поверхности. Предполагается, что в результате проявления этих процессов температура поверхности Земли, а следовательно, и нижних частей атмосферы стала превышать 500 °С, а возможно, была даже более 1000 °С.

В дальнейшем происходило охлаждение Земли с поверхности в результате рассеивания тепла в космическом пространстве, сокращения выделения тепла радиоактивного распада и поступления солнечной энергии, уменьшения интенсивности метеоритной бомбардировки. В то же время постоянно поступало тепло из глубин Земли, выносимое преимущественно потоком легколетучего вещества. Охлаждению поверхности Земли препятствовали и повышенные концентрации углекислого газа и паров воды, способствовавшие интенсивности «парникового эффекта». Со временем их концентрации уменьшались и, соответственно, интенсивность «парникового эффекта» сокращалась. По-видимому, противоположное действие на

тепловое состояние поверхности Земли оказывали метеоритные бомбардировки и вулканические извержения, которые на ранней стадии существования Земли были весьма масштабными. Они должны были сопровождаться поднятием в высокие слои атмосферы большого количества пыли, которая, с одной стороны, препятствовала поступлению солнечного тепла на Землю, а с другой – затрудняла потери тепла в космическое пространство. Но эти процессы не могли компенсировать потери тепла в космическое пространство.

Наиболее древние породы с изотопным возрастом около 4 млрд лет уже имеют следы образования в водной среде. Следовательно, в это время температура поверхности Земли должна быть ниже критической точки воды, составляющей $\sim 374^\circ\text{C}$. В конце катархея и начале архея произошло быстрое падение температуры поверхности Земли и в середине архея (3,2 млрд лет назад) она составляла уже $90\text{--}150^\circ\text{C}$. В дальнейшем охлаждение шло более медленными темпами, вероятно, вследствие влияния «парникового эффекта», и к концу докембрия температура поверхности Земли опустилась до $\sim 35^\circ\text{C}$. Климатическая зональность на Земле в докембрии не установлена. Она либо отсутствовала, либо была слабовыраженной.

В раннем и позднем протерозое в отдельные периоды происходило быстрое, но кратковременное охлаждение атмосферы с образованием оледенения. Причины этого остаются однозначно неустановленными.

Давление. Давление на поверхности Земли обусловлено плотностью и объемом атмосферы. Верхние части атмосферы непрерывно рассеивались в окружающем космическом пространстве. Частично вещество атмосферы связывалось при образовании осадочных пород и в органическом веществе, а пары воды конденсировались, что также способствовало ее деградации. Но из глубин Земли шел постоянный приток газов, пополняющих атмосферу. Какая-то часть космического вещества силами гравитации также возвращалась в атмосферу. Эти противоположные тенденции проявлялись пульсационно. Рассеивание атмосферы в космическом пространстве приводило к падению давления на поверхности Земли, что активизировало приток газов из глубин Земли. В результате объем атмосферы возрастал, соответственно, росли темпы ее рассеивания. В общем, процессы деградации атмосферы превалировали над ее пополнением из глубин Земли, и потому давление на поверхности Земли постепенно уменьшалось. Рассеивание вещества атмосферы в космическом пространстве приводило к уменьшению массы и сил гравитации Земли, что, в свою очередь, способствовало деградации атмосферы.

Так как наиболее вероятна точка зрения о формировании Земли из пылегазового облака, то следует признать, что первоначально атмосфера Земли была значительно более мощной, чем в настоящее время. Повсеместное распространение пород гранулитовой фации метаморфизма среди катархейских образований и отсутствие следов глубоких размывов перед

археем, свидетельствуют о существовании давления на поверхности Земли более 5–6 кбар, необходимого для проявления условий этой фации. Это давление могла создать только атмосфера.

В конце катархея произошла резкая деградация атмосферы и, соответственно, падение давления на поверхности Земли. Это способствовало усилению притока легколетучих компонентов в верхние уровни Земли и раскислению их состава. Можно предположить, что и в дальнейшем происходило постепенное понижение давления атмосферы, достигнув в настоящее время одной атмосферы.

Состав атмосферы. Первичный состав атмосферы Земли должен был соответствовать составу газов протопланетного облака. То есть она была преимущественно гелиево-водородной. Водород и гелий, как легкие газы, в дальнейшем сосредотачивались в верхних частях атмосферы и рассеивались в окружающем пространстве. Поступавшие из глубин более тяжелые газы постепенно накапливались в низах атмосферы. Это, в первую очередь, углерод, азот, кислород, их соединения с водородом и друг с другом. Вследствие этого в атмосфере нарастал объем углеводородов, углекислого газа, паров воды, соединений азота и его молекул.

На ранней стадии существования Земли в результате интенсивного вулканизма в атмосферу выбрасывалось большое количество «кислых дымов», обогащенных такими элементами, как сера, фтор, йод и т. п. Они воздействовали на породы, образуя соли и освобождая кислород, который соединялся в основном с водородом и углеродом с образованием углекислого газа и паров воды.

Таким образом, гелиево-водородная атмосфера постепенно превращалась в углекислую с большим содержанием паров воды. В дальнейшем углекислый газ активно соединялся с металлами, образуя карбонатные отложения. Поглощали его и возрастающие в объеме организмы. Это приводило к сокращению его содержания в атмосфере.

Свободный кислород, из-за своей большой химической активности, первоначально отсутствовал. В дальнейшем, когда появились водоросли, кислород стал накапливаться, в начале в водной среде, а затем и в атмосфере. Первые признаки существования кислорода появились в середине карелия. Это красноцветные отложения и окисленные руды железа. В дальнейшем его содержание в атмосфере постепенно нарастало.

Появление свободного кислорода способствовало образованию молекулярного азота при окислении его соединений, в первую очередь, аммиака. Молекулярный азот участвовал в образовании органического вещества, но это не компенсировало его накопление в атмосфере. В результате атмосфера постепенно превращалась в углекисло-азотную, а затем в кислородно-азотную. В связи с охлаждением атмосферы в ней сокращалось содержание паров воды.

Гидросфера. В начале существования планеты высокая температура поверхности Земли препятствовала образованию гидросферы. После того, как температура поверхности Земли опустилась ниже критической точки воды ($\sim 374^{\circ}\text{C}$) стало возможным существование H_2O в жидком состоянии. Как указывалось выше, во второй половине катархея уже появились отложения, которые накапливались в водной среде. Следовательно, в это время гидросфера уже существовала. Дальнейшее ее понижение приводило к усилению конденсации паров воды и, соответственно, к росту объема гидросферы. Этому способствовало и относительно высокое давление атмосферы, которая пополнялась парами воды за счет поступления их из глубин Земли. Но с падением давления значение этого фактора уменьшалось.

Ввиду слабой расчлененности рельефа на ранних стадиях существования планеты преобладали мелководные бассейны, покрывавшие большую часть ее поверхности. Существует точка зрения, что в какой-то период вся Земля была покрыта водой (панталасса). По мере роста расчлененности рельефа, нарастали глубины водоемов, что, возможно, сопровождалось, несмотря на возрастание объема гидросферы, сокращением занятой водой площади.

Вулканические процессы, которые были весьма активными на ранних стадиях существования Земли, сопровождаются выбросами большого количества сильных кислот: HCl , HF , H_2S , H_2SO_4 и другие. Они растворялись в воде, образуя весьма агрессивную среду. При воздействии кислот на породы (кислотное выщелачивание) происходило образование солей, главным образом, Na , K , Ca , Mg . Во времени масштабы вулканизма сокращались, что сопровождалось понижением содержания кислот и повышением солености вод. Солевой состав гидросферы вначале был хлоридным. Впоследствии он сменился хлоридно-карбонатным, а затем, по мере нарастания содержания свободного кислорода и окисления соединений серы, хлоридно-сульфатным.

10.2. ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

В начале формирования планеты ее поверхность была покрыта слоем тугоплавких пылевидных твердых частиц, а под ним существовала твердая субстанция, состоящая в основном из легколетучих компонентов (преимущественно водорода и гелия). Во времени мощность верхнего пылевидного слоя возрастала за счет испарения легколетучих веществ и присоединения к нему снизу тугоплавких компонентов, происходило его уплотнение. Так возникла твердая кора Земли, состоящая из тугоплавких компонентов, которая постепенно увеличивалась в мощности и при этом разогревалась. На определенном этапе эволюции в глубинах Земли возникли магматические очаги. По мере разогрева планеты магматические очаги перемещались вверх, а твердая оболочка сокращалась в мощности.

Вначале, когда температура поверхности и температурный градиент были высокими, возможно, более 1000 °С, литосфера была очень маломощной и пластичной. Вблизи поверхности, по-видимому, существовал сплошной слой (астеносфера), где формировалась магма. Состав ее первоначально был ультраосновной. Она легко достигала поверхности, наращивая литосферу.

Возникшая магма подвергалась ликвации с образованием силикатной и металлической составляющей. Соответственно возникло разделение на силикатную мантию и металлическое внешнее ядро. Центральные части (внутреннее ядро) продолжали состоять из первичного вещества пылегазового облака, которое обеднялось с поверхности, в первую очередь, легколетучими компонентами и оставаться в твердом состоянии.

По мере охлаждения верхних частей Земли магматический слой углублялся, а мантия и внешнее металлическое ядро наращивалось по мощности. На определенном этапе между силикатным и металлическим магматическими слоями возникла прослойка твердого субстрата.

С образованием этих слоев включился механизм образования плюмажей. Испаряющиеся газообразные вещества с поверхности внутреннего ядра просачивались сквозь металлическую расплавленную сферу, оставляя в нем железо-никелевую составляющую. В результате мощность внешнего расплавленного ядра нарастала.

Оставшееся вещество достигало мантии и разбавляло ее до образования магмы базитового состава. Магма основного и ультраосновного составов легко достигала поверхности, заливая ее. Таким образом, формировалась первичная кора океанического типа, которая покрывала Землю повсеместно.

По мере охлаждения верхних слоев Земли, уменьшался температурный градиент, а астеносферный слой, где генерировалась магма основного и ультраосновного составов, смещался вглубь.

Рост мощности литосферы и интенсивный привнос некогерентных элементов в результате дегазации внутренних сфер планеты (плюмов) сопровождался возникновением Р–Т условий для появления магмы кислого состава. Этот процесс проявлялся повсеместно относительно однообразно, что привело к возникновению в первой половине катархея гранитного слоя и относительно маломощной коры континентального типа (панплатформа).

В течение всего докембрия продолжалось охлаждение верхней сферы Земли, в результате чего происходило уменьшение температурного градиента, мощность литосферы возрастала, росла ее хрупкость и, соответственно, роль разрывных нарушений. Это привело к тому, что в архее появились первые структуры, связанные с разломами – зеленокаменные пояса. В карелии их сменили относительно глубоководные приразломные прогибы. В рифее возникли условия для формирования глубоководных прогибов с новой корой океанического типа. Вначале они были относительно узкими, но со временем становились все более широкими.

Астеносферный слой постепенно углублялся, наращивалась мощность мантии и внешнего ядра, а объем внутреннего ядра постепенно сокращался. При этом плюмы постепенно стали проявляться более локально. На участках воздействия плюмов астеносферный слой приобретал наибольшую мощность и наименьшую вязкость, что обуславливало генерацию магмы основного состава и в конечном счете приводило к формированию коры океанического типа.

10.3. ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Эволюция экзогенных и эндогенных процессов обусловили эволюцию и во многом специфику геологических образований, доступных изучению в настоящее время. Соотношение магматических и осадочных образований в процессе эволюции Земли в значительной степени изменялось. На заре существования планеты в образовании пород земной коры преобладали эндогенные процессы и потому преобладало формирование магматических пород. Осадочные образования возникали в подчиненном объеме. Но со временем нарастало значение экзогенных факторов и, соответственно, возрастала роль осадочных отложений.

10.3.1. Эволюция осадконакопления

В начале существования Земли земная кора была маломощной и из-за высокого температурного градиента пластичной. Поэтому расчлененность рельефа была незначительной. Это определило в начале существования Земли широкое, а возможно, повсеместное распространение мелководных условий, что способствовало формированию преимущественно мелководных отложений, среди которых господствовали относительно однообразные хемогенные образования. На определенном этапе эволюции Земли появились органогенные породы.

Терригенные отложения. В начале существования планеты, когда большая часть ее поверхности была занята вулканитами основного и ультраосновного составов, терригенные отложения были представлены *граувакками* – *продуктами разрушения вулканических построек*. По мере формирования гранитного слоя, представленного в катархее преимущественно «серыми гнейсами», появились *аркозовые разности*. Во времени распространенность пород кислого состава на поверхности Земли увеличивалась и, соответственно, увеличивался объем аркозовых терригенных отложений. С формированием кор выветривания на гранитоидах связано появление существенно кварцевых терригенных отложений. Роль их во времени также нарастала.

В катархее терригенные отложения из-за слабой расчлененности рельефа преимущественно были мелкозернистыми (мелкозернистые пес-

чаники и алевролиты). По мере роста контрастности рельефа стали накапливаться и увеличиваться в объеме *грубообломочные отложения*. Конгломераты в значительных объемах впервые появились в архее, в основании разрезом зеленокаменных поясов. Они были в основном мелкогалечными. В дальнейшем мощности грубообломочных отложений и размеры обломков в них возрастали.

В первой половине карелия возникли своеобразные золото-ураноносные конгломераты, отсутствующие на других возрастных уровнях.

В середине карелия, в связи с появлением свободного кислорода, впервые стали накапливаться *красноцветные терригенные породы*. В дальнейшем роль свободного кислорода нарастала, а это способствовало образованию все большего объема красноцветных формаций. Существование свободного кислорода способствовало также появлению окисленных железистых отложений, роль которых во времени также возрастала.

В конце карелия с образованием глубоководных прогибов появились *терригенные отложения подножий континентального склона*, представленные флишевыми формациями. Роль их среди терригенных отложений также со временем росла.

В карелии и рифее известны *ледниковые терригенные отложения*. Они имеют резкие нижние и верхние границы с отложениями жаркого климата. Это моренные, ледово-морские и флювиогляциальные речные и морские осадки. Причем, как правило, преобладали флювиогляциальные фации.

Обломочные структуры при метаморфических изменениях весьма устойчивые. Лишь в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации терригенные породы теряют первичные структурно-текстурные признаки. В условиях метаморфизма этих фаций, проявлявшихся в докембрии в региональных масштабах, особенно в раннем докембрии, граувакковые терригенные отложения превращались в амфиболиты и меланократовые кристаллосланцы. Продукты разрушения пород кислого состава при высоких степенях метаморфизма превращались в гнейсы, а терригенные отложения преимущественно кварцевого состава (продукты перемыва кор выветривания)— в кварциты.

Глинистые отложения. Состав глинистых отложений зависит от состава разрушаемого субстрата. При выветривании пород основного и ультраосновного составов, которые преобладали на ранней стадии существования Земли, возникали глины (нонтронит, сапонит и др.) с высокими содержаниями магния и железа. С появлением гранитоидов стали формироваться глины, обогащенные алюминием и щелочами (каолинит, монтмориллонит и др.). Начиная с карелия, стали формироваться высокоглиноземистые глины вплоть до бокситов. Глинистые осадки были часто обогащены углеродистым веществом. Особенно широкое распространение углеродисто-глинистые сланцы получили в позднем протерозое.

В условиях зеленосланцевой фации метаморфизма глинистые отложения превращались в метаморфические сланцы. При возрастании степени метаморфизма до амфиболитовой и гранулитовой фаций они превращались в кристаллические сланцы и амфиболиты. При этом углеродистое вещество превращалось в графит, бокситы — в кианитовые, андалузитовые или силлиманитовые, а обогащенные карбонатным веществом (мергели) — в диопсидовые кристаллосланцы.

Карбонатные отложения. Образование карбонатных отложений происходит в основном в водной среде в результате хемогенного или органического осаждения. Поэтому они не могли накапливаться, пока не появилась гидросфера. После появления гидросферы в раннюю стадию существования Земли образованию карбонатных отложений препятствовали, по-видимому, высокое давление и температура. Известны они начиная со второй половины катархея, объем их со временем нарастал.

Следует отметить, что вначале, пока не появились в значительных объемах водоросли, карбонатные породы имели только хемогенный генезис. Впервые достоверно установленные органические карбонатные породы появились в карелии. Объем их со временем увеличивался. Они формировались в основном в результате жизнедеятельности водорослей. Известно, что солнечный свет, с помощью которого возможен фотосинтез, проникает в толщу воды до глубины 100–120 м. Следовательно, широкое распространение мелководных условий в докембрии способствовало распространению водорослей и, соответственно, органическому карбонатонакоплению. В большинстве своем они битуминозные. Органические и хемогенные карбонатные отложения часто перемежались между собой.

Высокие температура воды и концентрации углекислого газа, которые были на ранних стадиях эволюции Земли, более способствовали накоплению доломитов. Поэтому среди карбонатных пород докембрия, в общем, преобладают доломиты, а кальциевые породы накапливались в меньшем объеме. Но в процессе эволюции карбонатонакопления соотношение доломитов и известняков изменялось. По мере падения температуры и уменьшения концентрации углекислого газа среди карбонатов возрастала роль известняков.

Формировались в докембрии также сидериты и магнезиты, но они были значительно менее распространены, чем доломиты и известняки.

В условиях высоких ступеней метаморфизма карбонатные отложения вначале превращались в гранобластовые разности, а затем в мраморы.

Кварциты. Кварциты в докембрии имели довольно широкое распространение и известны начиная с катархея. Генезис их весьма разнообразен. Возникали они в результате метаморфизма кварцевых терригенных отложений или хемогенного осадконакопления, присутствовали и кремнистые органические породы.

На ранних стадиях существования Земли в процессе интенсивного вулканизма гидротермальными системами выносилось большое количество кремнезема, который осаждался на дне водоемов, образуя мощные толщи кремнистых хемогенных отложений. В процессе эволюции поверхностных условий на определенной стадии развития органического мира появились кремнистые органогенные отложения. Объем их во времени возрастал.

С ростом площади суши возрастала роль кор выветривания, которые формировались при разрушении гранитоидов. При переотложении продуктов кор выветривания накапливались терригенные существенно кварцевые и (или) кремнистые хемогенные осадки. В результате интенсивного метаморфизма кремнистых и терригенных кварцевых отложений они превращались в кварциты, генезис которых часто трудно определить.

Широко распространены в докембрии **кремнисто-железистые отложения**. Раннедокембрийские их разности получили свое название — джеспилиты. Генезис кремнисто-железистых отложений во времени в значительной степени изменялся. В катархейских разрезах они перемежаются с вулканитами и генетически с ними тесно связаны. Кремнезем и железо поступали в результате вулканогенно-гидротермальной деятельности, где и осаждались. Преобладали минералы двухвалентного железа, что свидетельствует о восстановительных условиях осадконакопления.

В архее масштабы накопления кремнисто-железистых осадков возросли. Но они уже не имели прямой связи с вулканогенными образованиями, а располагались с ними в латеральном или вертикальном ряду, слагая самостоятельные пачки. Все же предполагается, что поступление кремнезема и железа в бассейны происходило, как и в катархее, в связи с вулканогенно-гидротермальной деятельностью. Преобладали также минералы двухвалентного железа.

Карелий был периодом максимального образования кремнисто-железистых отложений. Их называют настоящими джеспилитами. Эти отложения уже не имели связи с вулканитами. Кремнезем и железо привносились в водные бассейны в результате сноса продуктов химического выветривания с суши. К этому времени в водоемах уже появились оазисы, обогащенные свободным кислородом. Легкорастворимые соединения двухвалентного железа выщелачивались водными потоками на суше и переносились в водоемы, где в результате окисления переходили в труднорастворимую форму трехвалентного железа и выпадали в осадок. Здесь железо находится преимущественно в составе магнетита, который в дальнейшем часто замещался гематитом.

В позднем протерозое железосодержащие осадки накапливались на континентах в лагунных и болотистых условиях, что характерно и для фанерозоя. Для них характерно переслаивание гематитовых руд, формирующихся в окислительной обстановке, с сидеритовыми рудами, характерными для восстановительной обстановки.

Углеродистые и углеродсодержащие отложения. В породах катархея и архея широко распространены графитсодержащие карбонатные и кремнистые породы. В отсутствии развитой биосферы накопление углеродистых отложений было возможным лишь хемогенным путем за счет поступления углерода из глубин Земли или разложения метана.

Начиная с карелия, наряду с абиогенными углеродсодержащими отложениями, появились и биогенные разности. Представлены они битуминозными карбонатными и кремнистыми породами, а также глинистыми углеродсодержащими сланцами. По мере роста объема органического вещества биогенный углерод приобретал все большую роль. Широкое распространение углеродсодержащие породы получили в рифее, хотя, по-видимому, продолжалось и хемогенное накопление углерода в осадках за счет поступления его из глубин Земли. В слабо метаморфизованных разностях углерод имеет сажистую консистенцию.

Углеродсодержащие отложения часто обогащены сульфидами, в первую очередь, пиритом. Это, по-видимому, связано с сероводородным заражением отдельных водоемов.

Фосфатоносные отложения. Фосфатоносные осадочные породы известны с катархея, где они представлены богатыми апатитом разностями. Так как в катархее биосфера была еще в зачаточном состоянии, то можно предположить, что богатые фосфором осадочные породы образовались в результате хемогенного осаждения с привносом его из глубин Земли.

При дальнейшем развитии органического мира привносимый из глубин Земли фосфор использовался для построения скелета живых организмов. Об этом свидетельствует ассоциация богатых фосфором пород с органическими карбонатными отложениями. С другой стороны, происходило накопление фосфатоносных осадков за счет гидротермальных растворов.

Эвапориты. Первые признаки существования эвапоритов известны с карелия, в осадках которого наблюдаются глиптоморфозы по гипсу и галиту. То есть уже в это время на отдельных участках бассейнов появились пересыщенные солевые растворы. Предполагается, что в результате метаморфизма они превратились в скаполит- и цеолитсодержащие породы или альбитизированные осадочные образования.

В рифее эвапориты возникали уже не только в виде глиптоморфоз минералов, но и образовывали самостоятельные пачки. Во времени их объем нарастал. Накоплению эвапоритов способствовала высокая температура поверхности Земли, в периоды похолодания, которые были относительно кратковременными, их образование, по-видимому, прекращалось.

10.3.2. Эволюция магматизма

Вулканиды. Вулканическая деятельность на Земле началась после того, как возникли магматические очаги и они приблизились к поверхности на расстояние, достаточное для того, чтобы давление магмы преодолело сопротивление твердой покрывки. После того как сформировался близповерхностный магматический слой, литосфера стала маломощной и пластичной, вулканические процессы достигли своей максимальной активности. При этом резко преобладали лавовые извержения, чему способствовало давление мощной атмосферы. Либо Земля была полностью покрыта магматическим океаном, либо магматические очаги располагались вблизи поверхности, легко раскрывались и лавы заливали всю ее поверхность. В этот период осадконакопление было угнетено. Со временем объем вулканогенных образований относительно осадочных отложений уменьшался. По мере нарастания хрупкости и мощности литосферы, сопровождаемых ростом расчлененности рельефа, и интенсификации разломной тектоники, деградации атмосферы возрастал объем эксплозивных образований. Вулканические извержения стали проявляться сосредоточенно на определенных участках, расположение которых контролировалось пллом тектоникой.

Можно предположить, что в начале существования планеты состав магмы, а, соответственно, и вулканидов, был ультраосновной, соответствующий составу каменных метеоритов. При дальнейшей эволюции, благодаря привносу из глубин Земли коровых элементов потоком газов, появились и стали преобладать вулканиды основного состава. По мере охлаждения поверхности планеты росла мощность литосферы, магматические очаги основного и ультраосновного составов углубились. Единый расплавленный слой стал распадаться на отдельные очаги, а в верхах литосферы под влиянием привноса коровых элементов во второй половине катархее возникли Р–Т условия для выплавления магмы среднего и кислого составов. Соответственно, появились вулканиды среднего и кислого составов с более широким распространением туфов.

В дальнейшем состав вулканидов изменялся в зависимости от цикличности эволюции Земли. В начале циклов происходили извержения магмы основного состава, в катархее и архее в комбинации с большим объемом ультрабазитов. В конце циклов преобладали вулканиды кислого и среднего составов.

Очаги магмы кислого состава возникли в катархее близко одновременно по всей Земле и тоже образовали почти сплошной слой. Эта магма поступала на поверхность в больших масштабах. Благодаря относительно высокой температуры поверхности, она имела значительную подвижность, покрывая Землю более или менее равномерным слоем, формируя вместе с приповерхностными интрузивами и продуктами разрушения вулканиче-

ских построек первичный гранитовый слой, сложенный преимущественно «серыми гнейсами». По-видимому, происходили также извержения магмы ультраосновного и основного составов, но они имели подчиненное значение.

В архейский цикл вулканические процессы уже были сосредоточены в относительно узких зонах — зеленокаменных поясах. В начале цикла извергалась магма ультраосновного и основного составов, преимущественно в лавовой форме. Затем формировались контрастные формации вулканитов основного и кислого составов. В конце — преобладали вулканиты кислого состава, среди которых значительное распространение получили туфовые фации.

В карелии выделяются тектоно-магматические циклы (как минимум, два) второго порядка. Также в начале циклов проявлялся вулканизм основного состава, извержения магмы ультраосновного состава были незначительными либо отсутствовали. В конце циклов преобладали вулканиты кислого состава. В значительных масштабах появились вулканиты среднего состава. До конца карелия средне-кислые вулканиты имели преимущественно низкую щелочность с резким преобладанием натрия над калием. В конце карелия впервые в значительных масштабах появились вулканиты с повышенной щелочностью и относительно высокими содержаниями калия.

С рифея литосфера разделилась четко на платформенные и геосинклинальные области. На платформах преобладал вулканизм двух типов с общим преобладанием вулканитов основного состава. В авлакогенах в вулканитах основного состава отмечается повышенная щелочность преимущественно натрового характера. Вместе с вулканитами основного состава в подчиненных объемах проявлялся вулканизм кислого состава. На отдельных участках между авлакогенами проявлялся вулканизм трапповой формации.

В подвижных областях проявлялась закономерность изменения состава вулканитов, характерная для тектоно-магматических циклов фанерозоя. Причем в рифее выделяется как минимум три цикла второго порядка, соответствующие трем его подразделениям. В начале циклов в условиях грабенов извергалась магма основного состава повышенной щелочности, как в лавовых, так и в туфовых фациях. Затем в глубоководных условиях происходили массивированные лавовые извержения магмы состава толеитовых базальтов. Они сменялись извержениями магмы кисло-среднего состава в мелководных и наземных условиях с большим объемом туфов.

В общем, во времени в подвижных областях происходило закономерное сокращение масштабов извержений магмы ультраосновного состава, нарастали объем вулканитов средне-кислого состава и щелочность магмы, главным образом, за счет роста содержаний калия, увеличивался объем эксплозивных фаций. В конце рифея и в венде отмечается общее ослабление вулканической деятельности.

Плутонические образования. На ранних стадиях развития Земли были широко распространены и тесно связаны с вулканитами плутонические породы ультраосновного и основного составов. По мере роста мощности литосферы и ее охлаждения появились самостоятельные плутонические массивы этих составов. Во времени масштабы магматизма ультраосновного состава сокращались. По мере нарастания жесткости литосферы, среди массивов ультрабазитов стали преобладать протрузивные тела. Нарастание жесткости литосферы приводило, начиная с архея, к возникновению гигантских даек, лакколитов и лополитов. Значительный объем составляли расслоенные интрузивы, часто с рудными медно-никелевыми или железо-титановыми магмами.

Гранитоидный магматизм проявлялся преимущественно в конце тектоно-магматических циклов, в эпохи диастрофизма. С одной стороны, гранитоиды были генетически тесно связаны с вулканитами и слагали субвулканические и гипабиссальные массивы, выполняющие приповерхностные и промежуточные магматические камеры. С другой стороны, они ассоциируют с метаморфизмом амфиболитовой фации и образуют автохтонные либо слабо перемещенные массивы.

В катархее и архее среди гранитоидов резко преобладали автохтонные разности низкой щелочности натриевого характера. Они ассоциировали с породами амфиболитовой фации метаморфизма и окружены широкими полями мигматизированных и гранитизированных вмещающих образований. По-видимому, эти гранитоиды слагали близповерхностные магматические очаги на участках генерации вулканитов и в настоящее время вместе с ними образуют единые поля «серых гнейсов».

В дальнейшем, по мере роста мощности литосферы, условия амфиболитовой фации метаморфизма, и соответственно, процессы гранитизации и мигматизации проявлялись на более глубоких горизонтах. Поэтому на современной поверхности наблюдается следующая закономерность: чем моложе гранитоиды, тем больше среди них перемещенных массивов, а меньше автохтонных разностей. Во времени состав гранитоидов, в общем, становился все более щелочным, главным образом, за счет повышения содержания калия. Разности среднего состава вначале были представлены диоритоидами, а затем появились и стали приобретать все большее распространение монцонитоиды.

В конце карелия на завершающих этапах формирования фундамента древних платформ возникли своеобразные граниты-рапакиви. Также в это время впервые в истории Земли внедрялись массивы щелочных пород, вплоть до нефелиновых сиенитов.

10.4. ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА

В связи с охлаждением литосферы во времени интенсивность метаморфических изменений вблизи поверхности постепенно уменьшалась. В катархейских образованиях метаморфические процессы проявились повсеместно в близко одинаковой степени и соответствовали в основном гранулитовой фации. Лишь на отдельных участках они снижались до верхнего предела амфиболитовой фации. Зональность метаморфизма отсутствовала либо была проявлена весьма слабо.

В архее уже возникла относительно четкая зональность регионально-го метаморфизма. Преобладали условия амфиболитовой фации, повышавшаяся в некоторых зонах до гранулитовой фации или уменьшавшаяся до зеленосланцевой фации. Особенно отчетливо зональность метаморфизма проявилась в зеленокаменных поясах. В их пределах интенсивность метаморфизма повышалась сверху вниз по разрезу и от центра к периферии, достигая в большинстве случаев амфиболитовой фации. То есть существовал как метаморфизм погружения, так и метаморфизм, связанный со стрессовыми напряжениями.

В пределах гранитогнейсовых куполов зональность метаморфизма была противоположной: условия амфиболитовой фации существовали в центре куполов, а к периферии они понижались, иногда до зеленосланцевой фации.

В образованиях катархея метаморфические изменения архейского времени носили ретроградный характер и, чаще всего, соответствовали амфиболитовой фации. В условиях этой фации на значительных площадях проявлялся ультраметаморфизм, который сопровождался палингенезом, гранитизацией и мигматизацией.

В карелии зональность метаморфизма стала еще более четкой. При преобладании метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации, на значительных участках условия достигали амфиболитовой фации и сопровождалась гранитообразованием, на других участках понижались до зеленосланцевой фации. Наиболее отчетливо зональность метаморфизма наблюдается в карельских образованиях в субплатформенных структурах, где впервые в истории Земли появились участки неметаморфизованных пород, прошедших только стадию диагенеза.

В позднем протерозое на обширных пространствах образовавшихся платформ метаморфические процессы в основном не проявлялись. Лишь на небольших участках отмечаются метаморфические изменения, не превышающие условий зеленосланцевой фации. В подвижных областях метаморфизм был зональный. В миогеосинклинальных зонах метаморфизм, в большинстве случаев, не превышал условий зеленосланцевой фации. Существовали породы, не подвергшиеся метаморфизму. В эвгеосинклинальных

зонах условия метаморфизма колебались от зеленосланцевой фации до амфиболитовой фации, которая часто сопровождалась гранитообразованием.

Таким образом, интенсивность метаморфических процессов вблизи поверхности со временем уменьшалась, но все более отчетливо проявлялась их зональность. Метаморфизм каждого последующего цикла проявлялся и в более древних образованиях, но он, как правило, носил регрессивный характер.

10.5. ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И РЕЖИМОВ

Характер тектонических структур во многом обусловлен пластичностью и мощностью литосферы, а также эндогенными процессами. С нарастанием хрупкости и мощности литосферы возрастало разнообразие структурных форм и роль разрывных дислокаций.

В катархее в условиях однообразной маломощной горячей литосферы господствовали пластические деформации с образованием относительно малых превышений рельефа. Повсеместно формировались огромные гнейсовые овалы.

В архее из-за неравномерного охлаждения, обусловленных начавшихся проявлений плюмтектонических процессов уже существовала дифференциация литосферы по своим свойствам. На более охлажденных участках интенсивно проявлялась разрывная тектоника, с которой связано формирование зеленокаменных поясов. В их пределах получила развитие линейная складчатость, осложненная в краевых и нижних частях гранитогнейсовыми куполами. На разделявших зеленокаменные пояса участках, сложенных породами катархея, возникли «стада» гранитогнейсовых куполов, обусловленные диапиризмом гранитоидной магмы.

В карелии масштабы вертикальных перемещений еще более возросли. К этому времени появились относительно устойчивые блоки, сложенные породами катархея и архея, на которых формировались прогибы субплатформенного типа. Они заполнялись мощными толщами преимущественно терригенно-глинистых отложений, которые, в отличие настоящих платформенных образований, были зонально метаморфизованы вплоть до амфиболитовой фации и в значительной степени дислоцированы.

Более широкое распространение получили разрывные деформации. В этот период окончательно сформировалась так называемая регматическая сетка разломов Земли.

Между относительно устойчивыми блоками существовали подвижные пояса протогеосинклинального типа. Они имели протомиогеосинклинальный характер и формировались на коре континентального типа. В них преобладала линейная складчатость, кое-где осложненная гранитогнейсовыми куполами.

Во второй половине карелия впервые возникли относительно узкие глубоководные приразломные прогибы – прообразы будущих эвгеосинклиналей. Кое-где в их пределах возникли офиолиты, свидетельствующие о формировании новой коры океанического типа. В дальнейшем образования этих прогибов превратились в складчатые зоны с преобладанием линейной складчатости, осложненной гранитогнейсовыми куполами.

В условиях протоорогенного режима формировались поднятия, представляющие на поверхности относительно невысокие горные сооружения. К ним были приурочены пока еще неглубокие предгорные и межгорные прогибы. Они заполнялись образованиями, сходными с молассовой формацией.

К концу карелия подвижные зоны превратились в складчатые образования и спаяли относительно устойчивые блоки пород катархея и архея. Это привело к образованию первых настоящих платформ, которые на границе с рифеем испытали длительное поднятие.

В рифее литосфера уже была разделена на участки платформенного и геосинклинального развития. Платформы были в основном подняты. На фоне общего поднятия в краевых частях платформ формировались перикратонные прогибы, заполняемые мелководными терригенно-глинисто-карбонатными ритмичными отложениями. Ритмичность была обусловлена медленными колебательными движениями. В центральных частях платформ формировались авлакогены – грабены, заполняемые вулканогенно-осадочными отложениями. В конце рифея авлакогены постепенно перерастали в синеклизы. В венде на первых платформах установился настоящий платформенный режим с медленными вертикальными колебательными движениями. В течение венда платформы испытывали преобладающее опускание, в связи с чем начал формироваться настоящий платформенный чехол.

Подвижные области были четко разделены на миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны. Миогеосинклинальные условия характеризовались мелководными (шельфовыми) бассейнами, где накапливались ритмичные флишеидные толщи. Эвгеосинклинальные структуры представляли собой глубоководные прогибы с корой океанического типа, где интенсивно проявлялся мантийный магматизм. Развитие их происходило циклично. В начале циклов преобладали отрицательные движения с образованием прогибов. Затем следовала инверсия прогибов. Миогеосинклинальные прогибы распадались на отдельные впадины. В эвгеосинклинальных зонах формировались поднятия с образованием вулканических дуг. По их периферии накапливались отложения флишевой формации. В периоды диастрофизма породы подвижных поясов подвергались складчато-надвиговым дислокациям, метаморфизму и орогенезу. Эти процессы более интенсивно проявлялись в эвгеосинклинальных зонах, чем в миогеосинклиналях. В результате геосинклинальные структуры превращались в складчатые сооружения. К концу рифея интенсивность тектонических движений заметно уменьшилась. В подвижных областях прекратились ак-

тивные тектонические движения. Они либо присоединились к древним платформам, либо на их месте возникли структуры платформенного типа, которые в фанерозое выступали в качестве срединных массивов.

В венде продолжалось дальнейшее ослабление тектонических движений. С одной стороны, происходило замыкание подвижных областей и превращение их в горные сооружения с межгорными и предгорными прогибами, заполняемыми продуктами разрушения горных сооружений и вулканитами преимущественно корового генезиса. На других участках происходило заложение новых геосинклинальных областей, которое начиналось возникновением грабенов с вулканитами основного состава повышенной щелочности.

10.6. ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Есть две группы гипотез происхождения жизни на Земле. Одни ученые склонны считать, что жизнь зародилась на Земле в результате ее саморазвития, другие, предполагают, что первые жизненные формы были занесены на Землю из космоса. В последнем случае остается та же проблема перехода из неживого вещества в живые формы. Эта проблема до сих пор остается нерешенной. Предполагается, что жизнь на Земле (или где-то на других небесных телах) могла зародиться только в водной среде. Следовательно, для возникновения живых существ температура поверхности Земли должна была опуститься как минимум ниже критической точки воды. Предполагается, что вначале возникли вещества, состоящие из РНК, способные к самовоспроизводству. Затем их сменили ДНК-организмы. Вначале, вероятно, возникли существа типа вирусов и бактерий (прокариотов). Но есть и другие точки зрения.

В конце катархея, возможно, уже существовали водоросли (цианобиоты). В дальнейшем постепенно нарастало разнообразие организмов и их количество, появлялись все более сложные формы живых существ, ускорялась их эволюция. Явные следы существования органических существ устанавливаются с архея. В породах этого возраста найдены прокариоты или следы их жизнедеятельности в форме фитоцитов. В карелии весьма резко увеличилось количество водорослей и их разнообразие, что привело к изменению геохимического фона образования осадков. Со временем нарастала роль биоса в формировании пород. С середины карелия устанавливается присутствие эукариот типа грибов и губок. Имели место также простейшие формы биоса пока еще не установленных таксонов.

Начиная с рифея появились толщи карбонатных образований, генезис которых был обусловлен существованием организмов. Они представлены строматолитами и микрофитоцитами. В рифее уже появились настоящие органические остатки, которые относятся к микрофоссилиям. Это различные водоросли, грибы, акритархи и др. Со временем нарастало их разнообразие.

Венд характеризуется бурным развитием органического мира. В это время появилось большое количество организмов, не установленных в более древних отложениях. Особенно характерны отпечатки бесскелетных форм животных, составляющих так называемую эдиокарскую фауну. Она возникла в середине венда и относительно быстро деградировала. В этот период возникло большое разнообразие жизненных форм, многие из которых представляют тупиковые ветви развития и не находят места в современной систематике органического мира. В их составе преобладали кишечнополостные формы и мезузоиды.

В вендских отложениях находят отпечатки аннемид, червей, членистоногих, иглокожих, лишайников, грибов. Для венда характерен комплекс своеобразных водорослей, в том числе бурых. В конце венда появились первые известкывыделяющие водоросли и первые скелетные формы животных. Эти образования уже являются руководящими для определения возраста вмещающих их пород.

Контрольные вопросы

1. Гипотезы образования планеты Земля.
2. Эволюция температурного режима поверхности Земли в докембрии.
3. Эволюция состава атмосферы в докембрии.
4. Эволюция гидросферы в докембрии.
5. Эволюция внутреннего строения Земли в докембрии.
6. Эволюция осадконакопления в докембрии.
7. Эволюция осадочных руд железа в докембрии.
8. Эволюция магматизма в докембрии.
9. Эволюция метаморфизма в докембрии.
10. Эволюция тектонических структур и режимов в докембрии.
11. Эволюция биосферы в докембрии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди планет Солнечной системы Земля выделяется рядом особенностей строения. В отличие от других планет она обладает корой с гранитным слоем, наличием мощного жидкого внешнего ядра, создающего сильное магнитное поле, мощной гидросферой, атмосферой, обогащенной кислородом, наконец, биосферой с большим разнообразием высокоорганизованных организмов вплоть до появления человека. Ее особенности обусловлены оптимальным расположением в Солнечной системе и, по видимому, объемом вещества в протопланетном облаке и ходом его эволюции. Эти факторы обусловили массу, химический состав Земли, интенсивность светимости Солнца, отличающие ее от других планет.

Земля испытывает несколько видов движения, которые оказывают существенное влияние на процессы в ее пределах. Она вращается вокруг собственной оси, что определяет смену времен суток. Скорость вращения со временем уменьшается из-за лунного притяжения. Благодаря воздействию вращения Земля имеет сплюснутую с полюсов форму.

Установлено, что скорость вращения Земли изменяется с разной периодичностью. Сейчас инструментально подтверждено, что ось вращения Земли испытывает суточные, сезонные, декадные изменения. М. Миланкович определил более продолжительные циклы: 20, 40, 100 тысяч лет. Имеют место и более длительные циклы. В результате ось вращения испытывает сложное движение.

Однозначно установлено, что фигура Земли испытывает изменения. Она становится то более, то менее шарообразной. Причина этого явления не ясна. Перестройка фигуры Земли порождает напряжения с которым связывают возникновение регматической сетки разломов.

В процессе вращения ось Земли испытывает колебания, в результате чего она поворачивается к Солнцу то южным, то северным полушарием, что определяет смену времен года.

Земля вместе с другими планетами вращается вокруг Солнца. При этом из-за эллиптической формы орбиты Земли расстояние до Солнца в перигелии на 2,5 млн км меньше, чем в афелии. Соответственно изменяется и его гравитационное воздействие.

В составе Солнечной системы Земля вращается вокруг центра Галактики. Полный оборот, который называется галактическим годом, составляет около 250 млн земных лет. Галактический год определяет на Земле тектоно-магматическую цикличность первого порядка.

В то же время Земля постоянно испытывала и испытывает гравитационное влияние других космических тел. Наибольшее влияние на земные процессы оказывает самое близкое к нам космическое тело – Луна. Под воздействием ее гравитационного поля в Земле возникают приливы и от-

ливы. Наиболее интенсивно они проявляются в водах океана, достигая максимально 18 м. Имеют место и деформации поверхности Земли. Амплитуда поднятий земной поверхности под воздействием Луны колеблется в пределах 8–15 см. На ранних этапах существования системы Земля–Луна расстояние между ними было значительно меньше. Следовательно, и влияние Луны было значительно интенсивнее. В результате гравитационного воздействия Луны происходит замедление вращения Земли и возрастает продолжительность суток.

Солнце также оказывает гравитационное воздействие на Землю, но из-за удаленности Солнца, не смотря на его массу, ее воздействие составляет только 0,34 влияния Луны. Совместное воздействие Луны и Солнца приводит к смещению внутреннего твердого ядра, которое как бы плавает во внешнем жидком ядре, до 100 м. Это приводит к изменению центра силы тяжести на 3 м, что сопровождается изменением оси вращения, перемещением полюсов, деформацией поверхности до 2 см/год и изменением силы тяжести до 13 мкгал [Хаин, Короновский, 2007]. Кроме того, солнечный ветер оказывает значительное влияние на магнитосферу Земли, что также приводит к определенным изменениям в пределах Земли.

Влияние других планет на Землю незначительно из-за их удаленности. В то же время существует мнение, что когда планеты выстраиваются с одной стороны Земли (так называемое великое противостояние), их влияние резко усиливается.

Значительное влияние оказывает на земные процессы метеоритная бомбардировка, главным образом, падение крупных объектов. Они обуславливали активизацию эндогенных процессов, изменения климата и резкие изменения в органическом мире. В ранние этапы существования Земли падение метеоритов, в том числе и достаточно крупных, происходило намного чаще, чем в последующем.

Возникнув, как и вся Солнечная система, из пылегазового облака, Земля в дальнейшем развивалась и развивается как самостоятельная система. Под воздействием главным образом сил гравитации сформировалась слоистая структура Земли. Дальнейшее ее развитие было обусловлено тектоникой плюмов, которые зарождались в ядре, поднимались вверх, перенося тепловую энергию и вещество. Достигая тектоносферы, плюмы формировали магматические образования и создавали все главные ее структурные элементы. Следует подчеркнуть, что магматические камеры возникали и эволюционировали в основном в условиях открытых систем с постоянным привносом легкоплавкого вещества и тепла плюмами и разбавлением субстрата до котектического для данных P–T условий состава.

Развитие Земли происходило циклично и направленно-необратимо. Воздействие космических объектов и различные виды движения Земли служили «спусковым крючком» для формирования и (или) перемещения плюмов вверх. Далее происходило их саморазвитие. Достигая тектоносферы, плюмы обуславливали проявление тектоно-магматических циклов.

Каждый цикл начинался с условий растяжения, что сопровождалось преобладающим развитием отрицательных структур. Эти структуры заполнялись осадочными и вулканогенными отложениями преимущественно основного состава. Широкое распространение получали разломы типа сбросов и раздвигов, часто в сочетании со сдвигами, которые служили подводящими каналами для извержения и внедрения магмы. Во второй половине циклов преобладали условия сжатия. Это сопровождалось формированием положительных структур, складчато-надвиговыми деформациями, метаморфизмом и магматизмом в вулканогенной и интрузивной форме преимущественно кислого состава. Каждый последующий цикл развивался уже в несколько отличной обстановке, возникшей в результате проявления предыдущего цикла, что определяло его специфику. Следует отметить, что циклы проявлялись не непрерывно, а пульсационно. То есть они состояли из циклов второго и более высоких порядков. Чередование эпох преимущественного растяжения и сжатия свидетельствует о пульсационном изменении объема Земли. Без признания этого факта невозможно объяснить глобальный характер проявления тектоно-магматических циклов.

В истории Земли выделяются следующие тектоно-магматические циклы первого порядка: катархийский, архейский, карельский, рифейский и фанерозойский. Из них 4 первых относятся к докембрию. От цикла к циклу происходило усложнение строения литосферы и, вероятно, более глубоких сфер Земли, возрастало разнообразие условий проявления геологических процессов, регионы все более различались по своему строению. Эволюция экзогенных и эндогенных факторов обуславливала эволюцию геологических образований в коре, их метаморфических изменений, тектонических режимов, структур и процессов рудообразования. При этом в отдельные периоды докембрия в результате существования специфических условий возникали геологические образования, тектонические структуры и месторождения полезных ископаемых, которые больше не повторялись в истории Земли.

Анализ хода эволюции Земли позволяет прогнозировать ее дальнейшую судьбу. В материальном мире, «все течет и изменяется в пространстве и во времени». Однажды возникнув, Земля также постепенно изменялась и далее в современном виде не будет существовать вечно. Постепенная дегазация и сокращение внутреннего ядра Земли будет сопровождаться сокращением ее массы и, соответственно, уменьшением силы тяготения. Это приведет к потере большей части атмосферы. Будет происходить постепенное охлаждение Земли, что приведет к застыванию внешнего ядра и уменьшению интенсивности магнитного поля. В результате солнечный ветер и ультрафиолетовые лучи будут беспрепятственно достигать ее поверхности, уничтожая на суше все живое. Жизненные формы еще какое-то время будут существовать в водах океана, пока охлаждение не превратит их в лед. Тектоническая активность будет постепенно затухать. В конечном счете Земля станет похожей на Марс. Дальнейшая ее судьба будет обусловлена судьбой всей Солнечной системы.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Основная

Белоусов В. В. Основы геотектоники / В. В. Белоусов. – М. : Недра, 1989. – 382 с.

Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет / В. Н. Жарков. – М. : Наука, 1983. – 416 с.

Лобковский Л. И. Современные проблемы тектоники и геодинамики / Л. И. Лобковский, А. М. Никишин, В. Е. Хаин. – М. : Научный мир, 2004. – 612 с.

Монин А. С. Ранняя геологическая история Земли / А. С. Монин. – М. : Недра, 1987. – 261 с.

Резанов И. А. О происхождении и ранней эволюции Земли по данным геологии // Тихоокеанская геология. – 1995. – Т. 14, № 2. – С. 139–144.

Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии / Л. И. Салоп. – Л. : Недра, 1982. – 343 с.

Хаин В. Е. Планета Земля. От ядра до ионосферы : учеб. пособие / В. Е. Хаин, Н. В. Короновский. – М. : КДУ, 2007. – 244 с.

Дополнительная

Андриенко Д. А. Физические характеристики комет 1976–1980 гг. / Д. А. Андриенко, А. В. Карпенко. – М. : Наука, 1987. – 152 с.

Артюшков Е. В. Геодинамика / Е. В. Артюшков. – М. : Наука, 1979. – 327 с.

Витязев А. В. Астероидно-сейсмическая опасность в третьем тысячелетии / А. В. Витязев, Г. В. Печерникова // Проблемы геофизики XXI века. Кн. 1. – М. : Наука, 2003. – С. 221–246.

Власов Г. М. Геотектоническая теория и магматогенно-рудные системы / Г. М. Власов, Л. Ф. Мишин. – М. : Наука, 1992. – 230 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. – Л. : Недра, 1984.

Геофизика океана. Геодинамика / отв. ред. О. Г. Сорохтин. – М. : Наука, 1979. – 416 с.

Добрецов Н. Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. РАН. – 1997. – Т. 357, № 6. – С. 797–800.

Добрецов Н. Л. Глубинная геодинамика / Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин, А. А. Кирдяшкин. – 2-е изд., доп. и перераб. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. – 409 с.

Додд Р. Т. Метеориты. Происхождение и геохимия / Р. Т. Додд. – М. : Мир, 1986. – 384 с.

Золотарев Б. П. Петролого-геохимические аспекты формирования базальтового ложа океана / Б. П. Золотарев, Ю. М. Пущаровский // Магматизм и тектоника океана. – М. : Наука, 1990. – С. 28–43.

Зоненшайн Л. П. Тектоника литосферных плит СССР. Кн. 1 / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов. – М. : Недра, 1990. – 328 с.

Климишин И. А. Элементарная астрономия / И. А. Климишин. – М. : Наука, 1991. – 464 с.

Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли / В. Н. Ларин. – М. : Недра, 1980. – 216 с.

Левин Б. Ю. Тунгусский метеорит не уникален, а один из многих / Б. Ю. Левин, В. А. Бронштэн // Наука в СССР. – 1985. – № 5. – С. 16–20.

Летников Ф. А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43, № 4. – С. 291–307.

Летников Ф. А. Флюидный режим гранитообразования / Ф. А. Летников, А. Н. Леонтьев, Т. П. Гантимурова. – Новосибирск : Наука, 1981. – 185 с.

Магматические горные породы. Т. 6: Эволюция магматизма в истории Земли. – М. : Наука, 1987. – 440 с.

Маракушев А. А. Петрогенезис / А. А. Маракушев. – М. : Недра, 1988. – 293 с.

Марочкин Л. С. Экспедиция к комете Галлея: по результатам программы «Вега» // Новое в жизни, науке, технике. Сер. Космонавтика, астрономия. – 1987. – № 9. – 64 с.

Мартынов Д. Я. Курс общей астрофизики / Д. Я. Мартынов. – М. : Наука, 1988. – 640 с.

Новиков И. Д. Эволюция Вселенной / И. Д. Новиков. – М. : Наука, 1990. – 192 с.

Орленок В. В. История океанизации Земли / В. В. Орленок. – Калининград : Янтарный сказ, 1998. – 248 с.

Рудник В. А. Ранняя история Земли / В. А. Рудник, Э. В. Собонович. – М. : Недра, 1984. – 319 с.

Сорохтин О. Г. Жизнь Земли / О. Г. Сорохтин ; Ин-т компьютерных исследований. – М. ; Ижевск : Регулярная и хаотическая динамика, 2007. – 452 с.

Сафронов В. С. Проблемы образования планет // Происхождение Солнечной системы: кинематические и термодинамические аспекты. – М. : Наука, 1993. – С. 5–23.

Сонюшкин В. Е. Корреляция морфологии ядра Земли и планетарных геологических структур / В. Е. Сонюшкин, А. Е. Федоров, А. И. Полетаев // Докл. РАН. – 1993. – Т. 332, № 4. – С. 474–481.

Трубицын В. П. Конвекция под континентами и океанами / В. П. Трубицын, А. С. Фрадков // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1985. – № 7. – С. 3–13.

Физика Земли: новый взгляд на некоторые проблемы / В. В. Кузнецов [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1989. – 128 с.

Флюидный режим метаморфизма / Ф. А. Летников [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1980. – 193 с.

Флюидный режим формирования мантийных пород / Ф. А. Летников [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1980. – 143 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии / Г. Фор. – М. : Мир, 1989. – 590 с.

Шаповалов С. Я. Химический состав ядра Земли и некоторые вопросы геофизики // Геохимия и рудообразование. – Киев : Наукова думка, 1991. – С. 14–19.

Шукулюков Ю. А. Изотопная неоднородность Солнечной системы: причины и следствия // Геохимия. – 1988. – № 2. – С. 200–211.

Шукулюков Ю. А. Звездная пыль в руках // Соросовский образовательный журнал. – 1996. – № 7. – С. 74–80.

Учебное издание

Булдыгеров Владимир Васильевич

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ: ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

ISBN 978-5-9624-0283-3

Редактор *М. А. Айзиман*

Верстка: *И. В. Карташова-Никитина*

Дизайн обложки *М. Г. Яскин*

Темплан 2008 г. Поз. 52.

Подписано в печать 30.06.2008. Формат 60х84 1/8.
Печать трафаретная. Усл. печ. л. 23. Уч.-изд. л. 11,4.
Тираж 100 экз. Зак. 82.

Издательство Иркутского государственного университета
664003, Иркутск, бульвар Гагарина, 36