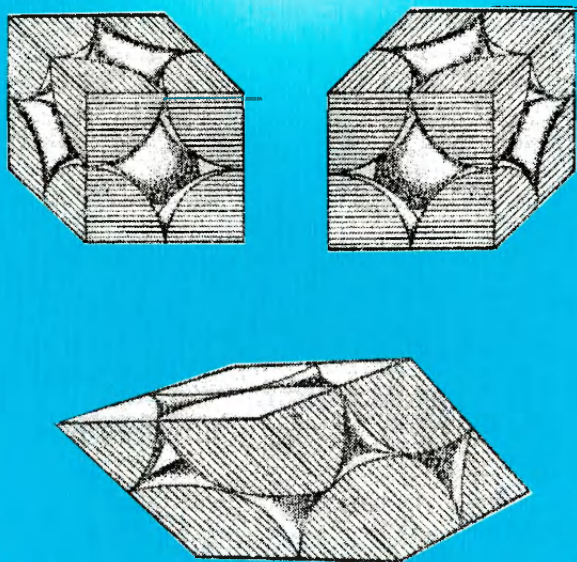


Ю.М. Малиновский

# НЕФТЕГАЗОВАЯ ЛИТОЛОГИЯ



Москва

Российский университет дружбы народов

2009

Ю.М. МАЛИНОВСКИЙ

---

---

# НЕФТЕГАЗОВАЯ ЛИТОЛОГИЯ

---

---

*Учебное пособие*



Москва  
Издательство Российского университета дружбы народов  
2009

ББК 26.304.4  
М 19

Утверждено  
РИС Ученого совета  
Российского университета  
дружбы народов

Рецензент –

доктор геолого-минералогических наук, профессор  
кафедры месторождений полезных ископаемых и их разведки  
РГУНГ им. Губкина П.В. Флоренский

**Малиновский Ю.М.**

**М 19** Нефтегазовая литология: Учеб. пособие. – М.: Изд-во РУДН,  
2009. – 217 с.: ил.

ISBN 978-5-209-03127-7

Пособие составлено на основе лекций, прочитанных бакалаврам и магистрам инженерного факультета РУДН в рамках курса нефтегазовой литологии, студентам и преподавателям кафедры литологии РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, а также практической работы в качестве литолога-нефтяника на Кубе и в Афганистане.

Пособие восполняет пробел по системному освещению роли биосферы как системы, производящей осадочные толщи и осадочные полезные ископаемые, существующий в учебниках и учебных пособиях по литологии и нефтегазовой литологии. Оно ни в коем случае не заменяет такие учебники, как «Литология нефтегазоносных толщ» Ю.К. Бурлина и других (1991) и «Литология» Б.К. Прошлякова и В.Г. Кузнецова (1991) или др. Кроме биосферных основ литологии (часть I) учебное пособие включает необходимые сведения о литологии природных резервуаров нефти и газа (часть II).

Знания о системе, в которой мы живем, необходимы не только геологу, но и любому культурному человеку. Геологам они особенно полезны, так как позволяют глубже понять закономерность строения осадочных толщ и нефтегазоносных комплексов, позволяя мыслить глобально, а действовать локально. В современных условиях последнее качество специалиста стало особенно ценным.

Для студентов-геологов старших курсов и магистров, а также преподавателей с целью расширить кругозор системного подхода к изучению осадочных процессов.

Автор благодарен своим великим учителям Л.В. Пустовалову, Н.М. Страхову, Н.Б. Вассоевичу и А.И. Перельману, которые так много сделали для развития отечественной литологии и геохимии.

ISBN 978-5-209-03127-7

ББК 26.304.4

© Ю.М. Малиновский, 2009

© Издательство Российского университета дружбы народов, 2009

# **50-летию**

## **Российского университета**

### **дружбы народов**

### **посвящается**

### ***Дорогие друзья!***

*Вашему вниманию предлагаются лучшие книги, изданные в серии «Библиотека классического университета», посвященной 50-летию со дня образования Российского университета дружбы народов. В этой серии опубликовано более 100 монографий, учебников и учебных пособий, рекомендованных к изданию Ученым советом университета.*

*За прошедшие 50 лет в университете подготовлено более 60 тыс. специалистов, в том числе более 5 тыс. кандидатов и докторов наук, которые успешно работают более чем в 170 странах мира. В 1975 г. университет был награжден орденом Дружбы народов за заслуги в деле подготовки специалистов для стран Азии, Африки и Латинской Америки, Ближнего и Среднего Востока, а в 2002 г. одна из малых планет Солнечной системы названа в честь университета – РУДруНа.*

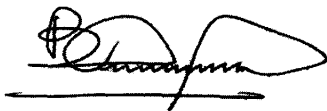
*В настоящее время в университете и его филиалах обучается около 30 тыс. студентов, аспирантов, ординаторов, интернов и стажеров из 135 стран мира, представители около 450 народов и национальностей. Успешность выпускников РУДН в карьере и в бизнесе подтверждает качество нашего образования, которое обеспечивается, в частности, высоким уровнем учебников и учебных пособий, написанных выдающимися учеными и педагогами университета.*

*В последние годы в университете активно развиваются совместные международные магистерские программы и програм-*

*мы двойного научного руководства аспирантами с участием ведущих западноевропейских университетов и университетов стран Азии. И, безусловно, высокое качество подготовки специалистов на уровне требований ведущих университетов мира обеспечивается в университете посредством издания не только учебников и учебных пособий, но и монографий, в которых отражены результаты фундаментальных исследований наших ученых. Российский университет дружбы народов по праву гордится своим профессорско-преподавательским составом, его вкладом в развитие отечественной науки и образования.*

*Издание серии «Библиотека классического университета» стало возможным благодаря помощи издательства РУДН и ряда других издательств, которые приняли участие в публикации книг этой серии. Мы высоко ценим их помощь и рассматриваем ее как вклад в развитие лучших традиций отечественного образования и науки, которым Российский университет дружбы народов следует на протяжении 50 лет своего существования.*

*Ректор РУДН  
академик*



**В.М. Филиппов**

## **БИОСФЕРНЫЕ ОСНОВЫ ЛИТОЛОГИИ**

### **В в е д е н и е**

В связи с тем, что биосфера здесь рассматривается как динамическая, открытая, самоорганизующаяся (синергетическая) система, необходимо дать хотя бы самые общие понятия о системах и их свойствах. Тем более что такие знания имеют более универсальное применение.

### **Главное о системах**

Система по Винеру – часть пространства, взятая нами для исследования. Поэтому любой процесс или объект могут рассматриваться как система. Системы бывают статические и динамические, открытые и закрытые, линейные и нелинейные и самые разные, но перечисленные признаки служат ведущими для их определения. Причем один и тот же объект может быть нами организован в зависимости от целей исследования по-разному. Например, геологическое пространство нефтяного месторождения или бассейна, когда исследуется его структура, рассматривается как статическая закрытая система, а когда мы изучаем историю формирования бассейна – как открытая динамическая. Если при этом мы не принимаем во внимание автоколебательные

процессы в системе, то мы ее рассматриваем как линейную, и если их учитываем – то, как нелинейную, открытую динамическую систему. Все системы состоят из взаимосвязанных элементов. Выделение элементов системы и их количество зависит от целей исследования и в значительной степени влияет на его результаты.

### **Важнейшие законы функционирования самоорганизующихся систем**

Парадокс иерархии систем, отражающий философскую категорию неполноты познания Мира, требует для решения любой системы решение системы более высокого уровня, в которую она входит. Поэтому при исследовании любой системы необходимо применение теории, рабочей гипотезы или просто веры. Наиболее общие решения систем самого высокого уровня организации отражены в законах их функционирования:

**1. Каждая система находится в процессе системной реализации, проходя три основные фазы: развития, стационарности и распада.** Фаза развития при нарастании скоростей процессов в системе заканчивается режимом с обострением, из которого система выходит через хаос в фазу стационарности или, минуя ее, оказывается в фазе распада. Возможен и третий путь выхода из хаоса, когда элементы системы образуют новую целостность, т. е. новую систему, находящуюся в фазе развития. При переходе в фазу стационарности режим с обострением может быть разной силы и не обязательно наступает во всех системах.

Земля как планета находилась в фазе развития согласно последнему определению времени взрыва сверхновой звезды (В.П. Макаров, 2003) с 5,937 примерно до 4 млрд. лет. Около 4 млрд. лет назад она в режиме с обострением,

по всей видимости, сбросила часть своей массы и перешла в фазу стационарности, в которой и пребывает. Фаэтон же постигла другая участь: он развалился в режиме с обострением. А планеты-гиганты, такие как Юпитер и Сатурн, вошли в фазу стационарности почти без режима с обострением.

В процессе функционирования системы в фазе стационарности в ней накапливаются дефекты, которые обусловлены тем, что один или несколько элементов при общем стационарном состоянии системы продолжают находиться в фазе развития. В результате в системе противоречия достигают порога устойчивости, и система оказывается в зоне неопределенности, после которой наступает фаза распада или переход в другую систему, вступающую в фазу развития.

В качестве примера рассмотрим системную реализацию нефтегазоносного комплекса (НГК). В фазе развития НГК пребывал с момента накопления слагающего его вещества до тех пор, пока осадки не стали горными породами. В фазу стационарности глинистые породы вступают позже карбонатных и обломочных пород. Поэтому в течение весьма длительной фазы стационарности НГК накапливаются противоречия между компетентными проницаемыми породами и почти непроницаемыми глинистыми. По мере погружения НГК эти противоречия усиливаются, так как разница между давлением в глинистых породах, которое близко к геостатическому, начинает значительно превышать давление в проницаемых породах, которое близко к гидростатическому. И когда эта разница на каком-то участке мощной глинистой нефтематеринской пачки превысит крепость горных пород, система окажется в зоне неопределенности, из которой выйдет в результате прорыва флюидов в проницаемые породы или на поверхность с образованием грязевых вулканов. Это главная фаза нефтеобразования, которая служит началом (фазой развития) процесса формирования залежей.



НГК превращается из системы генерирующей нефть в систему формирующую залежи.

**2. В каждой системе свое время, определяемое порядком событий.** Нет событий – нет времени.

**3. Каждая система стремится попасть в режим самоциркуляции.** В такой режим, мало зависимый от среды, могут попасть не все системы, а только высокоорганизованные. Для некоторых систем, хотя бы для части используемых ими ресурсов, режим самоциркуляции является обязательным. А.Н. Малюта (1990) назвал такие системы гиперкомплексными динамическими системами. К ним относятся и биосфера.

Важнейшие биогенные элементы – азот и углерод циркулируют в биосфере почти без потерь. Стремление к независимости сдерживается другим системным законом – законом «минимизации».

**4. Каждая система развивается по пути минимальной деятельности.** Поэтому в системе всегда борются два противоречивых начала: быть независимой и минимально деятельной. Когда побеждает последнее, система становится полностью зависимой от «хозяина», т. е. от включающей ее системы, и ведет паразитическое существование. В других случаях, когда такой возможности нет, система вынуждена согласовывать свою системную реализацию с системой ее включающей, так как это энергетически выгоднее. Системы, которые подобно биосфере целиком зависят от источника энергии, но не наносят ему вреда, называются сопряженными.

В связи с тем, что все земные системы вложены в систему нашей планеты, а она – в солнечную и через нее – в Галактику, космический ритм биосферных и геологических процессов является отражением системного закона «минимизации».

**5. Каждая система стремится обладать гомеостазом.** Гомеостаз (от греч. *homoiós* – подобный и *stasis* – непод-

вижность) – это динамическое поддержание постоянства внутренней среды, когда основные параметры системы находятся вблизи оптимального уровня. Например, температура тела здорового человека колеблется вблизи 36,6 °С. Необратимая потеря гомеостаза системой приводит к ее разрушению. Чтобы поддерживать гомеостаз, динамическая система вынуждена совершать колебания своих параметров вблизи уровня, заданного гомеостазом. Другого пути для нее нет.

Для поддержания гомеостаза нам необходимо, чтобы билось сердце, и делать вдох и выдох. Вместе с тем уровни колебания параметров системы, заданных гомеостазом, не являются абсолютно жесткими и могут быть выше или ниже «генеральной» линии. Например, артериальное давление человека. Так как гомеостаз является необходимым условием существования системы, ему подчинены все ведущие процессы, которые в ней происходят.

Движущей силой эволюции служит стремление системы к гомеостазу, и все изменения в системе направлены на то, чтобы сохранить стабильность. Иными словами, система новизны не терпит и без новизны жить не может, или **все меняется, чтобы не измениться**. Таким образом, **эволюция системы обязана автоколебательному механизму поддержания ее гомеостаза**. Ибо без изменений выйти на «круги своя» не возможно. С каждым биением сердца мы меняемся.

Здесь приведены наиболее важные, но далеко не все системные законы, которые математически обоснованы в книгах А.Н. Малюты: Гиперкомплексные динамические системы. – Львов: Высшая школа, 1989; Закономерности системного развития. – Киев: Наукова думка, 1991. Они не легки для чтения, но весьма полезны для успешного решения многих проблем (в том числе и житейских) в современном мире.

## Глава 1

### БИОСФЕРА КАК СИСТЕМА, ПРОДУЦИРУЮЩАЯ ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ

В предлагаемой работе главное внимание уделено не столько вопросам эволюции живого вещества биосферы и роли живых организмов в образовании биогенных полезных ископаемых (торфа, каменных углей и др.) и горных пород (диатомитов, мела и др.), сколько результатам глобальной средообразующей роли живого вещества, которое определяет геохимические свойства всей среды, где происходит формирование осадочных горных пород и полезных ископаемых. Средообразующая роль организмов в значительной мере заключается и в создании термодинамических условий – климата, его зональности, океанических и воздушных течений. В широком понимании **климат является термодинамической характеристикой биосферы.**

Появлению данной работы немало способствовали известные труды В.И. Вернадского, А.П. Карпинского, Б.Л. Личкова, А.П. Виноградова, Л.В. Пустовалова, Я.В. Самойлова, А.И. Перельмана. Их идеи и понятия о биосфере, волнах жизни, взаимодействии оболочек Земли, биогеохимическом круговороте веществ, периодичности геологических процессов нашли здесь свое отражение.

#### 1.1. Биосфера

Прежде чем начать рассматривать биосферу как систему, продуцирующую нефтегазоносные и рудосодержащие толщи, необходимо, хотя бы кратко, остановиться на том, что она собой представляет, какие имеет размеры, из чего состоит и как организована.

Академик В.И. Вернадский в свое время говорил о сложностях восприятия и изучения сферы жизни: «Биосфера не может быть понята в явлениях, на ней происходящих, если будет упущена эта ее резко выступающая связь со строением всего космического механизма. И эту связь мы можем установить в бесчисленных нам известных других фактах ее истории».

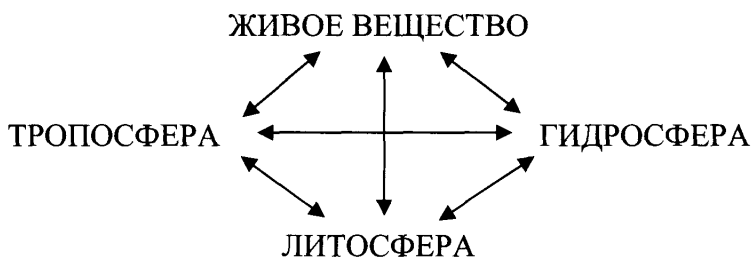
До настоящего времени еще существует как у нас, так и за рубежом разное понимание термина «биосфера». Довольно часто, особенно в географической литературе, под биосферой подразумевается совокупность живых организмов, т. е. только живое вещество в понимании В.И. Вернадского. Вместе с тем такое толкование термина имеет свои исторические корни. Его автор – известный австрийский геолог Эдуард Зюсс, предложив в 1875 г. новый термин с таким блестящим будущим, не дал ему никакого определения. Это послужило поводом для того, чтобы понятие «биосфера» стало использоваться в геологической и географической литературе с разной смысловой нагрузкой.

После работ В.И. Вернадского понятие о биосфере стало входить в науку как понятие о земной Природе, в котором совокупность живых организмов (живое вещество) есть лишь часть более сложного целого. Это целое – биосфера. В ней все взаимосвязано. По образному выражению Н.Б. Вассовича, «Биосфера – это и обитатели, и дом, и все, что в нем». В современном понимании она представляет собой глобальную открытую динамическую нелинейную систему со свойством саморегуляции (гомеостаза) или (по А.Н. Малуते) гиперкомплексную динамическую систему. Ее считают кибернетической централизованной системой, в которой живое вещество играет роль ведущего центра в функционировании системы в целом.

Согласно учению В.И. Вернадского о биосфере, ее пределы ограничены, прежде всего, полем существования жизни, в котором условия позволяют организму давать потомство и увеличивать свою массу, в отличие от поля устойчи-

вости жизни, в условиях которого организм имеет возможность только выжить. Поле существования жизни постепенно вверх и вниз переходит в поле устойчивости жизни с еще более неопределенными границами. Сейчас допускается, что на континентах нижний предел биосферы достигает 2–3 км от поверхности, а под океанами – 0,5–1 км от их дна. Естественной верхней границей биосферы, по В.И. Вернадскому, служит озоновый экран на высоте 23–25 км.

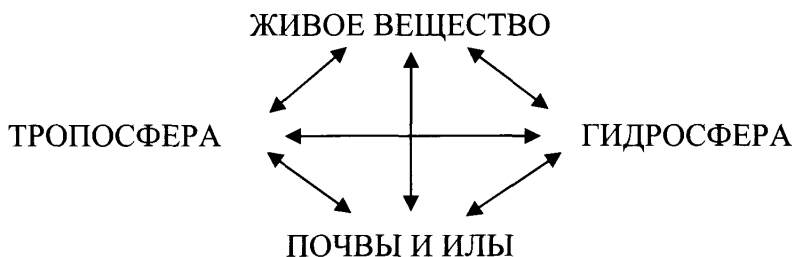
Биосфера, как и всякая открытая система, имеет свои «вход» и «выход». На ее входе – потоки информации, солнечной энергии и вещества из земных глубин и космоса, на выходе – вещество, энергия и информация, поступающие в земные глубины и космос. Главные потоки вещества связывают биосферу с литосферой. За счет движений земной коры поднимаются горы, образуются прогибы, действуют вулканы. Благодаря этому в биосферу, кроме вещества горных пород, поступают газы и жидкости. Поступившее вещество вовлекается в глобальный круговорот, который, согласно учению о биосфере, происходит по следующей схеме:



Круговорот этот сложный, так как часть вещества, попадающая в бассейны осадконакопления, вновь поступает на хранение в литосферу на десятки и сотни миллионов лет.

Продолжительность пребывания вещества в биосфере зависит от многих причин. Крупные обломки горных пород имеют наименее длительный срок пребывания. Он определяется скоростью их доставки и расстоянием от места обра-

зования до места захоронения. Наиболее длительно удерживаются в активном круговороте



биогенные элементы Н, N, С, О, Р. Чемпионом среди них является азот, который почти не покидает биосферы.

Живое вещество, почвы, гидросфера и тропосфера – главные элементы (подсистемы) биосферы. Остановимся на их краткой характеристике.

**Живое вещество**, по определению В.И. Вернадского, – это совокупность всех организмов, населяющих Землю.

Величины биомассы и продукции организмов суши и океана служат важнейшими характеристиками биосферы и исходными параметрами для геохимических расчетов потоков почти всех веществ в биотических и глобальных геохимических круговоротах. Определение биомассы и продукции Земли представляет собой весьма непростую научную проблему. До сих пор еще нет комплекса согласованных процедур, позволяющих проводить подсчеты биомассы и продукции с точностью 20–30%. Особые трудности представляет определение количества биомассы и продукции органического вещества там, где оно находится в быстром биотическом круговороте и практически из него не выходит.

По оценкам Е.А. Романкевича (1988), биомасса Земли составляет около 4 трлн. т сырой массы, а ежегодная продукция 800 млрд. т сырой массы. В то же время растения суши составляют 3936 млрд. т. Они же на 90% состоят из

древесины, которая, строго говоря, является не живым, а биогенным веществом наподобие построек коралловых рифов или торфов на торфяных болотах. Поэтому живая масса Земли, если не включать в нее древесину, составит порядка 450 млрд. т сырой массы. Продукция суши и океана примерно одинакова – по 400 млрд. т в год, несмотря на то, что биомасса океана всего порядка 33 млрд. т сырой массы. По данным М.Е. и Г.М. Виноградовых (2000), глобальная величина первичной продукции составляет 100 млрд. т в год органического углерода (670 млрд. т/год сырой массы), которая тоже поровну распределена между сушей и океаном. Высокая биопродуктивность экосистем Мирового океана обеспечивается быстрым биотическим круговоротом веществ, так как вся масса живого вещества там обновляется примерно за 30 дней, а фитомасса – каждый день.

«Ничтожные» размеры массы живых организмов по сравнению с массой других оболочек Земли: тропосферы ( $4 \times 10^{15}$  т), земной коры ( $4,7 \times 10^{19}$  т) и массы Земли ( $5,98 \times 10^{21}$  т) длительное время мешали геологам понять исключительную роль жизни в геологических процессах. Так, даже крупнейший ученый-геохимик, современник В.И. Вернадского, Виктор Мориц Гольдшмидт (1888–1947) – один из основателей современной геохимии – отрицал ведущее значение живого вещества в геохимических процессах. Однако в последние годы жизни и он все же пришел к пониманию важнейшей роли организмов в геохимических процессах. Однако уже тогда академик Борис Борисович Полюнов (1877–1952) отмечал, что количество живого вещества, соответствующее данному моменту, не может дать представления о том грандиозном количестве его, которое проводило свою работу в течение всего времени существования организмов. Так сколько его было?

Естественно, точно определить количество живого вещества, которое было на Земле за время существования биосферы (около 4 млрд. лет), мы никогда не сможем. Од-

нако порядок цифр, характеризующих массу живых организмов населявших нашу планету, получить можно, зная их продуктивность –  $0,8 \times 10^{12}$  т в год. Если считать вслед за В.И. Вернадским, что количество живого вещества на Земле было постоянным или колебалось в незначительных пределах, то масса живых организмов, населявших планету в течение четырех миллиардов лет, составит  $3,2 \times 10^{21}$  т. Количество действительно грандиозное, сравнимое с массой нашей планеты!

Если учесть прижизненный обмен веществ организмов с окружающей средой, то мы придем к выводу, что все химические элементы земной коры были многократно использованы жизнью, а вся вода гидросферы сотни тысяч раз входила в состав живого вещества. Ведь его масса была в десять тысяч раз больше всей массы гидросферы ( $1,46 \times 10^{18}$  т). Можно ли теперь сомневаться в том, что живое вещество играет роль ведущего центра в функционировании биосферы – среды, в которой мы живем и происходит образование осадочных горных пород и полезных ископаемых.

Живое вещество довольно неравномерно распределено в биосфере. В вертикальном срезе его основная масса образует три пленки жизни, которые располагаются у границ разделов твердой, жидкой и газообразной фаз. Это верхние (200 м) слои вод морей и океанов, их дно и поверхность суши. В плане живое вещество создает отдельные сгущения жизни. На суше их распределение подчиняется климатической зональности, а в морях и океанах оно в большей степени связано с характером материковых окраин, течений и местоположения устьев рек, несущих питательные вещества. В морских и океанских акваториях можно выделить прибрежные, саргассовые, рифовые, апвеллинговые и абиссальные рифтовые сгущения жизни. Наивысшей биологической продуктивностью отличаются апвеллинговые сгущения, связанные с подтоком в зону фотосинтеза глубоких



вод, обогащенных фосфором, азотом и углекислотой. Самая мощная продуцирующая система Мирового океана находится у берегов Перу. Перуанский апвеллинг, занимающий всего 0,02% всей акватории Мирового океана, дает до 20% мирового улова рыбы.

На материках известны береговые, пойменные, озерные, тропические и субтропические лесные сгущения жизни. В пределах каждого климатического пояса их продуктивность и биомасса падают по мере уменьшения увлажненности от гумидных к аридным (пустынным) областям. Наивысшей продуктивностью и биомассой характеризуются пойменные сгущения жизни. Они при ничтожной площади (менее 1%) производят около 10% живого вещества. Плотность биомассы и на суше, и в океанах изменяется от одного района к другому в десятки и сотни раз. Она в 1000 раз меньше в Мировом океане, чем на суше. Однако по продуктивности живое вещество океана не уступает таковому суши.

**Почвы**, по определению В.В. Докучаева, – это наружные горизонты горных пород (все равно каких), естественно измененных совместным влиянием воды, воздуха и различного рода организмов – живых и мертвых. Созданная им наука о почвах стоит у истоков учения о биосфере его великого ученика В.И. Вернадского, который очень образно назвал их «благородной ржавчиной литосферы».

Почвы являются наиболее сложным биокосным телом биосферы, поскольку располагаются на границе трех сред: твердой, жидкой и газообразной. Они насыщены разнообразными живыми организмами – от простейших до высших, масса которых достигает 10 т/га. В них сосредоточено 95–98% всей массы животных.

В почвах имеются свои гидросфера и атмосфера, в мириадах точек создающие наиболее выгодные для жизни границы между собой и твердой фазой, чему способствует особая пористая структура почв, одна из основ их плодородия.

В почве есть все необходимое для жизни, но нет света. Поэтому величайшим достижением эволюции живого вещества планеты служит появление примерно 500 млн. лет назад высших растений, которые начали использовать одновременно блага почвы и солнечного света.

Ускорение биогеохимического круговорота веществ – важнейшая функция почв в биосфере. Создаваемая ежегодно масса отмерших растений и животных полностью минерализуется за 200–500 лет. Солнечная энергия, аккумулированная в этой массе, активно участвует в разрушении горных пород, на которых развиваются почвы, вовлекая все новые и новые порции фосфора, кальция, серы, калия, кремния, железа, магния и других элементов в биогенный круговорот.

Почвы, участвуя в постоянном обмене веществом и энергией с атмосферой, гидросферой, живым веществом и литосферой, очень чутко реагируют на все изменения в названных геосферах. В результате со временем один тип почв переходит в другой. Отсюда большое разнообразие почв и их связь с ландшафтами. Они живут и дышат кислородом, выдыхая углекислый газ, аммиак, водяные пары, метан и другие газы.

Велика роль почв в изменении геохимической подвижности элементов. Чем больше биогенное значение тех или иных минеральных веществ и чем в большей степени они захватываются живущими организмами, тем лучше они защищены от прямого выноса из почвы грунтовыми и поверхностными водами. Поэтому элементы высокой степени биогенности (P, Ca, K, S, C, N) в почвах обладают относительно меньшей миграционной способностью, чем элементы, не играющие существенной роли в химическом составе организмов (Cl, Na, Mg).

В почвах с кислой реакцией среды ( $\text{pH} = 5\text{--}6$  и меньше) – подзолистых, серых, лесных, торфяных, красноземах и желтоземах – возрастает миграционная способность большинства химических элементов и образуются их более подвиж-

ные соединения, например, соединения железа, марганца, алюминия. Доломит, кальцит и гипс в кислой среде интенсивно растворяются и разрушаются.

Однако растворимость некоторых соединений возрастает в щелочной среде. Это, в частности, характерно для кремнезема. Щелочную реакцию имеют содовые солонцы, а нейтральную или слабощелочную – обыкновенные черноземы, луговые и коричневые почвы. Микроэлементы Sr, Be, Cu, Zn, Cr, Mn, Ni, Co подвижны в кислой среде, а As, Mo, V<sup>+5</sup> мобильны в щелочной среде.

Многочисленные периодические горообразование и глобальные изменения климата планеты, зафиксированные в геологической истории, несомненно, приводили к преобразованиям почвенного покрова континентов и общему изменению подвижности химических элементов.

**Гидросфера** – вся вода нашей планеты в твердом, жидком и газообразном состоянии с общей массой около  $1,46 \times 10^{18}$  т. Примерно 94% ее составляют соленые воды Мирового океана, 4% – подземные соленые воды, 2% – лед и снег (Арктика, Антарктида, Гренландия, горные ледники), 0,4% – пресные воды суши, 0,01% – атмосферные воды.

Постоянно происходит перенос влаги с океанов в атмосферу и обратно, а также на континенты и в сток речных вод. За счет этого воды океанов, по расчетам М.И. Львовича, возобновляются каждые 2600 лет, только лишь реки могут заполнить Мировой океан за 44 000 лет.

Океан покрывает 70,8% поверхности нашей планеты и имеет среднюю глубину 3,88 км. В его водах растворено  $5 \times 10^{16}$  т солей, что создает их соленость около 35 г на литр (35‰). В высоких широтах она меньше и составляет 33‰. В составе солей больше всего хлоридов (88,64%), затем сульфатов (10,80%) и карбонатов (0,34%). В среднем составе речных вод, заполняющих Мировой океан за 44 000 лет, эти соли представлены в обратном порядке: хлоридов – 5,2%, сульфатов – 9,9%, а карбонатов – 60,1%. Они нахо-

дятся в воде в виде отдельных ионов. Несмотря на огромные размеры, Мировой океан един по своему солево-му составу. Пропорции между содержанием ионов настолько постоянны, что общую массу солей в любой точке рассчитывают по содержанию одного иона хлора.

В водах Океана растворено значительное количество газов, причем более пресные и холодные воды поглощают их больше. Газовый состав верхнего слоя вод находится в динамическом равновесии с атмосферой. Среднее содержание (в мл) в 1 л воды:  $\text{CO}_2$  – 50,  $\text{N}_2$  – 13,  $\text{O}_2$  – 2–8,  $\text{Ar}$  – 0,32. В Мировом океане при равновесии с атмосферой растворено  $140 \times 10^{12}$  т  $\text{CO}_2$ , что в 54 раза больше, чем в атмосфере ( $2,6 \times 10^{12}$  т), а кислорода – всего  $8 \times 10^{12}$  т, что в 130 раз меньше, чем в атмосфере.

Постоянство химических свойств океанских вод поддерживается по принципу демпфирования (Ле-Шателье–Брауна): если на систему, находящуюся в устойчивом равновесии, оказывать внешнее воздействие, то в системе усилится одно из направлений процесса, течение которого ослабляет влияние этого воздействия, и положение равновесия сместится в том же направлении. Морская вода имеет слабощелочную реакцию (рН колеблется в пределах 7,5–8,5).

Существует много механизмов поддержания постоянства щелочных свойств морской воды. Однако ведущая роль в этом принадлежит карбонатной системе Мирового океана. На рис. 1.1 схематически изображена вся карбонатная система океана от  $\text{CO}_2$  атмосферы, растворяющегося в воде и образующего угольную кислоту, до бикарбонат-ионов  $\text{HCO}_3^-$  и карбонат-ионов  $\text{CO}_3^{2-}$ , которые связываются  $\text{Ca}^{2+}$  в  $\text{CaCO}_3$  – плохо растворимое соединение. Вместо изображения связей компонентов карбонатной системы с другими элементами и системами авторами на рис. 1.1 поставлены многоточия, иначе бы не хватило рисунка – так обширны и многообразны связи системы.

При недостатке  $\text{CO}_2$  бикарбонат превращается в карбонат и выпадает в осадок с выделением  $\text{CO}_2$ , а при избытке

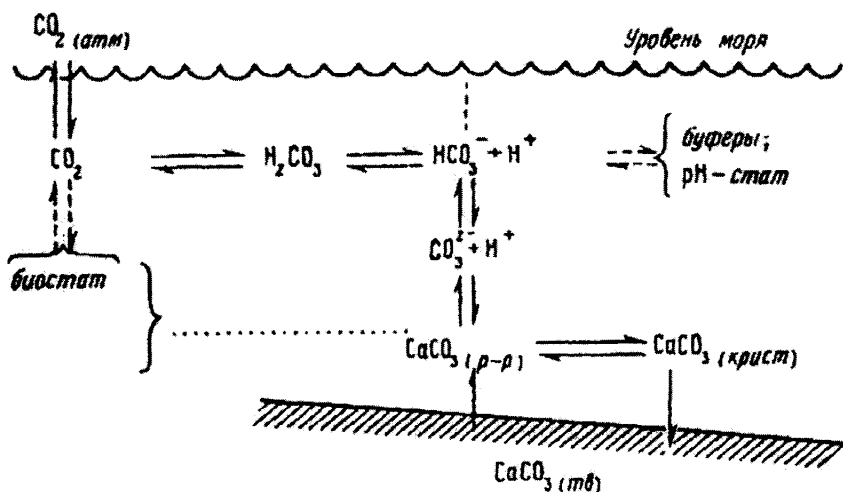


Рис. 1.1. Карбонатная система океана  
(по В.Л. Лебедеву и др.)

$\text{CO}_2$ , наоборот, карбонат превращается в бикарбонат и растворяется. Фитопланктон при фотосинтезе поглощает углекислоту, поэтому в верхних слоях Мирового океана регулярно наблюдается устойчивое пересыщение вод карбонатом кальция в три раза и выше.

На глубинах около 4 км за счет избытка углекислоты происходит обратный процесс растворения карбонатов, поэтому они там не образуются.

Время пребывания химических элементов в Мировом океане не одинаково. Оно определяется с учетом их общего количества и выноса с поверхности вод ветрами и осадения в виде нерастворимых соединений на дно морей и океанов, а также количества солей, поставляемых в моря реками за счет разрушения горных пород. Время пребывания какого-либо элемента равно его общему количеству, деленному на его количество ежегодно поставляемое в океан реками или на его количество им ежегодно теряемое. Так, напри-

мер, время пребывания алюминия и железа составляет всего 100 лет, марганца – 10 000 лет, фосфора – 180 000 лет, кальция – 850 000 лет, а калия – 6 000 000 лет. Свойства морской воды таковы, что все элементы находятся примерно в постоянных пропорциях друг к другу. Согласно закону Форчхаммера, описавшего это явление более ста лет назад, количество различных элементов в морской воде не пропорционально тому количеству элементов, которое приносят реки в моря, а обратно пропорционально той легкости, с которой элементы в морской воде переходят в нерастворимое состояние при химических и биохимических реакциях.

**Тропосфера** – это нижняя часть атмосферы, в которой содержится 80% всех ее газов, масса которых составляет  $5,27 \times 10^{15}$  т. Она простирается до 16 км над уровнем моря в тропиках и до 9 км – у полюсов. Сухой воздух состоит из 78,08% азота, 20,95% кислорода, 0,93% аргона, около 0,03% углекислого газа и малых количеств других газов.

Подобно тому, как солевой состав океанской воды отличается от солевого состава впадающих в него рек, так и химический состав атмосферы отличается качественно и количественно от состава поступающих в нее вулканических газов. Как показал Г.А. Заварзин, газовые эксгаляции Земли, модифицируясь в ее атмосферу, претерпевают превращение в соответствии с химическими свойствами компонентов. При этом:

а) растворимые газы взаимодействуют с водой и образуют растворы, прежде всего галогенов;

б) химически неактивные газы, прежде всего инертные и азот, накапливаются в атмосфере по мере выделения;

в) газы, способные к окислительно-восстановительным реакциям, модифицируются бактериями, которые способны воздействовать на все окисляемые компоненты –  $H_2$ ,  $H_2S$ ,  $S_0$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ .

По современным представлениям наша кислородная атмосфера почти целиком создана за счет фотосинтеза.

Главный источник кислорода – континентальный и морской фотосинтез, а потребитель – аэробное дыхание. Отрицательный баланс кислорода восполняется благодаря захоронению органического вещества и накоплению его в толщах горных пород.

Исходя из количества кислорода в атмосфере ( $1,2 \times 10^{15}$  т) и его потоков, можно определить время пребывания кислорода в атмосфере – 4000 лет. Длительность пребывания азота оценивается в 1 млн. лет, а углекислоты – всего в 3,5 года.

Средняя температура воздуха у земной поверхности в наше время равна 15 °С. В тропосфере она уменьшается с высотой на 6,5 °С за каждый километр и в значительной степени зависит от содержания паров воды и CO<sub>2</sub> в атмосфере. Водяной пар и углекислый газ резко влияют на потоки коротко- и длинноволнового излучения в атмосфере и, таким образом, вносят большой вклад в парниковый эффект – способность атмосферы пропускать солнечную радиацию до подстилающей поверхности, но поглощать тепловое излучение подстилающей поверхности и нижележащих атмосферных слоев.

Перемешивание воздушных масс приводит к тому, что несколько недельные местные изменения погоды имеют глобальные последствия.

\* \* \*

Даже краткое знакомство с биосферой не оставляет сомнений в справедливости закона В.И. Вернадского, сформулированного А.И. Перельманом: **«Миграция химических элементов в биосфере осуществляется или при непосредственном участии живого вещества (биогенная миграция), или же она протекает в среде, геохимические особенности которой (O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и т. д.) обусловлены живым веществом – как тем, которое в настоящее время**

**населяет данную биокосную систему, так и тем, которое действовало в биосфере в течение геологической истории».** Таким образом, осадочные горные породы, включая нефтегазоносные комплексы, и осадочные полезные ископаемые являются результатами деятельности биосферы.

Для того чтобы понять закономерности формирования нефтегазоносных толщ, необходимо рассмотреть процесс функционирования (системной реализации) биосферы во времени. Вместе с тем студенты выпускных курсов геологических специальностей не обладают системным представлением о времени. В большинстве случаев для них время существует само по себе в Ньютоновском понимании. Поэтому необходимо дать хотя бы самые основы системного понимания времени в геологии.

## Глава 2

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Геология – наука историческая, поэтому понятие о времени вопрос важнейший. Для того чтобы понять порядок событий, запечатленных в осадочной оболочке Земли – стратифере, необходимо знать, когда они происходили. Сделать это сложно.

На Земле не существует такого места, где бы отложились и сохранились до наших дней все слои горных пород за всю геологическую историю. В доступных для непосредственного наблюдения естественных выходах на дневную поверхность разрезах горных пород или вскрытых скважинами в лучшем случае присутствуют отложения, накопившиеся за 200 млн. лет. А ведь геологическая история насчитывает свыше четырех миллиардов лет. Более того, один разрез характеризует строение толщи горных пород только в определенном небольшом районе, а для познания геоло-



гической истории необходима информация по огромному количеству разрезов на разных материках и в океанах. Нужно не только уметь достраивать недостающие звенья разрезов, но и знать, какую часть надо достраивать и какая часть их отсутствует или повторяется в сопредельных участках и удаленных на тысячи километров. Этот круг вопросов решает одна из самых старых геологических наук – стратиграфия. Она является основой геологии. Благодаря ней геологи смогли сопоставить данные миллионов разрезов скважин и естественных обнажений. Истинное величие геологической науки в стратиграфии.

Блестящие успехи стратиграфии позволяют выделить в геологической истории многочисленные эпохи и проследить их в отложениях всех континентов и океанов. И это все несмотря на прерывистость и изменчивость отложений, когда в одних случаях образования той же эпохи представлены километровыми накоплениями песчаников и глин, в других – толщами известняков, а в-третьих – сантиметровыми слоями глинистой породы или вовсе отсутствуют.

В стратиграфии используются различные методы, однако главным является палеонтологический. Он основан на эволюции живых организмов, изучение остатков которых позволяет определить относительный возраст отложений. Этот возраст указывает положение тех или иных отложений, содержащих соответствующий комплекс ископаемых остатков организмов, в стратиграфической шкале. Создание международной стратиграфической шкалы – это огромный труд многих поколений геологов. В ней отражена последовательность событий. Вместе с тем по этой шкале нельзя определить длительность геологических эпох и соответственно скорости геологических процессов. Более того, относительная геохронологическая шкала – это шкала эволюции живого вещества, и она работоспособна только в пространстве биосферы. Для того чтобы сравнить события в биосфере с событиями вне ее пространства, нужна другая шкала –

астрономическая или ей адекватная. И из такого трудного положения геологи нашли выход благодаря разработке методов «абсолютной» геохронологии, позволяющих определять длительность геологических событий. Геолог, пожалуй, как никто другой, почти материально ощущает миллионы лет геологической истории. Для него они – метры, десятки и сотни метров толщ горных пород, дни и месяцы бурения, десятки километров маршрутов.

Открытие радиоактивности сыграло большую роль в развитии методов определения радиометрического возраста горных пород. Датировки основаны на измерении в минералах некоторых изотопов, накопившихся после их образования, благодаря распаду содержащихся в них радиоактивных веществ. Принято считать, что скорости распада изотопов радиоактивных элементов постоянны в течение всей геологической истории, хотя с открытием неоднородности реликтового излучения Вселенной в этом появились сомнения. Поэтому, зная количества радиоактивного изотопа и продуктов его распада, можно определить время, которое необходимо для образования наблюдаемых соотношений изотопов и продуктов их распада.

Из многочисленных методов определения «абсолютного» радиометрического возраста можно выделить наиболее распространенные – свинцово-ураново-ториевый, калий-аргоновый и рубидий-стронциевый.

Для того чтобы построить геохронологическую шкалу в абсолютном летоисчислении, мало знать только радиометрический возраст горных пород, необходимо еще иметь возможность установить их положение в относительной геохронологической шкале. Большинство надежных определений радиометрического возраста связано с магматическими породами, которые не содержат ископаемых остатков организмов. В связи с этим узнать их точный относительный возраст часто практически нельзя. Однако такие случаи, когда можно это сделать с точностью до яруса или еще

детальнее, все-таки имеются. К настоящему времени для фанерозоя – последних 500–600 млн. лет геологической истории – имеется около 1000 таких опорных точек. Требуется давать датировки границам отдельных стратиграфических подразделений, но опорные точки почти никогда не находятся там, где нужно – на границах геологических эпох. Поэтому возникают еще дополнительные трудности, связанные с необходимостью интерполяции. Более того, опорные точки очень неравномерно распределены по возрасту. Их количество резко убывает от молодых к более древним эпохам.

Многочисленные трудности построения геохронологической шкалы привели к тому, что в настоящее время существуют десятки шкал с отличающимися друг от друга датировками рубежей. Автору не пришлось бы упоминать об этом, если бы его коллеги не абсолютизировали принятые датировки границ стратиграфических подразделений. Многие геологи воспринимают опубликованные радиометрические шкалы как действительно «абсолютные», в то время как они не более чем простая рабочая модель. Такое положение хорошо отражает высказывание ведущего специалиста в этой области В. Харленда: «Большая трудность состоит в незаслуженной вере, которую так много геологов питает к опубликованным шкалам. Это приводит к частому применению шкал, но лишь к незначительному их улучшению».

Существующие радиометрические шкалы имеют минимальные отклонения в датировках рубежей эпох для самых последних 100 млн. лет, но уже нижняя граница меловой эпохи отличается у разных авторов на 20 млн. лет – от 128 до 148 млн. лет. Нижняя же граница кембрия имеет в этих шкалах возраст от 500 до 600 млн. лет. Вместе с тем нет объективных критериев для оценки достоверности предлагаемых разными авторами шкал. Все они построены одним и тем же методом с использованием одного и того же

набора опорных точек. Почему же при этом наблюдаются значительные колебания датировок? Дело в том, что при построении шкал используются не все опорные точки, а примерно 30–40% от их общего числа. Остальные 40–50% попадают в разряд подтверждающих проб. При этом всегда присутствует около 15% опорных точек с противоречащими значениями. Хотя последних бывает немного, нет никаких критериев их отбраковки и нельзя достоверно сказать, что значения противоречащих проб менее соответствует действительности, чем значения реперных. Так что варьирование шкал зависит от того, какие опорные точки относятся исследователями к разрядам реперных, подтверждающих и противоречащих проб. При таком положении кажется самой разумной оценка шкал по их практической ценности. Поэтому следует согласиться с мнением акад. Ю.А. Косыгина, что критерием выбора метрического эталона должна служить практическая полезность.

В современной геологии господствует точка зрения, согласно которой временные характеристики существуют независимо от нас, от наших целей и измерительных возможностей. В физике с начала нашей эры, от Августина и до И. Ньютона, тоже допускалось, что любые реальные физические процессы могут лишь верно или неверно отражать время, существующее независимо от процессов, от чего-либо «внешнего». Но уже Г. Лейбниц, современник И. Ньютона, пришел к выводу, что время – это порядок событий, а пространство – порядок тел. В конечном счете и временные эталоны, и любые другие временные характеристики (геохронологические шкалы) – лишь исследовательский инструмент. Как и всякий инструмент, он оценивается соотношением затраченных усилий и полученного результата.

Поскольку в каждой динамической системе существует своя временная метрика, определяемая в ней порядком событий, можно выделить астрономическую, радиологическую, тектоническую, биосферную, биологическую и другие шкалы времени.

Порядок событий в самоорганизующихся системах определяется их автоколебаниями. Такими автоколебаниями в биосфере служат биосферные ритмы. Поэтому биосферная геохронологическая шкала должна быть биосферноритмической.

А.А. Фридман определял время как совокупность вещей, называемых моментами и состоящих в определенных отношениях между собой и трехмерным пространством. Моменты фиксируются по событиям, а время измеряется при помощи какого-либо процесса. Произвольны выбор начала отсчета  $T_0 = 0$ , выбор процесса  $P$ , используемого для измерения времени, произволен также выбор единиц измерения  $\Delta T$ . Если выбор  $T_0$ ,  $P$  и  $\Delta T$  произведен, то измерение времени обретает строгий физический и операционный смысл.

Таким образом, для того чтобы построить геохронологическую шкалу, отвечающую этим требованиям, необходимо выбрать какой-то непрерывный геологический процесс, выделить в нем соответствующие колебания ( $\Delta T$ ) и принять начало отсчета. Последнее сделать просто, поскольку можно принять традиционную для геологии точку начала отсчета  $T_0$  – современный момент.

В качестве примера разберем ход построения тектонической геохронологической шкалы.

## **2.1. Тектоническая геохронологическая шкала**

### ***2.1.1. Колебания уровня Мирового океана как процесс для измерения времени***

В настоящее время для всего фанерозоя наиболее изучен в количественном отношении процесс изменения площадей бассейнов осадконакопления. Современная геология располагает данными, позволяющими строить палеогеографические карты, на которых для отдельных районов и це-

лых материков показано распределение суши, морей и других бассейнов для разных геологических эпох. Опубликованы многочисленные палеогеографические карты и атласы, на которых зафиксированы очертания бассейнов осадконакопления для всех эпох фанерозоя. Замеры площадей бассейнов осадконакопления по последовательным сериям палеогеографических карт позволяют давать количественную характеристику процесса изменения бассейнов во времени. Впервые на это обратил внимание акад. Н.М. Страхов и построил в 1949 г. график, на котором против каждого момента откладывал отрезки, пропорциональные площади бассейнов осадконакопления в пределах современных континентов. Впоследствии такие графики получили название кривых трансгрессий.

При замере площадей бассейнов для наименее подвижных и удаленных друг от друга территорий можно получить кривую, характеризующую колебания уровня Мирового океана.

Таковыми территориями являются самые древние докембрийские платформы, на которых фанерозойские отложения лежат почти горизонтально, постепенно поднимаясь и выклиниваясь в сторону древнейших поднятий. Перемещение береговых линий бассейнов зависит от двух причин. С одной стороны, это синхронные колебания уровня Мирового океана, а с другой – собственные асинхронные поднятия и опускания территорий платформ. Следовательно, если просуммировать кривые трансгрессий нескольких удаленных между собой платформ, то их собственные разнонаправленные движения будут взаимно гасить друг друга, а однонаправленные колебания уровня Мирового океана проявляться более четко. Такая суммарная кривая трансгрессий (рис. 2.1) была построена для территорий Северо-Американской, Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

На построенной суммарной кривой трансгрессий выделяются три гигантские волны затопления материков. Максимальные трансгрессии захватывали около 30% их площади.

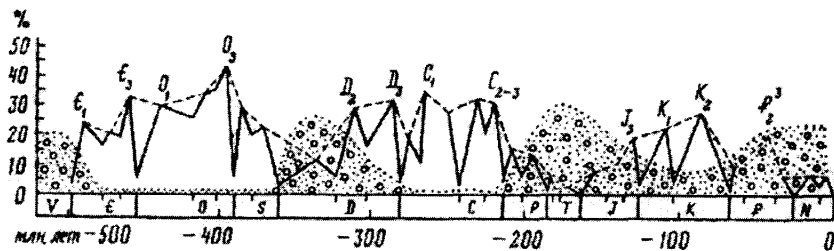


Рис. 2.1. Кривая трансгрессий для территорий Восточно-Европейской, Восточно-Сибирской и Северо-Американской платформ

Показаны соотношения суши и моря в пределах равнинных территорий Северного полушария и интенсивность накопления красноцветных формаций (крап). Чем больше площадь суши, тем больше красноцветных отложений

Для всей Земли (510 млн. кв. км) 30%-ное сокращение площади суши (149 млн. кв. км) составит около 9%. Следовательно, суша, которая сейчас занимает 29% поверхности Земли, в момент максимальных трансгрессий составляла около 20%. На гипсографической кривой эта часть суши расположена чуть выше отметки +200 м, что можно принять за верхний предел колебаний уровня Мирового океана в фанерозое. Вообще, возможным пределом подъема уровня Океана при условии неизменного объема планеты является средняя высота поверхности Земли, которая составляет +245 м. Если за нижний предел опусканий уровня принять глубину внешнего края шельфа -130...-150 м, то размах колебаний уровня Мирового океана при принятых допущениях можно оценить в 300–350 м.

Что же касается нижнего предела опускания уровня Мирового океана, то, как отмечает Ф. Шепард, он может быть еще ниже и достигать отметки -200 м. Вероятно, это предельная величина, свойственная только ледниковым эпохам, характерным для периодов, разделяющих гигантские волны затопления материков. Однако на суммарной

кривой трансгрессий не показаны опускания уровня Мирового океана ниже современного, что связано с недостаточной изученностью геологического строения шельфов.

С учетом максимальной глубины опускания поверхности Мирового океана максимальный размах колебаний его уровня может быть оценен в 300–400 м. Такие колебания характерны только для сложных долгопериодических изменений его уровня с периодом около 180 млн. лет. На фоне этих долгопериодических колебаний существует целый спектр других более мелких колебаний уровня Мирового океана, которые в данном случае представляют для нас наибольший интерес как наименьший временной шаг.

Существует мнение, что примененный здесь метод определения размаха колебаний уровня Мирового океана на сегодняшний день является самым надежным и единственным. Кривые колебаний уровня Мирового океана, полученные сейсмостратиграфами Вейлом и другими, не могут считаться достоверными, так как в их основе лежит неверное представление о прямой связи осадконакопления с трансгрессиями и регрессиями морей на континентах. Между осадконакоплением и трансгрессиями, равно как и регрессиями, существует весьма сложная связь, о чем будет сказано ниже. Поэтому более достоверными являются кривые, отражающие колебания уровня океана, полученные по данным палеогеографии.

Таким образом, удастся выбрать процесс для измерения геологического времени и дать ему количественную характеристику, а также принять начало отсчета –  $T_0 = 0$ . Значительно труднее найти единицу измерения –  $\Delta T$ . Понятно, что такой единицей могут служить равновеликие колебания процесса. Три крупных примерно равновеликих как по частоте, так и по амплитуде колебаний процесса затопления континентов выделяются уверенно. Однако их огромный шаг в 180 млн. лет нас мало устраивает. Поэтому постараемся в каждом из этих крупных циклов колебаний процесса



выделить по равному количеству более мелких его естественных фаз.

Колебания уровня Мирового океана связаны с изменениями климата. В распоряжении геологов имеются материалы, которые позволяют построить более или менее надежную кривую изменения палеотемператур вод морей средних широт Северного полушария в течение мезозоя и кайнозоя – последних 180 млн. лет геологической истории. С ее помощью можно более обоснованно выделить в альпийском цикле процесса затопления континентов его естественные фазы, а также выяснить, какими климатическими последствиями они сопровождались.

### ***2.1.2. Трансгрессивно-климатические ритмы как единица измерения времени***

Еще в начале 50-х гг. прошлого века К. Брукс рассчитал по данным физической географии изменения средних температур воздуха над материками в зависимости от их относительных размеров. По его расчетам, сокращение крупных площадей суши на каждые 10% вблизи экватора (на широте 20°) приводит к среднегодовым похолоданиям климата на 0,3 °С, а на широте 70° – к потеплению на 3,5 °С. Происходит это потому, что поглощение солнечной энергии в Мировом океане совершенно иное, чем на суше, где оно происходит в поверхностном слое, равном глубине проникновения солнечных лучей. При одинаковой температуре воды и суши расход тепла на излучение с поверхности воды одинаков или даже меньше, чем суши, а приход его на 10–20% больше. Это приводит к большим значениям радиационного баланса над водой по сравнению с сушей. Если сопоставить температуры поверхности Мирового океана и влажных районов суши, где потери тепла на испарение такие же, то температура воды окажется выше. Поэтому моря в

среднем значительно теплее суши, особенно в умеренных широтах.

Основная часть тепловой энергии поступает в атмосферу от подстилающей поверхности, тепловое состояние которой зависит от таких ее физических свойств, как отражательная способность, или альbedo, излучательная способность, теплоемкость и теплопроводность. Поверхность Мирового океана, имеющая малое альbedo (0,05–0,10), поглощает больше солнечной энергии, чем суша (альbedo 0,10–0,30), и особенно снег и лед (альbedo до 0,90). Благодаря большой теплоемкости воды и ее теплопроводности океаны накапливают тепло и затем могут его расходовать, обогревая атмосферу. В результате циркуляции океанских вод такие источники тепла могут возникать далеко от тех районов, где происходит аккумуляция солнечной энергии. Сейчас уже накоплены данные, позволяющие утверждать, что местные изменения погоды, продолжающиеся несколько недель, геологически мгновенно, имеют глобальные последствия.

Серии палеогеографических карт позволяют оценить соотношения суши и моря на разных территориях Северного полушария в различные моменты фанерозоя. Сравнение этих данных с результатами палеотемпературного изотопного анализа дает возможность установить, какими палеотемпературными изменениями сопровождаются трансгрессии. Изотопный палеотемпературный анализ позволяет определять температуру воды, в которой жили организмы, по соотношению изотопов кислорода  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в кальците их раковин. Чем меньше  $^{18}\text{O}$ , тем выше температура.

По многочисленным определениям изотопных палеотемператур, сделанных зарубежными и российскими исследователями, можно выделить восемь климатических оптимумов: норийский, плинсбахско-тоарский, оксфордтитонский, апт-альбский, турон-сантонский, палеоценовый, среднеэоценовый и самый последний среднемиоце-

новый. Они разделены значительными понижениями температур.

Сравнение кривых трансгрессий и палеотемператур для Северной Америки, Европы, Западной Сибири и Средней Азии показывают, что всем крупным затоплениям названных территорий соответствуют значительные потепления климата (Малиновский, 1982). Однако прямой зависимости величин потеплений от величин трансгрессий не наблюдается. Например, крупнейшая позднемеловая (около 100 млн. лет назад) трансгрессия происходила в условиях относительно небольшого потепления.

При условии существования в геологическом прошлом такого же, как и теперь, механизма усвоения солнечной энергии разными участками земной поверхности, всем трансгрессиям, связанным с подъемами уровня Мирового океана, должны были соответствовать слабые похолодания в низких широтах и значительные потепления – в высоких. Это приводило к сглаживанию меридионального температурного градиента и снижению аридности (сухости) климата. Наоборот, регрессии должны были способствовать увеличению разности температур между низкими и высокими широтами планеты и образованию пустынь.

Наблюдаемые одинаковые изменения климата, происходившие в мезозое и кайнозое в Северной Америке, Европе и Западной Сибири, расположенных с трех сторон от полюса, указывают на то, что они не связаны с изменениями положения названных территорий относительно полюса. Колебания палеотемператур с размахом 5–10 °С и одинаковая направленность их изменений в Северном и Южном полушариях (Новая Зеландия) свидетельствуют не о местных изменениях климата, а о крупных изменениях климата общепланетарного характера. В настоящее время общая связь трансгрессий с потеплениями климата стала общепризнанной.

Возраст кайнозойских трансгрессий, благодаря небольшому расхождению существующих шкал в оценках радио-

метрических рубежей для этого времени, определяется довольно уверенно, что позволяет установить их периодичность и периодичность связанных с ними климатических изменений в 20–25 млн. лет. Следовательно, в качестве единицы измерения времени  $\Delta T$  можно принять среднюю длительность трансгрессивно-климатического ритма – 22 млн. лет. В альпийском этапе выделяются восемь таких ритмов. Центральное место среди них занимает позднемеловая (сантонская) трансгрессия.

Трансгрессивно-климатические ритмы – это «колебания маятника тектонических часов» с периодом, определенным по физической метрике, равным около 22 млн. лет (точнее 20–25 млн. лет). Если все ритмы принять равными 22 млн. лет, то мы от шкалы радиометрической перейдем к тектонической, которая с ней совпадает в лучшей ее части.

### ***2.1.3. Построение и проверка тектонической геохронологической шкалы***

По принятым геохронологическим шкалам крупнейшие опускания уровня Мирового океана, с которых начинаются каледонский, герцинский и альпийский этапы развития Земли, приходятся на интервалы 590, 390 и 200 млн. лет. Таким образом, длительности этапов почти равновелики (190–200 млн. лет) и по принятым шкалам соответствуют длительности восьми ритмов по 25 млн. лет. Вместе с тем мы будем пользоваться средней величиной полученного временного шага в 22 млн. лет, несмотря на некоторое противоречие с существующими шкалами.

Равновеликость этапов развития Земли позволяет предполагать, что герцинский и каледонский этапы построены аналогично альпийскому, и в них можно найти такие же ритмы. Поэтому, мы можем сопоставить этапы между собой

(рис. 2.2) и по аналогии с альпийским найти в герцинском и каледонском циклах такие же ритмы. Затем, используя временные метки границ ритмов, длительность которых составляет 22 млн. лет, наметить временные рубежи между эпохами. Или, по сути дела, получить тектоническую геохронологическую шкалу фанерозоя, которая использована в наших построениях.

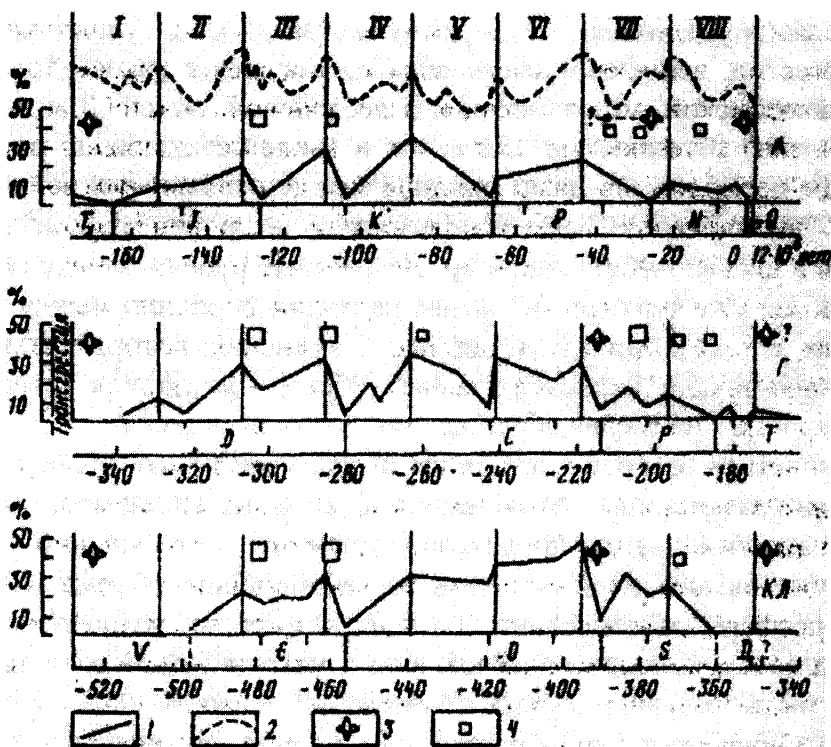


Рис. 2.2. Синфазное сопоставление трех крупных волн затопления материков:

I-VIII – трансгрессивно-климатические ритмы; 1 – суммарная кривая трансгрессий; 2 – палеотемпературная кривая; 3 – оледенения; 4 – крупнейшие эпохи соленакопления

Таким образом, нами построена шкала, в которой соблюдены все три условия: начало отсчета  $T_0 = 0$  – современный момент, процесс для измерения времени  $P$  – процесс затопления и осушения платформенных территорий Северного полушария, отражающий колебания уровня Мирового океана, единица измерения времени  $\Delta T$  – трансгрессивно-климатические ритмы.

Естественно, чтобы отдать предпочтение полученной шкале, необходимо убедиться в ее преимуществах перед существующими. Как известно, все радиометрические шкалы составлены с разной точностью для кайнозойской, мезозойской и палеозойской частей. Для кайнозоя (65 млн. лет) с точностью 1 млн. лет и выше установлены не только границы периодов, но даже границы между отдельными веками. Поэтому для кайнозоя нами использованы датировки рубежей, приведенные в шкале У. Харленда и др.

Возрастные рубежи между периодами мезозоя уже значительно менее надежны, особенно между юрой и триасом, а также триасом и пермью. Изменения, которые вносит составленная шкала, касаются главным образом датировок триаса, перми и карбона – наименее обоснованной части всех шкал.

Тектоническая геохронологическая шкала может быть проверена данными из независимых источников информации. Например, сведениями о развитии других процессов, связанных с колебаниями уровня Мирового океана. Если исходить из неизменности объема планеты и ее гидросферы за последние 500 млн. лет, то все изменения уровня океана, за исключением обусловленных материковыми оледенениями, могут быть вызваны только изменениями емкости чаши Мирового океана. Опускание уровня происходит за счет увеличения ложа океанов, если оно сопровождается коллизией: горообразованием за счет столкновения материков или других литосферных плит. Коллизионную природу имеют все крупнейшие горные сооружения Земли, такие, как Гималаи, Кордильеры, Кавказ, Альпы и др.

Подъем уровня океана происходит в результате заполнения его продуктами разрушения горных пород суши. Американский геолог Г. Шопф, основываясь на расчетах среднегодовых поступлений материала с суши, пришел к выводу, что подъем уровня Мирового океана на 100 м произошел бы за 5 млн. лет. Понятно, что интенсивность сноса материала с континентов не постоянна и убывает по мере подъема базиса эрозии и сглаживания континентов, а также зависит и от других биосферных процессов. Получающаяся скорость подъема уровня океана за счет его заполнения продуктами разрушения горных пород суши весьма значительна и вполне достаточна для тех крупных волн затопления материков, которые, судя по палеогеографическим картам, происходили в течение фанерозоя. Однако поступление материала с континентов приводит только к подъему уровня воды, а тектонические движения за счет вертикального перемещения масс горных пород могут только понижать уровень Мирового океана. Лишь в редких случаях типа огромных оползней горных пород в океаны или тектонически обусловленного опускания островов и им подобных явлений уровень океана может незначительно подняться. Получается так, что подъемы и опускания уровня Мирового океана имеют разную природу: подъемы – эвстатическую, а опускания при отсутствии материкового оледенения – тектоническую. Поэтому полученную нами шкалу правильнее называть не тектонической, а тектоно-эвстатической.

При столкновении континентов или других литосферных плит происходит сгущивание и нагромождение их горных пород. В результате мощность континентальной коры увеличивается и образуются горные сооружения типа Гималаев или Альп. В этом случае с тыльной стороны напиральной плиты нарастает площадь океанической коры и увеличивается объем чаши океана, что приводит к снижению его уровня. Следовательно, при условии постоянства объема планеты приращение емкости чаши Мирового

океана равно объему возникших на континентах горных сооружений.

Расчеты объема горных сооружений, возникших после эоцена (40 млн. лет назад), когда их было очень мало, дают примерную величину снижения уровня океана за последние 40 млн. лет на 200 м. Приблизительно такой отметки достигают на платформах эоценовые отложения, фиксирующие береговую линию того времени. Если же все континенты будут срезаны до уровня базиса эрозии, океан поднимется до отметки +245 м – своей предельно возможной, но не достижимой высоты.

Здесь следует обратить внимание на то, что при постоянстве объема планеты возникновение срединно-океанических хребтов, которые не выходят выше уровня океанов, не может быть причиной подъема их уровня. Они вытесняют тот объем воды, который необходим для заполнения компенсирующих их опусканий. Вместе с тем многие геологи считают этот процесс главной причиной подъема уровня Мирового океана, так как увеличения скорости раздвигания дна океанов и роста срединно-океанических хребтов совпадают по времени с подъемами уровня океана. Так и должно быть. Ведь скорости раздвигания дна океана выше, когда нет коллизий.

Таким образом, можно считать, что наиболее вероятной причиной опусканий уровня Мирового океана были тектонические движения на суше. Поэтому, если нам удастся получить характеристику их развития в течение всего фанерозоя в абсолютном летоисчислении, то мы сможем проверить полученную шкалу путем сравнения кривой трансгрессий с другой кривой, характеризующей интенсивность горообразования. Такую характеристику процесса горообразования отражает количество гранитоидных массивов, образовавшихся в разные отрезки времени. Например, в течение каждого 5 млн. лет. По многочисленным данным радиометрических возрастов гранитоидов можно определить, сколько их



образовывалось в каждые 5 млн. лет фанерозоя, и построить соответствующую кривую распределения возрастов гранитоидных тел.

Сравнение кривой трансгрессий, построенной в масштабе тектонической шкалы, с кривой распределения возрастов гранитоидных тел (рис. 2.3) показывает, что всем регрессиям соответствуют усиления горообразования, а всем подъемам уровня Мирового океана – затишья тектонической деятельности. Если бы кривая трансгрессий была построена в масштабе принятых шкал, то закономерное соответствие горообразований регрессиям было бы соблюдено только в течение последних 100 млн. лет геологической истории, т. е. в той части, где радиометрические шкалы наиболее надежны. Совершенно не вероятно, чтобы такая закономерность не выдерживалась бы в течение всей геологической истории. Поэтому тектоническая шкала, в масштабе которой она выдерживается в течение всего фанерозоя, больше отвечает действительности, чем другие, но, к сожалению, пока менее детальна. Не удивительно, что все новейшие определения нижней границы кембрия дают ее возраст,

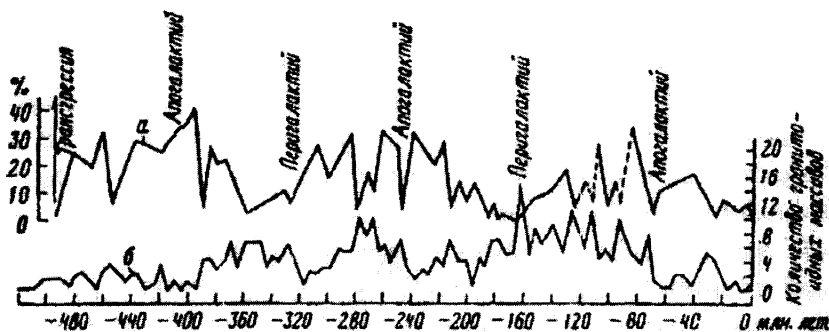


Рис. 2.3. Сравнение кривых трансгрессий (а) и распределения возрастов гранитоидных тел (б) показывает, что всем регрессиям соответствуют усиления гранитоидного магматизма, а всем трансгрессиям – затишья тектонической активности на континентах

равный 500–530 млн. лет, а его продолжительность сокращают до 50 млн. лет (А.В. Кучинский, 2001), подтверждая наши построения. Получив более точную геохронологическую шкалу, можно привязать геологическую историю к различным моментам нахождения Солнечной системы в Галактике и посмотреть, как вписывается «работа» земных глубин в систему более высокого порядка.

### Глава 3

#### ПЕРИОДИЧНОСТЬ ВНЕШНИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА БИОСФЕРУ

Российский астроном, чл.-корр. АН СССР Павел Петрович Паренаго (1906–1960) определил, что Солнце движется вокруг центральных масс Галактики по закону, очень близкому к закону относительного движения планет вокруг Солнца, выявленному Иоганом Кеплером, т. е. приблизительно по эллиптическим орбитам. Применив выведенное им уравнение для потенциала Галактики, он вычислил приблизительно элементы орбит некоторых звезд, а также вычислил и построил приближенную орбиту Солнца. При этом он получил следующие величины для элементов галактической орбиты Солнца: период обращения 212 млн. лет и время между двумя последовательными прохождениями через перигалактий или апогалактий (кратчайшее или наибольшее расстояния от центра Галактики до Солнца), так называемый аномалистический период галактического движения Солнца – 176 млн. лет. Именно его Борис Леонидович Личков назвал галактическим годом. Новый год в Солнечной системе начинается с перигалактия, которого она должна достигнуть, по расчетам П.П. Паренаго, через 12 млн. лет.

Орбитальное движение в плоскости Галактики сочетается с гармоническими колебаниями движения Солнца в

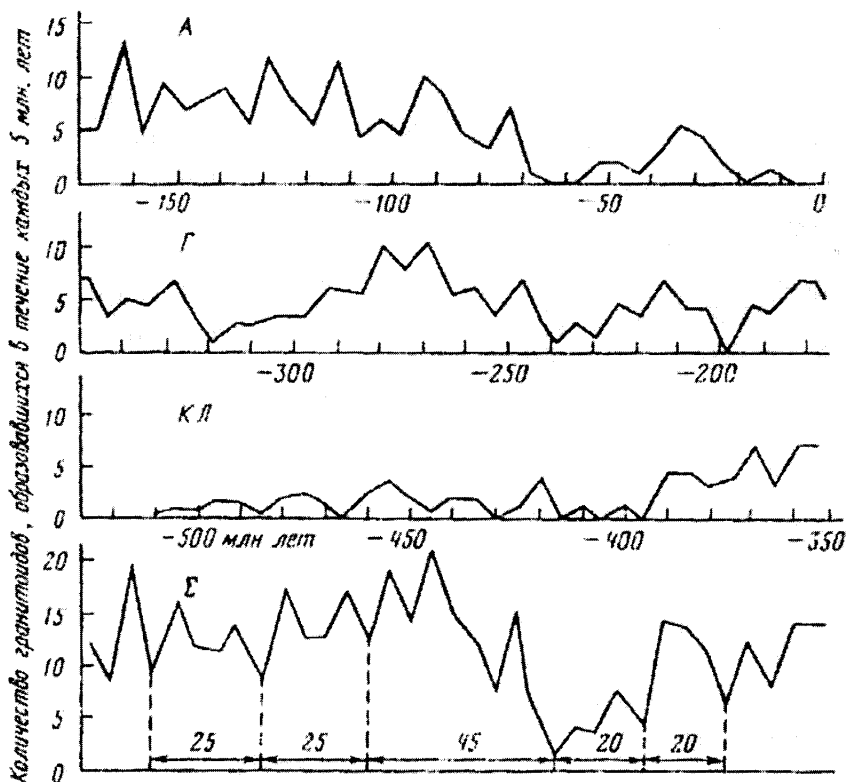
направлении, перпендикулярном к галактической плоскости, с периодом, величина которого в два раза меньше галактического года. Это так называемый «драконический период». В течение каждой половины драконического периода Солнечная система движется с одной стороны галактической плоскости и в течение каждых 22 млн. лет то удаляется, то приближается к ней.

### **3.1. Зависимость геологических событий от положения Солнечной системы в Галактике**

Если мы снова обратим внимание на кривую, характеризующую интенсивность горообразования в течение последних 500 млн. лет, то увидим, что все моменты прохождения Солнечной системы через три апогалактия и два перигалактия отмечены резкими вспышками гранитоидного магматизма и горообразования, после которых следовал период в 20–25 млн. лет с минимальной активностью тектонических движений.

Другим доказательством зависимости работы земных глубин от времени галактического года служит сходство процессов гранитообразования в течение каждого из трех последних галактических лет. Наблюдается довольно хорошая корреляция трех отрезков кривой распределения возрастов гранитоидных тел, соответствующих галактическим годам (рис. 3.1). Эти отрезки кривой коррелируются наилучшим образом, если их длина будет соответствовать 175 млн. лет, подтверждая тем самым геологическими данными расчеты П.П. Паренаго. Существуют и другие оценки длительности галактического года (до 250 млн. лет), но они не находят столь убедительных радиометрических подтверждений.

Чтобы получить наиболее полную характеристику интенсивности процесса образования гранитоидных тел в течение галактического года в целом, можно воспользоваться



**Рис. 3.1. Сходство развития процессов гранитоидного магматизма в течение каждого из трех последних галактических лет и суммарная характеристика их развития в течение галактического года**

методом наложения эпох, предложенным проф. А.Л. Чижевским (1897–1964), и построить суммарную кривую распределения возрастов гранитоидов, отнеся все замеры к одному галактическому году, или, другими словами, произвести сложение кривых трех галактических лет. Получившаяся кривая более рельефна, чем каждая из составляющих, что доказывает сходный характер изменения интенсивности тектонических процессов в течение каждого галактического

года. Понятно, что если бы кривые распределения не коррелировались, суммарная кривая была бы менее рельефна. На ней еще более отчетливо проступают пики апо- и перигалактия, а также минимумы активности горообразований, соответствующие трансгрессиям, которые следуют друг за другом через 20–25 млн. лет.

Закономерная повторяемость процессов развития гранитообразования в течение каждого галактического года указывает на их зависимость от времени галактического года. Из этого следует, что земные глубины работают по космическому расписанию.

### **3.2. Восточное скольжение зон повышенной тектонической активности**

Нам хорошо известны бегущие волны приливов и отливов в Мировом океане с периодами 24 ч 50 мин. и 12 ч 25 мин., а что мы знаем о крупной волне в мантии Земли, скользящей с запада на восток с периодом около 180 млн. лет?

В настоящее время геологи уже не сомневаются в существовании колебаний уровня Мирового океана, но в оценке их роли в развитии трансгрессий и регрессий единогласия нет.

Действительно, кривые трансгрессий Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ для всего фанерозоя, а также кривые трансгрессий названных платформ, Скифско-Туранской (Предкавказье и Средняя Азия) и Западно-Сибирской плит для мезозоя и кайнозоя свидетельствуют о синхронности трансгрессий на огромной территории и наличии колебаний уровня Мирового океана. Однако примером асинхронности трансгрессий (равно, как и регрессий) служит их развитие в пределах Восточной Сибири в сравнении с таковыми на названных территориях. На Сибирской платформе максимум мезозойских трансгрессий

приходится на начало юрского периода, а регрессий – на его окончание и меловой период, в то время как в Северной Америке, Европе, Средней Азии и Западной Сибири на первую половину юрского периода приходится только самое начало мезозойских трансгрессий, которые достигли своего максимума в конце юры и в мелу. Таким образом, при наличии колебаний уровня Мирового океана крупные трансгрессии, строго говоря, не синхронны, так как зависят еще от поднятий и опусканий блоков земной коры, где они происходят.

Сравнение кривых трансгрессий для разных территорий позволяет наметить некоторое омоложение максимумов трансгрессий с запада на восток: от Сибирской платформы с максимумом в начале мезозоя на восток к Северо-Американской и Восточно-Европейской платформам с максимумом в его средней части и далее на восток к Средней Азии и Западной Сибири с максимумами уже в конце мезозоя и начале кайнозоя. Это позволяет предположить наличие скользящей с запада на восток волны тектонических движений, последовательно изменяющей относительное положение разных блоков земной коры.

Как говорят геологи, «магматизм – это тектоника только другими средствами». Поэтому у нас есть возможность проверить предположение о восточном смещении тектонических напряжений.

Для такой проверки нужны данные о долготном положении и возрастах магматических или метаморфических пород, которыми современная геология располагает в избытке. На рис. 3.2 по оси ординат нанесены усредненные значения абсолютных возрастов гранитоидов и метаморфических пород складчатых областей Северного полушария, а по оси абсцисс – усредненные значения их долготного положения. Каждая точка на графике представляет собой среднюю часть интервала магматической активизации региона.

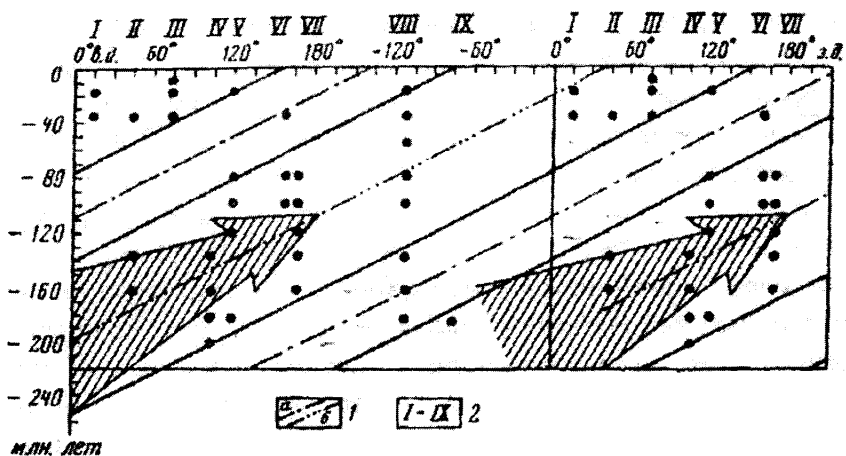


Рис. 3.2. Восточное смещение тектонической активности

Большинство точек на графике, фиксирующих время и место (долготы) проявления магматизма и метаморфизма, располагаются по диагональной полосе (ограниченной сплошными линиями), которая соответствует восточному смещению зоны усиленной тектонической активности в литосфере Северного полушария; 1 – центральные части зон с пониженной (а) и повышенной (б) тектонической активностью; 2 – складчатые области (I – Южной Европы, II – Кавказа, III – Тянь-Шаня и Памира, IV – Забайкалья и Восточной Монголии, V – Восточной, Юго-Восточной и Южной Азии, VI – п-ова Камчатка, Курильских островов и Сахалина, VII – Северо-Востока России, VIII – Кордильер, IX – Аппалачей)

В пределах последних 200 млн. лет основная масса точек на графике располагается по диагональной полосе (со стрелкой), ограниченной на рисунке сплошными линиями и соответствующей восточному смещению зоны усиленной тектонической активности в литосфере Северного полушария. Только четыре точки, расположенные на Северо-Американской плите, сюда не попадают и находятся в полосе с пониженной тектонической активностью. Здесь следует отметить, что для палеозоя в современных координатах подобные полосы не выделяются. Видимо, в то время

расположение континентов относительно полюсов было существенно иным.

Важно заметить, что обсуждаемый график строился для опровержения мобилистских построений. Если бы все точки на графике расположились на полосе с повышенной тектонической активностью, то в новообразовании Атлантического океана можно было бы весьма усомниться. Однако четыре точки на графике, которые попадают в полосу с пониженной тектонической активностью, займут нужное место только в случае, если их сдвинуть вправо на ширину Атлантического океана. Причем ни когда попало, а примерно 130–140 млн. лет назад. Тем самым, не задаваясь целью определить время раздвижения Атлантики, мы это сделали и оно совпадает с данными палеоокеанологии.

Осевая линия полосы с максимальной тектонической активностью пересекает ось абсцисс около  $45^\circ$  в. д., указывая ее современное положение в Северном полушарии. Нулевой меридиан она пересекла дважды примерно 195 и 20 млн. лет назад, свидетельствуя о смещении зоны повышенной тектонической активности с запада на восток со средней скоростью немного большей или равной  $2^\circ$  долготы за 1 млн. лет. Следовательно, волна тектонических движений замыкает свой круг в Северном полушарии за 175–180 млн. лет, т. е. за время, равное галактическому году по П.П. Паренаго.

Скольжение зоны тектонической активности с запада на восток создает одинаковую периодичность тектонических движений (без учета дрейфа континентов) в любом районе Северного полушария, но они не синхронны. Все блоки земной коры в зависимости от своего долготного положения находятся одновременно в разных фазах волны тектонических движений. Такое явление, подобное диахронному ходу суточной освещенности планеты, когда все фазы циклического процесса можно наблюдать одновременно, можно назвать «скользящей», или диахронной, периодичностью.

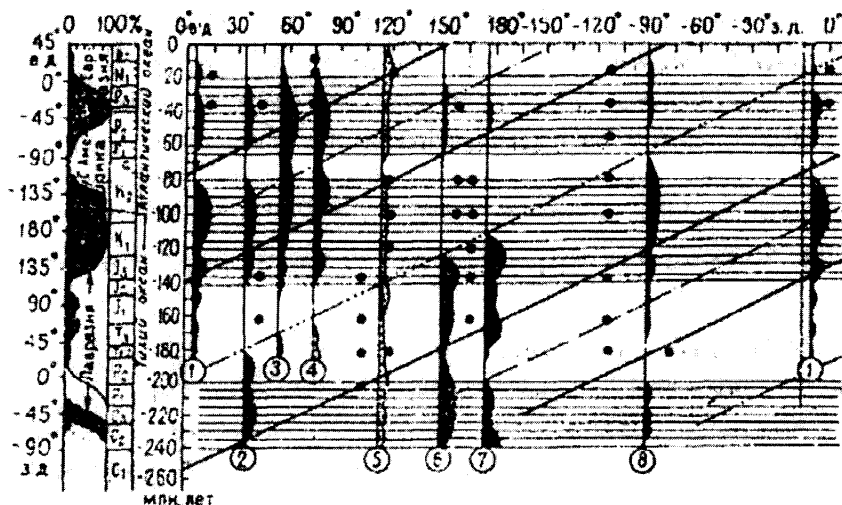


Восточное скольжение тектонической активности отмечается по другим данным на Дальнем Востоке России и Западе США. Так, по заключению В.А. Красилова, мощный меловой вулканизм от позднего альба до позднего сеномана продвинулся на восток от Малого Хингана до Сихоте-Алиня, а в начале датского века достиг Сахалина. По утверждению Дж. Гиллули, миграцию тектонической активности можно последовательно проследить в меловое время от восточной части штата Невада, через западную часть штата Юта на восток штата Айдахо и в штат Вайоминг, в эоцене – уже на востоке Кордильер, а в олигоцене – на южной части Скалистых гор. Размер этой миграции на восток, по его заключению, превысил 1500 км, если считать от побережья Тихого океана. И в том, и в другом случаях скорость восточного смещения тектонической активности составляла около  $2^\circ$  долготы за 1 млн. лет.

Итак, центральная часть зоны усиленной тектонической активности за 175–180 млн. лет проходит через все Северное полушарие. Она начала следующий круг около 20 млн. лет назад и сейчас находится в районе  $45^\circ$  в. д. За время своего движения она пересекла различные сочетания материковой и океанической коры, что не могло не отразиться на емкости Мирового океана и положении его уровня.

Для того чтобы узнать, какие соотношения материковой и океанической коры прошла волна тектонической активности, будем возвращать ее назад от современного положения, определяя соотношения названных кор через каждые  $15^\circ$  долготы на отрезках меридианов от Северного полюса до экватора.

Время прохождения центральной части зоны усиленной тектонической активности через меридианы найдем по графику на рис. 3.2. В результате мы сможем определить соотношения разных кор на меридианах, которые последовательно прошла центральная часть зоны за последние 200 млн. лет, и выразить это в виде кривой, помещенной



**Рис. 3.3. Влияние восточного смещения зоны повышенной тектонической активности на колебания уровня Мирового океана и периодические затопления и осушения материков**

На график нанесены данные о соотношениях материковой и океанической кор в той последовательности, в которой их проходила волна тектонической активности, а также кривые трансгрессий для территорий (цифры в кружках): 1 – Западной Европы, 2 – Восточной Европы, 3 – Средней Азии, 4 – Западной Сибири, 5 – Восточной Сибири, 6 – Колымы, 7 – Чукотки, 8 – Северной Америки. Горизонтальной штриховкой отмечены эпохи высокого положения уровня Мирового океана, которые совпадают со временем прохождения зоны повышенной тектонической активности через Тихий и Атлантический океаны

в левой части рис. 3.3. Исходя из полученных данных зона повышенной тектонической активности от 220 до 140 млн. лет проходила Лавразию (огромный континент, включающий Северную Америку и Евразию), от 140 до 80 млн. лет назад находилась в Тихом океане, от 80 до 60 млн. лет назад прошла Северную Америку, а от 60 до 20 млн. лет назад находилась в Атлантике и 20 млн. лет назад вступила в Евразию.

Согласно имеющейся у нас суммарной кривой трансгрессий (см. рис. 2.1), всем временам прохождения волны усиленной тектонической активности через океаны соответствует высокое положение уровня Мирового океана, а через материка – низкое. В результате скользящие, диахронные тектонические движения, изменяя емкость Мирового океана, приводят к синхронным колебаниям его уровня.

### 3.3. Трансгрессии – результат интерференции волн

Чтобы понять, как происходит процесс сложения скользящих тектонических движений и колебаний уровня Мирового океана, приводящих к затоплению и осушению части континентов, дополним наш график кривыми трансгрессий для различных участков материков согласно их долготному положению (рис. 3.3). Кривые трансгрессий для Западной Европы, Восточно-Европейской платформы, Скифско-Туранской и Западно-Сибирской плит поместим соответственно на меридианы 5, 35, 55, и 75° в. д., проходящие через их центральные части. Кривую трансгрессий для Восточной Сибири поместим на меридиан 120° в. д., так как мезозойские трансгрессии там происходили вблизи этого меридиана, а кривую для Северной Америки – на меридиан 90° з. д., проходящий через ее центральные части. В итоге получается довольно любопытная картина, по-видимому, увязывающая тектонические движения и колебания уровня Мирового океана с трансгрессиями на континентах и объясняющая особенности их развития на разных материках. Здесь важно заметить, что все кривые трансгрессий построены в масштабе тектонической геохронологической шкалы. Если же они будут выполнены в масштабе других шкал, то такой закономерной картины не получится. Цель науки – прогноз, а закономерность – путь к прогнозу. Поэтому наша шкала как исследовательский инструмент, по-

звolyающий находить закономерности, оказывается лучше, чем другие шкалы, в масштабе которых такие закономерности не устанавливаются.

Прежде всего при рассмотрении кривых трансгрессий на рис. 3.3 обращает на себя внимание диагональная полоса, обусловленная восточным смещением момента смены трансгрессий регрессиями, которая совпала с осевой линией зоны повышенной тектонической активности. Осевая линия названной зоны как бы срезает трансгрессии в разных местах в определенное время. На нее приходится регрессии на Восточно-Европейской платформе в начале триаса, на Скифско-Туранской плите в конце триаса, в Западной Сибири в начале юры, на Сибирской платформе в конце юры, на Северо-Американском континенте в начале палеогена и в Западной Европе в конце кайнозоя. Причем осушение территорий происходит в четырех случаях (в Западной Европе, на Восточно-Европейской платформе, Скифско-Туранской и Западно-Сибирской плитах) на фоне низкого положения уровня Мирового океана, а на Сибирской и Северо-Американской платформах – на фоне его подъема, который способствовал развитию трансгрессий на других территориях

Таким образом, судя по резкой смене трансгрессий регрессиями в момент прохождения центральной части зоны тектонической активности, можно сделать вывод об относительно быстром подъеме самих территорий, который начинался примерно за 10–15 млн. лет до ее прохождения. Наличие же трансгрессий, предшествовавших таким подъемам территорий, даже на фоне низкого положения уровня Мирового океана, свидетельствует о том, что подъемы блоков земной коры предварялись их значительными опусканиями. Следовательно, волна тектонических напряжений с периодом около 180 млн. лет асимметрична и состоит из длительного опускания в течение примерно 165–170 млн. лет и относительно кратковременного около 10–15 млн. лет подъема блоков земной коры. К сожалению, размах колебаний описываемой вол-

ны никем не определялся. Он может составлять тысячи метров. Форма самой волны, скорее всего сложная, возможно серповидная, выпуклой стороной обращенная на восток (?).

Понятно, что самые крупные трансгрессии возможны, когда низкое положение территорий совпадает с высоким уровнем Мирового океана. Таким условиям отвечают палеогеновые трансгрессии Европы и Западной Сибири, а также меловые трансгрессии Северной Америки. Благодаря особому долготному положению Сибирская платформа в течение последних 200 млн. лет ни разу не попала в оптимальные условия для развития трансгрессий, но дважды в начале юрского периода и миоцене сама значительно опускалась. Этим и объясняется своеобразие развития мезозойских трансгрессий в ее пределах, когда в отличие от других территорий, где максимумы трансгрессий приходится на меловой период, на ней максимальная трансгрессия была в начале юры.

Естественно, высокому положению территорий при низком уровне Мирового океана должны соответствовать регрессии, продолжительность которых зависит от длительности совместного действия этих двух факторов в данном месте. Таким условиям соответствуют регрессии в Северной Америке в течение поздней перми и раннего-среднего триаса, на Восточно-Европейской платформе от начала триаса до средней юры, Скифско-Туранской плите в ранней юре и в Западной Сибири в течение ранней и средней юры.

Таким образом, трансгрессии на платформах происходили или во время высокого положения уровня Мирового океана при их собственном невысоком положении, или в моменты их максимального опускания даже при низком положении уровня. Оптимальные условия для развития трансгрессий возникали при совместном действии скользящих с запада на восток максимумов опусканий территорий и глобальных подъемов уровня Мирового океана.

График на рис. 3.3 содержит обе важнейшие составляющие трансгрессий. Поэтому, зная характер колебаний

уровня Мирового океана и местонахождение волны тектонических движений в течение последних 200 млн. лет, мы можем предсказать (вернее, ретросказать) развитие трансгрессий в пределах любой территории Северного полушария. Если же продолжить наш график в положительную область отсчета времени, то можно предсказать развитие трансгрессий и регрессий на многие миллионы лет вперед для любой части Северного полушария. Однако детальность таких предсказаний пока низкая и не отвечает еще практическим интересам. Таким образом, полученная схема обладает ретросказательно-предсказательной функцией.

Зная приблизительно профиль волны тектонических движений с периодом около 180 млн. лет и ее путь в течение последних 200 млн. лет, можно сказать, что при прохождении ее гребня через океаны уровень их поднимается за счет низкой тектонической активности на континентах в это время, а при прохождении его через материки – падает за счет усиления горообразовательных процессов. Последовательно проходя через материковое и океаническое полушария Земли в течение галактического года, волна тектонических движений создает колебания уровня Мирового океана с таким же периодом.

Подытоживая сказанное, приходим к выводу, что крупная периодичность метаморфизма и гранитообразования в разных тектонически активных районах была почти одинаковой (около 180 млн. лет), но процесс начинался и заканчивался в разное время, постепенно смещаясь на восток. На фоне такой диахронной периодичности тектонических движений проявлялись фазы складчатости, синхронные (?) в пределах значительных частей Северного полушария.

Естественно, для геологов наши построения могут показаться мало убедительными. С одной стороны, мешает груз традиционных представлений, а с другой – кажущаяся легкость и простота решения серьезной проблемы. Поэтому наши исследования можно считать как развернутую постановку задачи о диахронности тектонических движений, ко-

тору необходимо выполнить с использованием большого количества данных и применением более сложной их статистической обработки.

Решение поставленной задачи будет выглядеть значительно убедительней, если на графике вместо точек усредненных возрастов магматической активизации регионов с их грубой долготной привязкой, будут поля точек возрастов разных магматических и метаморфических пород, имеющих долготную привязку с точностью до одного градуса. Для чего предстоит обработать десятки тысяч уже имеющихся радиометрических датировок магматических и метаморфических пород, а также построить детальные кривые трансгрессий по нескольким десяткам меридианов. Причем графики должны быть построены для обоих полушарий.

В результате успешного решения поставленной задачи мы получим возможность увидеть зависимость колебаний уровня Мирового океана от взаимного расположения материков и океанов и их положения относительно оси вращения Земли, получить закономерную картину развития тектонических движений и трансгрессий в пространстве и времени для последних 200 млн. лет, а также появятся перспективы постановки обратной задачи для палеозоя и докембрия. С решением последней связаны надежды на возможность оценки смещения литосферных плит с запада на восток, или наоборот, т. е. давать им долготную привязку, которая пока отсутствует в мобилистских реконструкциях.

В итоге можно привести замечательное высказывание А.П. Карпинского (1888) о том, что «при образовании континентов и горных кряжей преобладают внутренние процессы Земли, результаты которых совершенно затемняют то влияние, которое, может быть, оказывает на это образование вращательное движение Земли или внешние астрономические причины. Наконец, возможно, что ось Земли не всегда имела то положение, какое она имеет в настоящее время». А ведь это было сказано во времена безраздельного

господства идей Э. Зюсса, рассматривавшего все тектонические процессы как результат сморщивания верхней оболочки постепенно остывающей Земли.

\* \* \*

Итак, тектонические движения, обладая диахронным циклическим типом периодичности, благодаря астрономическим причинам, скользят с запада на восток и проявляются асинхронно и регионально-синхронно. Проходя через материки и океаны, они создают колебания уровня Мирового океана. Однако тектонические движения при наложении на колебания уровня океанов затушевывают их глобальное синхронное выражение, и они проявляются в виде трансгрессий и регрессий регионально-синхронно, хотя и на огромных территориях.

Все местные тектонические явления, воздействуя на биосферу, суммируются ее подвижными оболочками и имеют глобальные последствия. Тектонические движения, ответственные за соотношение суши и моря на нашей планете и поставку в биосферу вещества литосферы, работают по космическому расписанию. Они осуществляют внешние воздействия на биосферу.

Чтобы ответить на вопрос, как реагировала биосфера на эти воздействия, необходимо восстановить историю развития биосферы, которая записана в земных недрах.

## Глава 4

### ПЕРИОДИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ФАНОРОЗОЯ

В связи с тем, что осадочные толщи и осадочные полезные ископаемые являются продуктами на выходе био-



сферы, они содержат всю информацию о ее функционировании. Однако чтобы понять, как работает биосфера, изучая продукты на ее выходе, необходимо знать, как они организованы. Следовательно, возникает задача построения статической системы продуктов на выходе биосферы и последующего ее исследования.

«Периодическая система фанерозойских трансгрессий» в виде синфазного сопоставления трех крупных волн затопления материков (см. рис. 2.2) у нас уже имеется. Если мы на нее нанесем данные о стратиграфическом положении осадочных толщ разного литологического состава и данные об осадочных полезных ископаемых, то получим систему, в которой участвуют и продукты на выходе биосферы, и данные о внешних воздействиях, т. е. «Периодическую систему геологических событий фанерозоя».

Верхняя оболочка Земли из осадочных горных пород – стратисфера – это не что иное, как геологическая летопись биосферы. В ее слоях заключено колоссальное количество информации о связях биосферы с космосом и земными глубинами, о ее поведении на протяжении миллиардов лет в ответ на внешние воздействия. Эта информация закодирована в бесчисленных сочетаниях разных слоев осадочных и метаморфических (бывших осадочных) горных пород.

Понятно, что в идеальном виде такой информации пока получить невозможно. Вместе с тем геологическое изучение планеты продвинулось за последние десятилетия настолько, что уже можно понять порядок на «складе продуктов» биосферы. Прежде всего он прослеживается в закономерной повторяемости в разрезе стратисферы характерных сочетаний горных пород и месторождений полезных ископаемых – в периодичности их накопления. Резкий рубеж в качестве информации приходится на границу докембрия и фанерозоя. Он обусловлен появлением скелетных форм организмов, изучение которых позволило геологам разработать существующую относительную геохронологическую шкалу.

Поэтому все внимание мы сосредоточим на периодичности геологических процессов в течение фанерозоя. Тем более что нам уже известен характер тектонических воздействий на биосферу в течение этого времени.

Надо сказать, что идеальной периодичности в природе вообще не существует. Изменяется даже продолжительность суточного вращения Земли – такого, казалось бы, идеально циклического процесса. Идеально циклическим процессом считается обращение Земли вокруг Солнца, период которого (звездный год) принят в качестве эталона времени. Сложная взаимосвязь и субординация геологических процессов, их наложение друг на друга, кажется, вообще исключает возможность существования строго периодических процессов в геологии, а наши средства определения длительности геологических событий еще далеки от совершенства. Это приводит, с одной стороны, к невозможности точного определения периодов, а с другой стороны – к выделению «идеальных» периодов. Поэтому, строго говоря, периодичность, ритмичность и цикличность геологических процессов являются квазипериодичностью, квазиритмичностью и квазициклическостью. Однако в связи с тем, что в геологии процессов с идеальными названными свойствами не существует, приставку «квази» можно отбросить, но постоянно о ней помнить.

#### **4.1. Периодичность накопления полезных ископаемых**

Выявление закономерных повторений в распределении месторождений полезных ископаемых в разрезе земной коры важно не только с позиций определения прошлых состояний биосферы, но и для поисков самих полезных ископаемых. В этом случае появляется возможность прогнозировать нахождение месторождений в отдельных относительно узких интервалах разреза стратисферы.

Для того чтобы построить более детальные схемы распределения в разрезе земной коры месторождений полезных ископаемых, необходимо использовать данные только о тех месторождениях, для которых возраст вмещающих толщ определен с необходимой точностью, а остальные отбраковывать как несоответствующие условиям эксперимента. Однако и такой прием не позволяет выявить периодичность накопления месторождений, поскольку неизбежны пропуски эпох образования месторождений из-за того, что не все они известны. Возникает задача: как обнаружить скрытую периодичность их накопления? Она может быть решена с помощью метода синфазного сопоставления крупных циклов развития геологических процессов, к которому мы уже прибегали при выделении ритмов длительностью около 22 млн. лет в герцинском и каледонском циклах колебаний уровня Мирового океана (см. рис. 2.2).

Если сопоставление крупных циклов проведено верно, а биосфера однотипно отвечала на тектонические воздействия в течение последних 500 млн. лет, то месторождения полезных ископаемых, как результаты ее деятельности, должны быть синфазны, т. е. располагаться в одноименных фазах крупных циклов колебаний уровня Мирового океана.

Во многих случаях возраст вмещающих толщ не совпадает со временем образования месторождений. Это особенно ясно видно на примере нефтяных и газовых месторождений, залежи которых часто образуются на сотни миллионов лет позже, чем вмещающие их горные породы. Однако их стратиграфическое положение не случайно и определяется комплексом факторов (наличием ловушек, пористых и проницаемых пород, покрышек из непроницаемых пород, исходного органического вещества, термодинамических условий его переработки, условий сохранности залежей и др.), связанных геологической историей не только месторождения или региона, но и планеты в целом.

В большинстве случаев нахождение залежей в разрезе стратисферы почти или полностью совпадает с положением горизонтов, обогащенных исходными полезными компонентами. Поэтому для наших построений вполне приемлемы данные о стратиграфическом размещении месторождений осадочных полезных ископаемых – горючих сланцев, углей, нефти и газа, каменной и калийной соли, фосфоритов и др.

Нанесение данных о стратиграфическом положении месторождений, содержащих основную массу мировых запасов полезных ископаемых, на полученную схему сопоставления трех крупных волн затопления материков дало возможность убедиться в правильности сопоставления. Месторождения оказались закономерно и подобно распределены по фазам каждого из трех крупных циклов (галактических лет). В итоге получилась Периодическая система геологических событий фанерозоя (рис. 4.1). Ее элементами служат отрезки геологической истории длительностью около 22 млн. лет (точнее, 20–25 млн. лет). Всего их в системе 24. Они образуют три больших ряда (по горизонтали), каждый из которых состоит из восьми ритмов или фаз по 22 млн. лет, которые по вертикали образуют группы из трех ритмов с подобными свойствами.

Системы, подобные предлагаемой, как заметил Ю.А. Урманцев (1988), «принципиально новый способ извлечения, хранения, выражения, подытоживания и развития знания; принципиально новая цель, средство познания, форма отображения реальности и объект исследования». В наше время появляются самые разнообразные системы: «Периодическая система венчиков цветков растений со стыкующимися лепестками» Ю.А. Урманцева, «Зонально-симметричная система химических элементов» Ю.К. Дидыка, «Периодическая таблица морской воды» Мэккинчера, «Система тектонических разрывов» В.Ю. Забродина и др. Например, «Периодическая система структурных состояний вещества» В.М. Таланова и Н.Ф. Федоровой (1999).

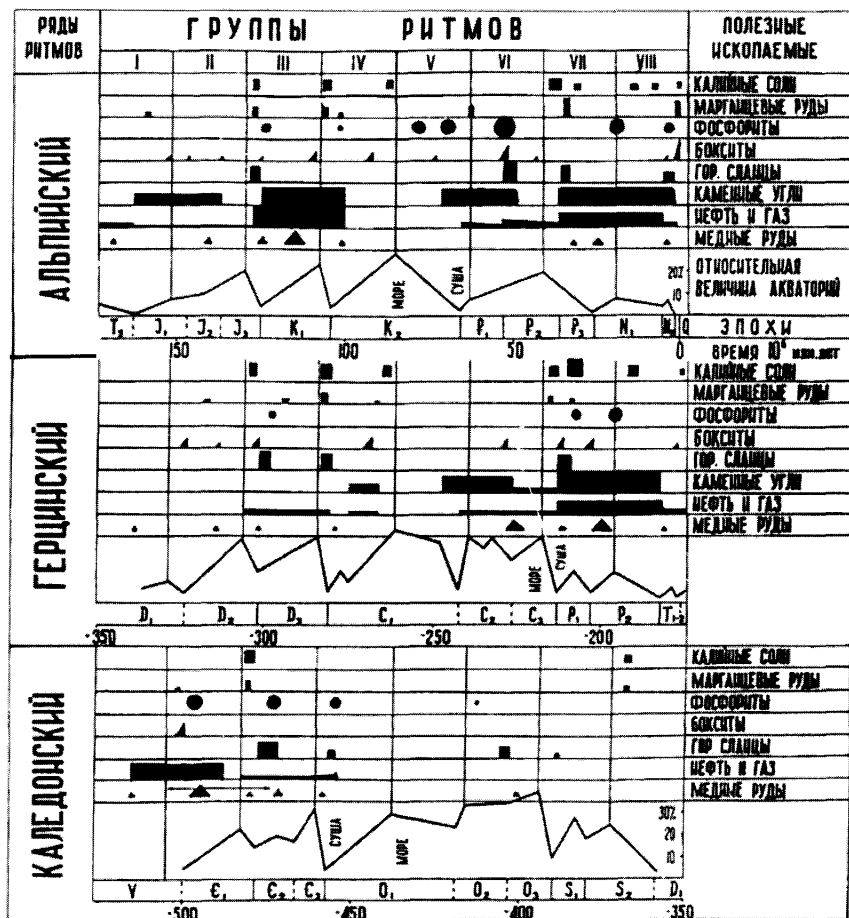


Рис. 4.2. Периодическая система геологических событий фанерозоя, состоящая из 24 элементов – отрезков геологической истории – трансгрессивно-климатических ритмов (фаз галактического года) длительностью около 22 млн. лет

По вертикали располагаются ритмы с подобными свойствами (положение уровня океана, климат и его зональность, полезные ископаемые и др.)

Мечта о создании «Периодической системы геологических событий» возникла давно. Уже в 1936 г. русский по про-

исхождению немецкий геолог С.Н. Бубнов (1960) опубликовал свою известную кривую – спираль циклического развития Земли. Затем табличчатые схемы периодического развития Земли под разными названиями предложили С.В. Тихомиров (1956, 1971), В.Д. Наливкин (1962) и Н.Ф. Балуховский (1966). Строго говоря, их системы не являются таковыми. В них не выражена элементность – необходимый признак любых систем. Они в значительной степени интуитивные, а геологические события на самих схемах наглядно не отображены. Только теперь, благодаря значительному развитию геологии, стало возможным создание системы, отвечающей ее назначению.

Поначалу (Малиновский, 1963) построение системы имело чисто прагматические цели – прогноз месторождений полезных ископаемых. Затем, став объектом исследования, после существенного усовершенствования системы (Малиновский, 1982, 1990) она оказалась пригодной для решения более важной задачи – о взаимодействии оболочек Земли: биосферы и литосферы, что позволило начать изучение механизма саморегуляции (гомеостаза) биосферы, который является одной из причин глобальных изменений и закономерного строения осадочных толщ. **Очевидно, что познание механизма гомеостаза биосферы служит главной задачей современного естествознания, и только геологи располагают фактами ее истории.**

#### 4.2. Геологические события галактического года

Рассмотрев распределение в разрезе фанерозоя месторождений горючих сланцев, каменных углей, нефти и газа, солей, фосфоритов, бокситов, медных и марганцевых руд, мы можем утверждать, что на «складе готовой продукции биосферы» все подчинено определенному порядку. Более того, данные о положении в разрезе земной коры месторож-

дений железа, самородной серы, ванадия, урана и полиметаллов говорят о том же, и они образовывались в эпохи с максимальной биологической продуктивностью биосферы. Естественно, возникает вопрос: почему так происходит?

Впервые на то, что лишь некоторые эпохи в истории Земли и жизни были особенно благоприятны для накопления и сохранения огромных масс органических веществ, включая фосфор, указал наш геолог – автор первой геологической карты Луны А.В. Хабаков в 1940 г.

Позднее о наличии рудных и безрудных эпох в истории Земли писал академик Н.М. Страхов и другие геологи. Как ни странно, но объяснений причин этого важного геологического феномена дано не было.

Правда, его можно найти, но отнюдь не с биосферных позиций, в периодическом законе Л.В. Пустовалова (1902–1970): «Определенные геологические моменты характеризуются преимущественным накоплением определенных типов осадков, причем наиболее интенсивное образование этих типов осадков периодически повторяется на протяжении геологической истории Земли: последовательность образования доминирующих типов осадков соответствует схеме осадочной дифференциации вещества и повторяется вновь после каждой мировой геологической революции, составляя большие периоды осадконакопления: на фоне больших периодов могут иметь место малые периоды осадконакопления, имеющие местное значение и связанные с местными проявлениями тектонических сил». Эмпирический по своей сути закон Л.В. Пустовалова находит свое отражение в построенной нами системе.

Полученная Периодическая система представляет собой абстрактную, статическую систему продуктов на выходе биосферы и отражает их организацию. Кроме того, она содержит характеристику внешних тектонических воздействий на биосферу в виде кривой колебаний уровня Мирового океана. Последнее позволяет нам, произведя сравнение воз-

действий на биосферу с результатами ее реакции, определить сам характер реакции биосферы на внешние воздействия.

В геологии, в отличие от других естественных наук, экспериментально повторить геологические процессы, длящиеся миллионы лет, практически не возможно. Поэтому каждый геолог всегда пытается восполнить невозможность эксперимента многократным подтверждением полученных результатов на других объектах. Замечательные слова по этому поводу были сказаны С.Н. Бубновым: «Установить повторение сходных событий в различные времена и в различных местах равносильно доказательству закономерностей в развитии структур на генетической основе, т. е. равносильно тому, что в других науках достигается экспериментальным путем». Поэтому важнейшим достоинством нашей системы служат регулярная повторяемость «в опыте» свойств и соотношений фактов, вселяющая уверенность в неслучайность наблюдаемых закономерностей и представительность фактического материала.

Периодическая система позволяет произвести еще одну операцию, необходимую для выяснения причин периодичности накопления огромных масс органического вещества. Она заключается в получении полной идеализированной картины распределения осадочных полезных ископаемых в этапе развития Земли, соответствующему одному галактическому году. В результате мы должны получить более полную характеристику того, что происходило на Земле в течение каждого галактического года.

Для того чтобы выделить полезный сигнал, в теории информации пользуются методом накопления сигнала. Он заключается в многократной передаче одного и того же сигнала. Каждый из принятых сигналов отличается от остальных за счет случайных помех. Но если принятые сигналы просуммировать, то помехи будут гасить друг друга, а полезный сигнал проступит более четко. Этот метод в том виде, как он здесь применен, носит название «метода нало-



жения эпох» и впервые был предложен еще в 20-х гг. прошлого века А.Л. Чижевским.

Чтобы получить идеализированную картину рудообразования в течение каждого галактического года, произведем суммирование всех принятых сигналов. Другими словами, поместим все данные о положении месторождений в одноименных ритмах разных рядов в один ряд (рис. 4.2). Теперь

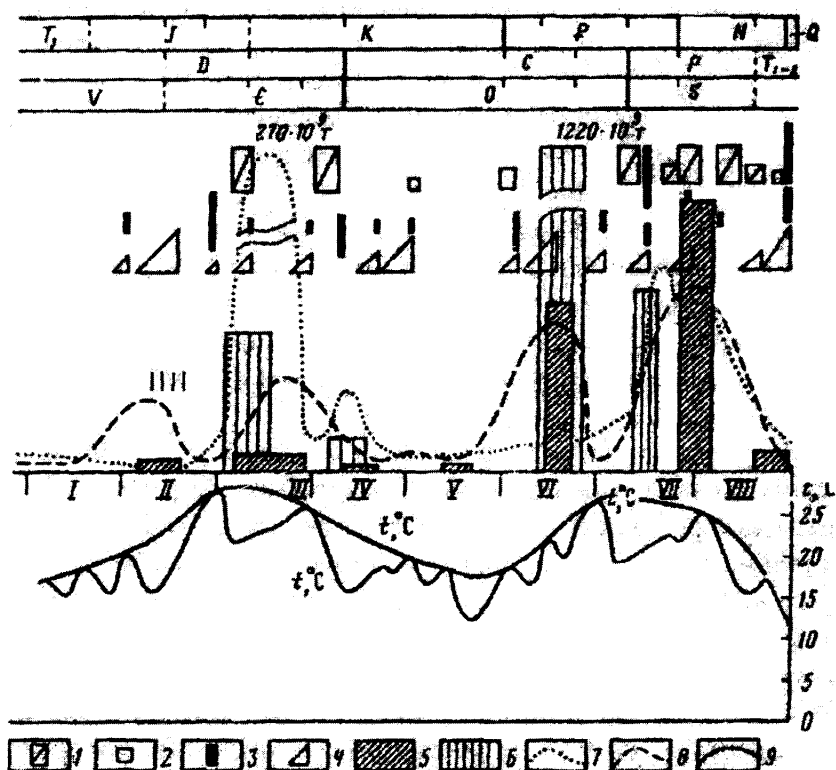


Рис. 4.2. Идеализированная картина рудоаккумуляции в течение галактического года (Малиновский, 1990):

- 1 – калийные соли; 2 – галиты; 3 – марганцевые руды; 4 – бокситы;
- 5 – фосфориты; 6 – горючие сланцы; 7 – нефть и газ; 8 – каменные угли;
- 9 – палеотемпературы вод морей Северного полушария

дополним полученную картину палеотемпературной кривой для альпийского этапа, дадим характеристику всем восьми ритмам и тем самым узнаем, что происходило на Земле в течение каждого галактического года, начало которых приходится на среднюю часть первых ритмов.

Итак, галактический год начинается в первом ритме, для которого характерны самое низкое положение уровня Мирового океана, усиление горообразовательных процессов, зональный климат с относительно низкими температурами вод морей в средних широтах. В это время происходило преимущественное накопление терригенных типов осадков (песков, глин, конгломератов и др.), которые часто залегают в низах чехлов осадочных горных пород, перекрывающих складчатое основание платформ. Здесь надо заметить, что терригенное осадконакопление всегда преобладало в истории Земли. В пределах современных континентов отложения, образовавшиеся в начале галактических лет, относительно бедны горючими сланцами, фосфоритами и солями. Только к концу этой фазы начинают появляться месторождения бокситов и марганцевых руд, что происходит на фоне подъема уровня океана, ослабления зональности климата, повышения температур и расцвета наземной растительности. В принципе, если не принимать во внимание колоссальное изменение облика биот, населявших Землю, условия на планете были очень похожими на современные. Ведь до начала нового галактического года остается «всего» 12 млн. лет, и мы живем в самом конце VIII ритма, т. е. перед началом первого.

В следующую фазу галактического года (II ритм любого ряда) условия на Земле уже совсем другие. Особенно это касается климатических изменений, так как климат на планете стал слабозональным и более теплым и влажным. Даже в тех районах, где раньше, да и в последующие эпохи временами накапливались соли, происходило угленакopление. Соли стали отлагаться в небольших количествах только в самом конце этой фазы. Уровень Мирового океана через

многочисленные колебания постоянно поднимался и достиг максимума на границе со следующей фазой. Примерно также вели себя и палеотемпературы вод морей средних широт. Наиболее сильно прогревались воды морей высоких широт и, как следствие этого, глубинные воды океанов.

Для начальных стадий вторых ритмов характерно слабое карбонатакопление, а для конечных – усиленное. На их начало приходится мощное усиление продуктивности наземной растительности и образование крупных месторождений бокситов и фосфоритов, а также небольших залежей горючих сланцев. В отложениях этой фазы известны крупнейшие месторождения нефти и газа. Например, в низах кембрия – верхах венда Восточной Сибири геологические запасы нефти и газа (в пересчете на нефть) составляют более 80 млрд. т.

III фаза галактического года существенно отличается от предыдущей своими самыми высокими для первого галактического полугодия палеотемпературами вод морей в средних и высоких широтах на фоне резко выраженной зональности климата, благодаря которой происходило накопление огромных масс каменных и калийных солей. Угленакопление, которое началось только с девона, по своим масштабам не уступало тому, что было во II фазе. Территориально же оно занимало совсем другие районы и происходило в экваториальных и относительно более высоких палеоширотах вне синхронных с ним аридных зон. Только в самом начале фазы происходило усиленное карбонатакопление.

Отложения III фазы наиболее богаты осадочными полезными ископаемыми. Здесь фосфориты и бокситы, нефть и газ, каменные угли, марганцевые и медные руды, калийные соли и горючие сланцы. Именно на III фазу галактического года приходится максимум их накопления. Вообще, это самый богатый ритм в первом галактическом полугодии.

В начале IV фазы галактического года еще сохраняются условия, свойственные предыдущей. Продолжают формироваться крупнейшие месторождения фосфоритов, горючих сланцев, каменных углей, калийных солей и создаются условия для появления крупных месторождений нефти и газа. Уровень Мирового океана сначала резко падал, а потом поднимался и на границе с V фазой достиг своего галактического максимума. Палеотемпературы вод морей средних широт сначала резко снижались вместе с падением уровня океана, а затем возрастали, но уже не достигали тех значений, которые были в начале фазы, несмотря на максимальный подъем уровня Мирового океана. Аридность климата снижалась, но зоны с пустынным климатом сохранялись, хотя каменные и калийные соли накапливаться перестали. На огромных пространствах, занятых мелководными теплыми морями, накапливались карбонатные породы типа писчего мела или более крепких известняков с большим количеством раковин организмов.

В начале V фазы галактического года продолжали существовать огромные мелководные теплые морские бассейны. В течение всей фазы происходило отступление морей с континентов. В связи с широким развитием морских бассейнов ни в IV, ни в V фазах красноцветные отложения почти не образовывались. Начало V фазы, как и окончание IV, не отмечено образованием крупных месторождений полезных ископаемых. Правда, это не совсем так. Ведь мощные толщи карбонатных пород представляют собой весьма ценные полезные ископаемые.

В конце V фазы происходило почти полное осушение континентов. С этим временем связано значительное похолодание климата и усиление его аридности, сопровождавшееся некоторым усилением процессов рудообразования и активизации наземной растительности.

По распределению полезных ископаемых и относительно малому размеру их месторождений у V фазы много

общего с I фазой. Однако в I фазе все происходило на фоне низкого положения уровня Мирового океана, ослабленного карбонатонакопления и максимума образования красноцветных толщ, а в V – на фоне высокого положения его уровня и усиленного карбонатообразования.

VI фаза галактического года по своим параметрам наминает II фазу. На их первые половины приходятся максимальные биопродуктивности наземной растительности, слабая зональность климата на фоне потепления вод морей в средних и высоких широтах, которое достигло максимума во втором галактическом полугодии на границе со следующей фазой. Так же, как и в течение II фазы, здесь происходил подъем уровня океана. Угленакопление тоже шло там, где перед этим был аридный климат, а запасы нефти и газа в их отложениях несколько уступают последующим фазам.

Однако на VI фазу в каждом из трех галактических лет приходится начало материковых оледенений в среднем ордовике, среднем карбоне и олигоцене. Их развитие на фоне климатического максимума и подъема уровня океана кажется парадоксальным.

VII фаза галактического года по высоким палеотемпературам морей, резкой зональности климата и набору полезных ископаемых, а также масштабам их накопления почти аналогична III фазе. Это тоже самый богатый полезными ископаемыми ритм, только уже не первого, а второго галактического полугодия. Однако имеются и существенные отличия между VII и III фазами. В отличие от III фазы, в VII фазе уровень Мирового океана не поднимался, а наоборот, опускался. Кроме того, с VII фазой связано дальнейшее развитие материковых оледенений, следов которых нет в отложениях третьих ритмов.

В начале VIII фазы галактического года точно так же, как и в начале IV фазы, еще сохраняются условия предыдущей, богатой полезными ископаемыми фазы. Однако все это происходит на фоне резкого похолодания климата, ос-

лабления карбонатакопления и развития материкового оледенения, а также резкого падения уровня Мирового океана, особенно в конце фазы, в то время как в конце IV фазы он достиг галактического максимума. Следовательно, эпохи усиленного накопления полезных ископаемых, прямо или косвенно связанных с накоплением органического вещества, почему-то избегают экстремальных положений уровня Мирового океана – самого высокого и самого низкого.

Первое и второе галактические полугодия сопоставимы между собой по общему характеру климатических изменений и закономерностям образования полезных ископаемых, но не сопоставимы по характеру колебаний уровня Мирового океана и развитию материковых оледенений. В первом полугодии уровень океана через многочисленные колебания поднимался, а во втором, наоборот, опускался. По сути дела, мы наблюдаем повторение подобных событий в биосфере на фоне разнонаправленных внешних воздействий: происходит одно и то же при подъеме уровня Мирового океана и при его опускании, при ослаблении и усилении горообразовательных процессов. Совсем парадоксально выглядит начало великих оледенений на фоне максимального потепления, высокого уровня океана и ослабленной зональности климата. А ведь это противоречит здравому смыслу, который так часто не позволяет увидеть подлинную природу самых банальных явлений. Именно он, как правило, определяет наше отношение к действительности и заставляет нас, геологов, связывать напрямую тектонические движения с осадко- и рудонакоплением. Видеть в пред-метах и процессах некоторую абсолютную ценность, непротиворечивость легче и удобнее в повседневной жизни. Этот здравый смысл не что иное, как линейный подход к действительности, когда все прямо или обратно пропорционально друг другу. Линейные представления о связи тектонических движений, трансгрессий и регрессий с осадконакоплением продолжа-

ют господствовать в современной науке, хотя говорить о нелинейности геологических процессов стало модным. Широкопрактикуемые попытки объяснения особенностей осадко- и рудонакопления только с позиций плейттектоники, трансгрессий и регрессий без учета системы, продуцирующей осадочные толщи, – это дань отживающим линейным представлениям. Линейный подход к изучению нелинейных процессов методически не верен и хороших результатов дать не может.

Ясно, что периодичность осадко- и рудонакопления обусловлена работой системы, продуктами на выходе которой являются осадочные горные породы и полезные ископаемые. Несомненно, это биосфера с ее нелинейной реакцией на внешние воздействия. Но вот вопрос – на какие? Может быть, и совсем не тектонические, а непосредственно из космоса или какие-нибудь другие?

Во-первых, нам надо ответить на вопрос: есть ли причинно-следственная связь между биосферой и тектоническими движениями? Ранее мы уже рассмотрели глобальный круговорот вещества, в котором тектонические движения осуществляют обмен веществ между биосферой и литосферой, поставляя их в биосферу и выводя обратно. Таким образом, можно утверждать, что причинно-следственная связь биосферы с тектоническими движениями существует и обеспечивается глобальным круговоротом вещества. Это отнюдь не праздный вопрос, так как существует мнение об отсутствии такой связи. Например, известный геохимик-нефтяник С.Г. Неручев, автор замечательной книги «Уран и жизнь в истории Земли», на основании изучения линейных корреляционных связей интенсивности накопления органического вещества с изменениями интенсивности магматизма пришел к выводу об отсутствии не только прямого, но и косвенного влияния магматизма на накопление органического вещества и нефтегазонакопление. Естественно, при нелинейности системы, продуцирующей органическое ве-

щество, линейных корреляционных связей между названными процессами и не должно быть.

С другой стороны, известный геохимик член-корреспондент АН СССР А.Б. Ронов, изучив распределение масс органического вещества, карбонатных пород и продуктов вулканизма по отделам систем фанерозоя, пришел к выводу о прямой зависимости интенсивности накопления органического вещества от интенсивности вулканизма. Вывод этот был бы безупречен, если бы все отделы систем соответствовали бы эпохам равной длительности, а не отличались бы друг от друга в 3–6 раз. В результате на самые длительные эпохи (ранний ордовик, ранний карбон и поздний мел) приходится максимумы накопления и органического вещества, и карбонатных пород, и продуктов вулканизма, а на самые короткие – минимумы. Понятно, что в этом случае такого вывода не следует, но здравый смысл здесь явно присутствует, потому что не может быть так, чтобы огромные массы вещества, поступающие из вулканов в биосферу, не оказывали бы на нее влияния. Как же увидеть явную связь тектонических движений, в том числе и магматизма, с жизнью биосферы при отсутствии между ними линейной корреляционной связи? Выход есть. Нужно сравнивать их развитие в течение очень длительных отрезков геологического времени.

### 4.3. Ансамбли рудоносных эпох

Забудем на некоторое время о существовании галактической периодичности тектонических и биосферных процессов и представим всю имеющуюся у нас информацию так, как это показано на рис. 4.3. На нем мы видим, что основная масса полезных ископаемых сосредоточена во второй половине фанерозоя – от среднего девона донныне и в его самом начале (венд-кембрий). Интенсивность накопления всех полезных ископаемых в ордовике-силуре была



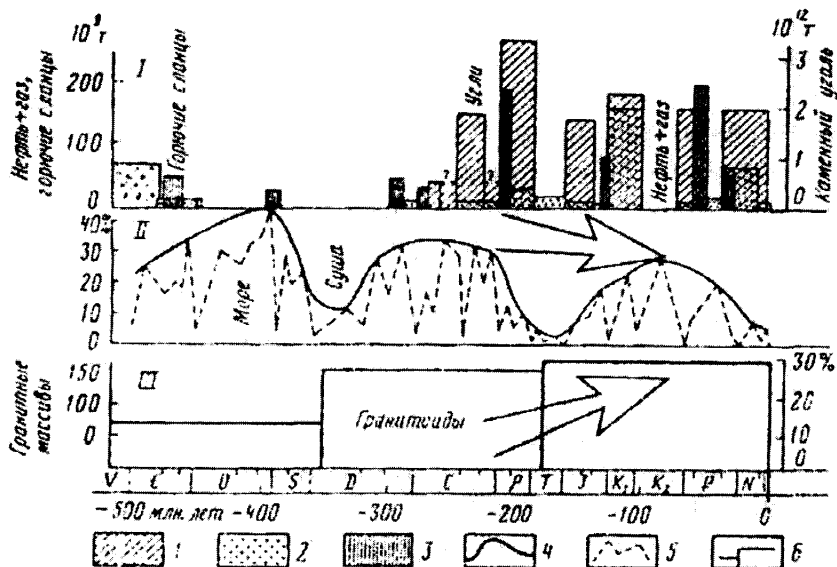


Рис. 4.3. Зависимость интенсивности образования месторождений полезных ископаемых от тектоно-магматической активизации в фанерозое

Чем ниже уровень Мирового океана (II) и сильнее магматизм (III), тем больше запасы полезных ископаемых (I); 1–3 – геологические запасы: 1 – углей, 2 – нефти и газа, 3 – смолы горючих сланцев; 4, 5 – кривые колебаний уровня Мирового океана; 6 – количество гранитоидных массивов в интервалах по 180 млн. лет [Малиновский, 1990]

значительно ниже, чем в синфазных им карбоне-перми и позднем мелу-кайнозое. С чем связана такая картина распределения в разрезе земной коры известных месторождений? С тем, что ордовикские и силурийские отложения хуже изучены и на уровнях, синфазных крупным месторождениям кайнозоя или карбона-перми, не открыто еще месторождений, или с более низкочастотной периодичностью?

Чтобы ответить на поставленный вопрос, необходимо, прежде всего, выяснить закономерность наблюдаемой кар-

тины для фанерозоя и затем привлечь данные по докембрию, свидетельствующие о низкочастотной периодичности накопления углеродистых толщ и развития магматизма.

Информация о стратиграфическом размещении мировых запасов нефти, газа, каменных углей и горючих сланцев позволяет выделить во второй половине фанерозоя три пары крупнейших максимумов накопления горючих полезных ископаемых, с которыми связаны основные запасы и других полезных ископаемых. Тем самым они образуют ансамбли рудоносно-углеродистых эпох. В свою очередь, сами ансамбли объединяются близким временем своего образования в позднефанерозойский мегаансамбль рудоносно-углеродистых эпох. С ним связаны все мировые запасы каменных углей, более 90% запасов горючих сланцев и около 80% запасов нефти и газа.

Общее увеличение содержания органического углерода, в том числе и рассеянного, в породах континентов во второй половине фанерозоя зафиксировано А.Б. Роновым. Выделенные нами пары крупных углеродистых эпох соответствуют установленному им относительному увеличению содержания органического углерода в породах континентов.

Размещение в разрезе фанерозоя крупнейших месторождений бокситов, марганцевых и медных руд, фосфоритов и калийных солей явно свидетельствует о приуроченности этих месторождений к позднефанерозойскому мегаансамблю и венд-кембрию. Здесь следует добавить, что основная масса запасов фанерозойских полезных ископаемых магматического происхождения тоже приходится на вторую половину фанерозоя. Однако колчеданные месторождения, содержащие не менее четверти мировых запасов меди, свинца и цинка, образовались в течение ордовика, силура и девона с максимумом в среднем девоне, т. е. в противофазе с месторождениями на континентах. Связано это с их океаническим происхождением и зависимостью от скорости раздви-

жения литосферных плит (спрединга). Скорость спрединга в названное время, которое приходится на момент между распадом суперконтинента Родинии и образованием Гондваны, была, по всей видимости, максимальной.

На кривой, отражающей колебания уровня Мирового океана, повторенной на рис. 4.3, фиксируется постепенное сокращение относительных площадей бассейнов осадконакопления от каледонского этапа к альпийскому. Оно, как мы знаем, происходило на фоне увеличения роли в осадочных толщах красноцветных континентальных отложений.

О поведении процессов горообразования, которые сопровождались гранитоидным магматизмом и вулканической деятельностью, мы можем судить по количеству гранитоидных массивов, образовавшихся в течение каждого галактического года, и по количеству пород вулканического происхождения в осадочной оболочке Земли. Общая масса вулканогенных пород увеличивается от каледонского этапа ( $42,3 \times 10^{15}$  т) к герцинскому ( $131,4 \times 10^{15}$  т) и немного снижается к альпийскому ( $118,3 \times 10^{15}$  т). Во второй половине фанерозоя скорости накопления осадочных толщ и их общий объем увеличиваются в 2,5–3 раза. Усиление гранитоидного магматизма в конце фанерозоя отмечали многие зарубежные и российские геологи.

Все приведенные данные хорошо согласуются между собой. Снижение уровня Мирового океана, усиление магматизма и увеличение скоростей осадконакопления согласованно указывают на усиление тектонических процессов во второй половине фанерозоя. Таким образом, позднефанерозойский мегаансамбль рудоносно-углеродистых эпох возник на фоне общего усиления тектонической активности, что свидетельствует о закономерности наблюдаемой картины. Весьма примечательно, что увеличение объемов вулканогенных и осадочных горных пород во второй половине фанерозоя произошло всего в 2,5–3 раза, а запасы месторождений полезных ископаемых увеличились в десятки и сот-

ни раз. В отложениях второй половины фанерозоя содержится значительно больше полезных ископаемых, чем в одинаковых объемах осадков, накопившихся в его первой половине.

Может возникнуть представление о каких-то чрезвычайных условиях, господствовавших на планете в моменты, благоприятные для усиленного накопления полезных ископаемых. Однако это не так. Дело в том, что главной характеристикой состояния среды осадконакопления (биосферы) служат не полезные ископаемые, занимающие в общей массе горных пород ничтожный объем, а они сами. Скорости же их накопления изменились всего в 2,5–3 раза. В настоящее время на поверхности планеты имеются бассейны, скорости накопления осадков в которых отличаются в десятки и сотни раз. Другое дело, почему при среднем увеличении скоростей осадконакопления всего в 2,5–3 раза запасы месторождений увеличиваются в десятки и сотни раз?

Некоторый ответ на поставленный вопрос могут дать работы океанологов, изучавших органическое вещество в осадках океанов и морей. По их данным, накопление органики в осадках очень сильно зависит от скорости образования включающих ее отложений. Причем с ростом скоростей осадконакопления количество захороненной органики возрастает не прямо пропорционально, а по экспоненте, достигая максимума содержания в породе при скоростях около 50 м/млн. лет. При более высоких скоростях накопления осадков содержание захороненного в них органического вещества опять резко снижается. Кроме того, захоронение органического вещества зависит и от продуктивности биот. Чем выше их продуктивность, тем больше образуется и захороняется органики. И этот процесс идет не прямо пропорционально, а тоже по экспоненте. При низких скоростях накопления осадков и органического вещества последнее полностью разлагается деструкторами, и все его составные части поступают обратно в биологический круговорот. В

настоящее время сгущения жизни в морских водоемах совпадают с местами усиленной доставки питательных веществ. Это места впадения рек и подъемов глубоких океанских вод – апвеллинги.

Такой механизм захоронения самого активного реагента, естественно, сказывается на последующей жизни осадка в стадии его превращения в горную породу и в ее последующих изменениях. Таким образом, экспоненциальное увеличение количества захороненной солнечной энергии и биогенных элементов может быть причиной экспоненциального роста количества месторождений полезных ископаемых. Для нас же в данном случае важно, что в отложениях второй половины фанерозоя содержится значительно больше полезных ископаемых, чем в одинаковых объемах отложений, накопившихся в его первой половине. Если мы будем рассматривать только фанерозой, то в этой картине можно видеть направленную необратимую эволюцию геологических процессов. Однако данные по докембрию свидетельствуют о том, что мегаансамбли, подобные позднефанерозойскому, неоднократно возникали в обозримой истории планеты.

Итак, отсутствие линейной зависимости отнюдь не свидетельствует об отсутствии причинно-следственной связи между биосферой и тектоносферой. Ранее мы уже рассмотрели глобальный круговорот вещества, в котором тектонические движения осуществляют его обмен между биосферой и литосферой, поставляя и выводя обратно. Поэтому причинно-следственная связь биосферы и тектоносферы несомненно существует, но она нелинейная. Другой она и не может быть, так как сама биосфера нелинейна.

#### **4.4. Гигантский ритм мегабиосферы**

Вместе с тем даже прямую зависимость между биосферой и литосферой увидеть можно. Для этого надо рас-

смаатривать очень длительные отрезки геологической истории.

Первое и главное, что обращает на себя внимание при анализе Периодической системы, – неравномерность распределения в разрезе земной коры осадочных толщ, богатых месторождениями полезных ископаемых. Как было показано выше, все они группируются вблизи определенных возрастных уровней, образуя ансамбли высокопродуктивных эпох. С ними связаны основные запасы каменных углей, горючих сланцев, нефти и газа, фосфоритов, марганцевых и медных руд, каменных и калийных солей, а также других полезных ископаемых. Эти ансамбли тяготеют к II–III и VI–VII фазам галактических лет.

Всего в фанерозое было шесть отрезков времени, наиболее благоприятных для накопления нефтегазоносных и рудосодержащих толщ. По два в каждом галактическом году. Наиболее продуктивны были три последних ансамбля. Они, в свою очередь, группируются в мегаансамбль. Мегаансамбли, подобные позднефанерозойскому, неоднократно повторялись в обозримой истории Земли.

В предшествующей фанерозою истории известно несколько возрастных уровней усиленного накопления углеродистых толщ: 3,7–3,5; 2,8–2,6; 2,1–1,7; 1,0–0,9; 0,75–0,5 млрд. лет назад, которые соответствовали интервалам времени усиленного горообразования и магматической активизации. Периодичность их возникновения составляет порядка 450 млн. лет (цикл Вилсона), а самых древних – 800–900 млн. лет. Это наиболее длительные периоды геологических процессов из всех нам известных. О причинах такой периодичности магматических и горообразовательных процессов, сопровождаемых гигантскими волнами жизни, образованием, распадом и новым образованием суперконтинентов, пока можно только догадываться. Сейчас их связывают с перестройкой конвективных потоков в мантии.

С другой стороны, в этом ритме сливаются в единую систему биосфера и результаты ее деятельности – стратисфера и гранитный слой литосферы. Это мегабиосфера Н.Б. Васюковича (1976) – многослойная оболочка Земли, верхней границей которой служит озоновый экран, а нижней – земные оболочки, не затронутые влиянием жизни. Она осуществляет накопление и периодический сброс солнечной энергии. Вне зависимости от наших объяснений причин гигантского ритма развития геологических процессов, он существует, и в нем мы видим согласованное действие земных глубин и биосферы. Чем сильнее магматизм, тем выше биопродуктивность. Причем последняя не только количественная. Конец позднефанерозойского мегаансамбля отмечен появлением человека, конец вендского – скелетной фауны фанерозоя, а грэнвильского (1,0–0,9 млрд. лет) – фауны эдиакары, населявшей вендские водоемы. С самым крупным беломорским мегаансамблем (2,1–1,7 млрд. лет) связывается появление грибов и эукариот.

Вместе с тем явная связь тектонических процессов, в том числе и магматизма, с жизнью биосферы теряется при более детальном рассмотрении взаимодействия оболочек Земли. На более коротких периодах мегабиосфера распадается на две системы, нелинейно-связанные между собою. Чем меньше система, тем короче максимальные периоды ее собственных колебаний.

\* \* \*

Итак, в результате исследования «Периодической системы геологических событий фанерозоя», получены следующие эмпирические обобщения:

**1. Только определенные эпохи, тяготеющие к начальным и завершающим фазам каледонского, герцинского и альпийского циклов колебания уровня Мирово-**

го океана, были особенно благоприятны для усиленного накопления как нефтегазоносных, так и рудосодержащих отложений.

**2. Нефтегазоносные и рудосодержащие отложения группируются вблизи одних и тех же определенных стратиграфических уровней, образуя ансамбли продуктивных эпох.** Это проявляется как на фоне всего фанерозоя в целом (позднефанерозойский мегаансамбль), так и внутри этапов развития Земли, где выделяются кембрийский, средне-позднедевонский, среднекарбон-пермский, юрско-раннемеловой и палеоген-неогеновый ансамбли. По запасам полезных ископаемых особенно выделяются три последних.

**3. Каждый ансамбль состоит из двух групп высокопродуктивных эпох, разделенных максимумами карбоната накопления.** Для групп эпох в началах ансамблей характерно слабое развитие эвапоритов, приуроченность каменноугольных бассейнов к палеоаридным широтам. Отложения групп эпох во второй половине ансамблей содержат крупнейшие месторождения калийных солей и максимальные скопления нефти и газа, а каменноугольные бассейны, связанные с ними, тяготеют к более высоким или тропическим палеоширотам.

**4. Возникновение ансамблей высокопродуктивных эпох происходило с периодами, равными длительности этапов развития Земли (галактических лет) и их половин (около 90 млн. лет).**

**5. Синфазные эпохи накопления нефтегазоносных и рудосодержащих отложений характеризуются подобными условиями формирования месторождений** (зональность климата, положение уровня Мирового океана, интенсивность накопления полезных ископаемых, их расположение относительно палеоаридных зон и др.).

**6. Периодическая система геологических событий обладает свойствами прогноза (ретрогноза) стратиграфических уровней наиболее перспективных для поисков месторождений полезных ископаемых.**



7. Периодическая система представляет собой новый способ извлечения, хранения, выражения, подытоживания и развития знания; принципиально новые: средство познания, форму отображения реальности и объект исследования.

8. Регулярная повторяемость в системе свойств и соотношений фактов, позволяет считать неслучайными полученные закономерности и представителем приведенный фактический материал.

**9. Синфазный подход позволяет выявлять скрытую периодичность геологических процессов и использовать ее для прогнозирования месторождений.**

10. Периодическая система геологических событий находилась и находится в стадии развития. Любой пользователь имеет возможность дополнить систему интересующими его данными.

## Глава 5

### **БИОСФЕРНЫЕ РИТМЫ – МЕХАНИЗМ ГОМЕОСТАЗА БИОСФЕРЫ**

Как было показано выше, все открытые динамические системы имеют вход и выход. У биосферы на входе солнечная энергия, вещество из космоса и литосферы и информация о событиях в космосе и литосфере. На выходе – вещество в виде осадочных толщ, энергия, в них заключенная, и информация о внешних воздействиях на биосферу и ее деятельности, запечатленная в особенностях строения стратисферы. Всегда часть того, что на выходе или входе системы, находится в ее пространстве. Например, горные хребты из вещества литосферы находятся в биосфере и ею перерабатываются, или осадочные толщи, которые ее еще не покинули.

Мы никогда не пойдем законов строения осадочных толщ и нефтегазоносных комплексов, если будем их изучать в отрыве от системы их породившей.

Почему нефтегазоносные толщи имеют такое, а не другое строение? Такой вопрос даже не ставится традиционной геологией, а ведь он коренной в познании нефтегазовых отложений. Например, почему многие из них построены в виде триады: углеродистые породы – карбонаты – соли (Сибирская платформа, Средняя Азия, Ближний Восток и др.), а не наоборот? Казалось бы, климатических причин для объяснения этого феномена вполне достаточно. Однако при системном рассмотрении вопроса такой ответ ничего не дает. Потому, что неизбежен вопрос: почему так менялся климат? Ведь климат – это термодинамическое состояние биосферы, где все связано со всем. Ответ на эти и другие вопросы мы можем получить, поняв особенности функционирования биосферы.

Кроме того, рост антропогенного воздействия на биосферу, который удваивается примерно каждые 15 лет, ставит перед человечеством и ряд задач, связанных с поддержанием экологического оптимума и рационального использования природных ресурсов. Важнейшей из этих задач является познание механизма гомеостаза биосферы, который позволяет ей быть пригодной для жизни в течение нескольких миллиардов лет, несмотря на мощнейшие нагрузки со стороны космических и тектонических процессов.

Познание механизмов гомеостаза или саморегуляции биосферы до сих пор не входило в круг геологических задач, хотя именно геологи дали название системы и разработали учение о биосфере. Пока еще мало кто из геологов, изучая закономерные повторения слоев горных пород, связывает их с деятельностью механизма саморегуляции биосферы.

Нет сомнений в том, что биосфера, пригодная для жизни уже около четырех миллиардов лет, обладает гомеостазом. А любая система для его поддержания вынуждена совершать автоколебания. Эти автоколебания получили название – «биосферные ритмы».

## 5.1. Наблюдаемая модель биосферных ритмов

Подобно основному биогенетическому закону Геккеля «онтогенез есть краткое повторение филогенеза», в геологии существует свой геогенетический закон, выдвинутый Д.В. Рундквистом в 1965 г. Он гласит о том, что в сравнительно кратковременные естественные звенья процесс как бы в сокращенном виде со своим «акцентом» проходит общую историю развития. Этот закон может быть обобщен для всех формирующихся геологических процессов как закон однонаправленности развития во всех масштабах геоэволюции. Поэтому очень важно найти удачное отражение большого в малом, особенно если оно наблюдаемо ныне.

Жизнь океанского планктона, изучению которой отдал многие годы жизни крупный океанолог и гидробиолог, член-корреспондент АН СССР Вениамин Григорьевич Богоров, в разных широтах Мирового океана происходит своеобразными волнами (рис. 5.1). В тропических и высокоарктических водах в течение года наблюдается всего по одной волне фитопланктона, а в теплых, умеренных и даже полярных водах отчетливо проявляются две волны.

Художественное описание последних дано Константином Паустовским в главе «Двойная весна» в его повести «Черное море».

«Весной море насыщено планктоном и диатомеей. На диатомовых лугах пасутся стаи рыб и морских животных.

К началу лета диатомея исчезает. Часть ее бывает съедена рыбами, часть опускается в глубину, где ее пожирает многочисленное население морского дна.

Жизнь медленно замирает, и, кажется, лето должно перейти в бесплодную осень и закончится зимой.

Но неожиданно в сентябре начинается вторичный расцвет планктона. Море снова наполняется гущей микроскопических животных и растений.

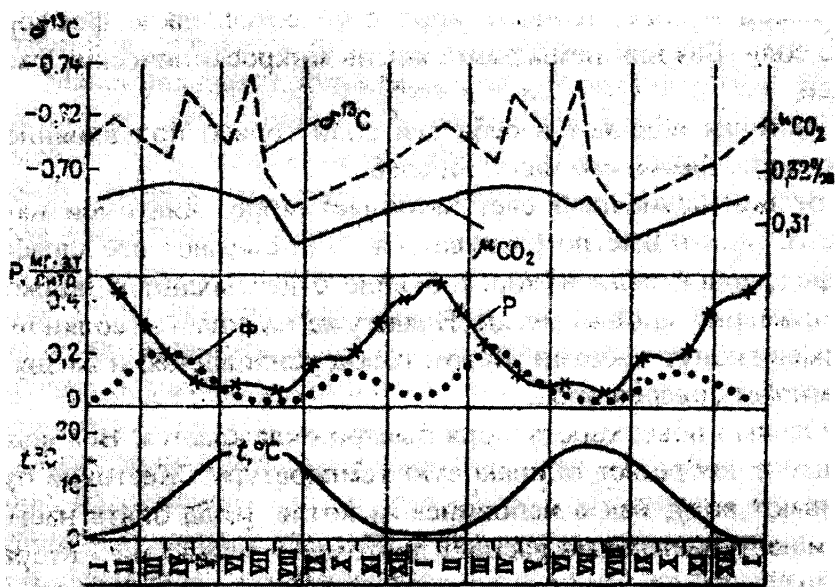


Рис. 5.1. Годичные колебания продуктивности фитопланктона ( $\Phi$ ), средней температуры воздуха на уровне моря, содержания фосфора ( $P$ ) в зоне фотосинтеза, вариации концентраций  $CO_2$  и его изотопного состава в атмосфере по Килингу

Стаи рыб идут серебряными подводными течениями, и тысячи чаек садятся на воду, хлопая крыльями. По шуму их крыльев, похожему на отдаленный гул водопада, рыбаки узнают о приближении скумбрии, камсы и фиринки.

После второй весны приходит черноморская зима с ее тяжелой водой, безжизненностью глубин и увядшими зарослями морских трав...

Чем объяснить наступление на море второй весны?

Зимой в воде Черного моря сгущаются едкие фосфорные и азотные соли. Без них немислима жизнь микроскопических растений-диатомей.

Растения вбирают в себя эти соли только под влиянием солнечного света. Зимой его мало, он слаб...

Весной солнечный свет затопляет море. Диатомеи начинают поглощать соли и быстро развиваться. Они съедают все запасы азотной и фосфорной соли в морской воде с неслыханной прожорливостью – примерно за один месяц. В мае уже начинается соляной голод, и диатомеи гибнут массами. Летом голод усиливается, и жизнь планктона замирает совершенно...

Осенью поверхность моря быстро охлаждается. Вся вода сверху донизу приобретает одинаковую температуру. Жестокие бури перемешивают воду, как в исполинском котле. Вода опять насыщается солью, и наступает новый расцвет диатомей и планктона – вторая морская весна».

В описанной модели, как и в течение галактического года, на синусоидальное воздействие наблюдается сложная реакция – в виде двух волн.

Системы, реакции которых имеют иной период, чем период внешнего воздействия, относятся к нелинейным. Поэтому реакция биосферы на тектонические воздействия в течение галактического года и биоты в течение года является нелинейной, что полностью соответствует современным представлениям.

Таким образом, удастся увидеть подобие годового хода развития океанского фитопланктона ходу развития биосферы в течение галактического года. Однако для выявления более глубокой аналогии важно знать, какими изменениями в содержании биогенных элементов сопровождаются наблюдаемые ныне волны жизни.

Нас в данном случае интересуют годовые колебания наиболее дефицитных веществ: фосфора в морской воде и углекислого газа в атмосфере, находящейся в динамическом равновесии с поверхностными водами океана.

По данным Ч. Килинга, минимальные концентрации углекислого газа в атмосфере соответствуют летним месяцам. Причем уменьшение его содержания сопровождается уменьшением содержания легкого изотопа углерода ( $^{12}\text{C}$ ),

так как растения отдают ему предпочтение. Концентрации азота меняются так же, как фосфора, и их минимальные содержания в зоне фотосинтеза приходится на летние месяцы.

Максимальная продуктивность фитопланктона в умеренных самых плодородных широтах Мирового океана приходится на весенние (март–апрель) и осенние (октябрь–ноябрь) месяцы. В то же время весенний максимум в Северном полушарии совпадает с осенним в Южном, и наоборот. Таким образом, картина получается глобальной.

Итак, зимний минимум продуктивности фитопланктона, вызванный уменьшением освещенности, соответствует максимуму содержания питательных веществ. Во время летнего минимума, когда освещенность максимально благоприятствует развитию фитопланктона, есть ему уже нечего.

Содержание легкого изотопа углерода, хотя, в общем, меняется подобно содержанию  $\text{CO}_2$  в атмосфере, подвержено более частым колебаниям. Известно, что между углеродом гидросферы в любой из форм и углеродом  $\text{CO}_2$  атмосферы происходит непрерывный изотопный обмен, а при образовании карбонатов – их обогащение тяжелым изотопом углерода ( $^{13}\text{C}$ ). В результате усиления образования карбонатов в летние месяцы содержание тяжелого изотопа углерода в атмосфере снижается, что мы наблюдаем на графике рис. 5.1. В итоге фотосинтез и карбонатонакопление снижают содержание углекислого газа до минимума.

Как видим, в описанной модели биосферные ритмы длительностью всего в половину года имеют автоколебательную природу. Их первая фаза, связанная с расцветом фитопланктона, служит причиной следующей фазы, связанной с исчерпанием питательных веществ и усилением карбонатонакопления в зоне фотосинтеза. В свою очередь, вторая фаза служит причиной первой фазы следующего

биосферного ритма, так как в ней питательные вещества вновь переводятся в минеральные формы, доступные для фитопланктона. Немаловажное значение для развития волн жизни имеет перемешивание вод штормами и течениями.

В тропических водах, где не контрастно воздействие освещенности, автоколебательный процесс фотосинтеза имеет годовой период с максимумом в зимние месяцы, когда в атмосфере содержится повышенное количество  $\text{CO}_2$ .

## **5.2. Долгопериодические биосферные ритмы геологического прошлого**

Как было установлено, отложения, богатые полезными ископаемыми, группируются вблизи определенных стратиграфических уровней, образуя ансамбли высокопродуктивных эпох. Это проявляется внутри всех этапов развития Земли, где каждый из двух ансамблей состоит из двух групп эпох усиленного накопления нефтегазоносных и рудосодержащих отложений. Внутри ансамблей группы продуктивных эпох разделены максимумами карбоната накопления.

Отложения групп эпох в началах ансамблей характеризуются широким развитием терригенных, часто углеродистых пород и почти не содержат месторождений солей. Для отложений групп эпох, завершающих ансамбли, характерны максимальные скопления нефти и газа, каменных и калийных солей.

Все отложения ансамблей имеют подобное строение. Вначале они представлены терригенными или карбонатно-терригенными, часто углеродистыми толщами, на смену которым во многих районах приходят карбонатные породы и соли. Почти одновременно с солями происходило образование углеродистых отложений. Например, когда шло накопление верхнеюрских-нижнемеловых соленосных отложений

Туранской плиты, в Западной Сибири формировалась нефтематеринская баженовская свита, а на востоке Восточно-Европейской платформы – горючие сланцы. Здесь следует заметить, что соленакопление это очень кратковременный эпизод в истории осадконакопления, а углеродистые толщи накапливались миллионы лет. Во второй половине ансамблей соленакопление происходило неоднократно.

Все фанерозойские ансамбли продуктивных эпох приходятся на начальные или завершающие фазы циклов колебаний уровня Мирового океана, избегая самых высоких (в средних частях циклов) и самых низких положений его уровня (в началах и концах циклов). Самые высокие положения уровня океана сопровождалось усилением образования карбонатных пород. Поэтому в истории осадконакопления мощное захоронение органического вещества чередовалось с карбонатонакоплением. Оно разделяет на две группы эпох каждый ансамбль и ансамбли между собой в центральных частях циклов. Однако максимумы карбонатонакопления не столь значительны вблизи перигалактиев между ансамблями, которыми начинаются и завершаются альпийский, герцинский и каледонский циклы колебаний уровня океана (I и VIII ритмы).

Подобная картина наблюдается и в принятой нами модели, где волны развития фитопланктона только летом разделяются карбонатонакоплением, а зимой оно подавлено. Причина здесь кроется в карбонатной системе океана (см. рис. 1.1). При недостатке в воде  $\text{CO}_2$  бикарбонат превращается в карбонат и выпадает в осадок с выделением  $\text{CO}_2$ . При избытке  $\text{CO}_2$ , наоборот, карбонат превращается в бикарбонат и растворяется. В результате фотосинтеза идет усиленное поглощение углекислоты и происходит карбонатообразование, частично компенсирующее ее потери. Происходит это в результате извлечения растениями при фотосинтезе одного иона углекислоты из растворенного в воде бикарбоната кальция ( $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ), вследствие чего он переходит в



карбонат кальция –  $\text{CaCO}_3$  и выпадает в осадок. Такой компенсирующий путь получения углекислого газа для биосферы является расточительным, так как значительная часть углерода уходит из активного круговорота в осадки. Если в годовом цикле усиление карбонатообразования занимает короткое время, то в длительных биосферных ритмах оно занимало миллионы лет. Естественно, когда накапливались огромные массы карбонатных пород, биосфера теряла соответствующие объемы углерода. В результате фотосинтез и карбонатообразование, им вызванное, приводят к дефициту  $\text{CO}_2$  как в верхней зоне Мирового океана, так и в атмосфере. От содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере в значительной степени зависит зональность климата. Чем его меньше в атмосфере, тем она сильнее. Сильнее и аридность климата, которая способствует солеобразованию и стратификации (разделению) океанских вод по солености и температуре. Поэтому усиленное карбонатообразование приводит к соленакоплению. Казалось бы, процесс мог бы идти как угодно долго, но этого не наблюдается.

По данным известного геохимика Р. Гаррелса, в течение фанерозоя содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере колебалось в пределах 0,01–0,09%, т. е. могло быть в три раза больше или меньше современного. Такого изменения содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере вполне достаточно, чтобы иметь существенное климатическое значение.

Естественно, новые порции  $\text{CO}_2$  из солеродных бассейнов и глубоких вод океана приводили, с одной стороны, к усилению фотосинтеза, а с другой – к ослаблению аридности климата и прекращению солеобразования. И здесь наблюдается автоколебательная природа глобальных изменений... Первая фаза (фотосинтез) служит причиной второй (карбонатоаккумуляция), которая приводит к резкой климатической зональности. Благодаря ей в отдельных бассейнах образуются соли, а в океане создаются неравновесные массы вод, отличающиеся друг от друга по темпе-

ратуре и солености. Этот процесс очень интенсивный, но кратковременный, так как соли накапливаются в десятки раз быстрее карбонатных пород, и на образование тысячеметровых толщ солей требуются не миллионы лет, а тысячелетия. Поэтому сформированная стратификация океанских вод по солености и температуре быстро достигает предела устойчивости и начинает разрушаться. Активизируется меж океанский конвейер. Глубокие воды океана выходят к поверхности и отдают накопленные питательные вещества. И вновь – фотосинтез–карбонатонакопление и солеобразование. Описанный автоколебательный процесс имеет разную интенсивность. Однако крупные триады характерны только для ансамблей высокопродуктивных эпох. Чтобы понять, почему они возникали всего дважды в течение этапа развития Земли, рассмотрим историю карбонатной системы Мирового океана в течение последнего галактического года.

### **5.3. История карбонатной системы Мирового океана**

Тектонические воздействия и реакцию на них со стороны биосферы в течение альпийского галактического года иллюстрирует рис. 5.2. В самой нижней его части приведена кривая колебаний уровня Мирового океана, отражающая характер тектонических воздействий. Чем выше уровень океана, тем слабее тектонические процессы на материках. На кривой видно, что через многочисленные колебания уровень Мирового океана описал плавную синусоиду с максимумом в средней части альпийского галактического года.

Выше располагается сводный график изменения палеотемператур вод морей средних широт Северного полушария. На графике видно, что огибающая максимумов палеотемператур тоже описывает синусоиду, но уже с двумя максимумами: в поздней юре и во второй половине эоцена.

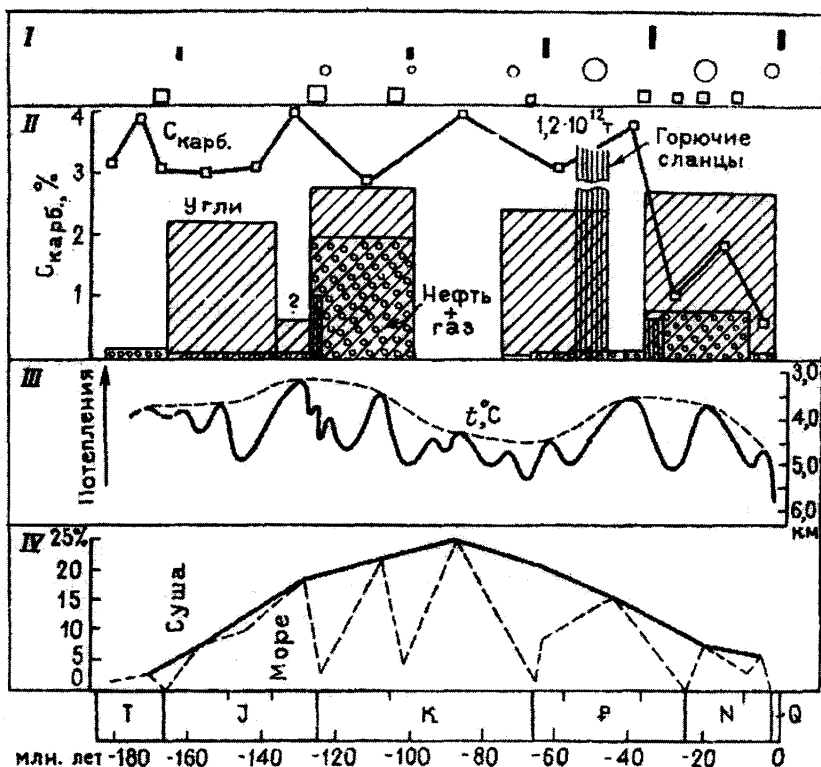


Рис. 5.2. Реакция биосферы на воздействия недр в последние 180 млн. лет (альпийский галактический год)

Снизу вверх, выше временной шкалы – синусоида колебаний уровня Мирового океана (IV) и кривая изменения палеотемператур вод морей Северного полушария (III), выше – данные об относительных содержаниях карбонатного углерода в горных породах (по А.Б. Ронову) вместе с распределением запасов горючих полезных ископаемых (II) и месторождений солей, фосфоритов и марганцевых руд (I)

Над палеотемпературной кривой приведены данные о стратиграфическом положении мировых запасов каменных углей, горючих сланцев, нефти и газа в пересчете на нефть, которые образуют два ансамбля эпох усиленного

накопления углеродистых отложений: юрско-раннемеловой и палеоген-неогеновый. Эта картина дополнена кривой относительного содержания карбонатного углерода по А.Б. Ронову.

При сравнении кривой относительного содержания  $C_{\text{карб.}}$  с характером распределения горючих полезных ископаемых, отражающих волны накопления органического вещества, наблюдается закономерная картина обратной зависимости интенсивности накопления  $C_{\text{орг.}}$  и  $C_{\text{карб.}}$ .

В верхней части рисунка дано стратиграфическое положение месторождений солей, фосфоритов и марганцевых руд. Для нас здесь интерес представляют главным образом соли.

Итак, максимумы палеоклиматической синусоиды совпадают в мезозое (оксфордский век) и кайнозое (поздний эоцен) со спадами биопродуктивности, а максимум синусоиды, огибающей трансгрессии, – со спадом биопродуктивности в альпийском этапе (поздний мел). Все спады биопродуктивности приходятся на усиления накопления карбонатов, что свидетельствует об общем дефиците  $\text{CO}_2$  в зоне фотосинтеза в те эпохи. В свою очередь, максимумы карбонатонакопления сменялись солеобразованием. Как видим, все соответствует рассмотренному выше сценарию автоколебательных процессов.

Удивляет другое: такая большая длительность биосферных ритмов на фоне круговоротов вещества, составляющих годы и тысячелетия, а не миллионы лет. Откуда такая инерция системы?

Согласно нашему сценарию, основной причиной названных повторов в осадконакоплении служит углеродный цикл, в котором важнейшую роль играет его углекислотная ветвь. Поэтому и ответ следует искать в его особенностях.

Главные резервуары углерода в биосфере заключены в карбонатной системе гидросферы. В современной гидро-

сфере его ( $C_{\text{орг.}} - 1,5 \times 10^{12}$  т,  $C_{\text{карб.}} - 37,4 \times 10^{12}$  т) почти в 53 раза больше, чем в атмосфере ( $0,725 \times 10^{12}$  т).

Основными источниками углерода для биосферы служат потоки реконсервированной углекислоты в результате метаморфизма древних карбонатных пород и вулканизм как наземный, так и подводный. Оценить их персональный вклад пока трудно. Скорее всего, они работают в противофазах и закономерно меняется их интенсивность в течение галактического года.

Известно, что скорости раздвижения океанического дна возрастают и убывают параллельно с подъемами и спадами уровня Мирового океана. Поэтому поступление углерода из подводных вулканов, расположенных на срединно-океанических хребтах, максимально в моменты высокого положения уровня Мирового океана, которых он достигал в середине галактических лет.

Поступление же реконсервированной углекислоты, наоборот, максимально в эпохи усиления тектонических движений на континентах, приходящиеся на начала галактических лет. Таким образом, главные потоки углерода в биосферу действуют в противофазах, компенсируя друг друга. Не исключено, что суммарное поступление углерода в биосферу почти постоянно.

Совсем другая ситуация вырисовывается при рассмотрении потоков углерода, связывающих два его главных резервуара в биосфере: гидросферу и атмосферу.

Дело в том, что поверхностные воды Мирового океана и атмосфера содержат почти по равному количеству углерода и находятся между собой в динамическом равновесии. Этого нельзя сказать о поверхностных и глубоких водах океана, которые в таком равновесии не находятся. Карбонатная система глубоких вод постоянно питается «дождем» из отмерших организмов и частиц карбонатных пород, принесенных с суши, а также метаном и углекислотой из подводных вулканов и гидротерм (курильщиков). В результате

глубокие воды обогащаются углекислотой, частичная разгрузка которой происходит в зонах апвеллингов и активных течений.

Глубокие океанские воды не всегда были такими холодными. Многочисленные данные изучения изотопных палеотемператур среды обитания глубоководных фораминифер показывают, что 70–60 млн. лет назад глубокие воды Мирового океана были теплее на 10–15 °С. В течение галактического года в глубинах океана происходит замена холодных вод на теплые и затем теплых вод на холодные. Когда происходила смена одних глубоких вод другими, в результате активизации межокеанских течений, карбонатная система Мирового океана отдавала углекислоту, а в остальное время она ею обогащалась.

Температуры глубинных океанских вод во время формирования стратификации по температуре зависят от климатических условий в высоких широтах. Поэтому наблюдается сходство палеотемпературных кривых вод морских бассейнов высоких широт с кривыми для глубинных вод Мирового океана. Наиболее холодными глубинные воды бывают в периоды низкого положения уровня океана и развития материковых оледенений, а самыми теплыми в эпохи с наиболее высоким положением уровня Мирового океана.

К сожалению, для начала мезозоя почти нет палеотемпературных данных по глубоководным отложениям Мирового океана. Поэтому с небольшим риском допустить ошибку можно считать, что в начале мезозоя – самом конце перми в завершающей фазе гондванского оледенения температуры глубинных вод были примерно такими же, как и теперь. Затем в течение юры и раннего мела они потеплели до 10–20 °С, достигнув максимума в позднем мелу, и вновь стали охлаждаться в кайнозое с небольшой задержкой в миоцене до современного состояния.

Таким образом, тектонические воздействия с галактическим периодом через колебания уровня океана и связан-

ные с ними климатические изменения создают условия, когда глубокие воды становятся более теплыми или холодными один раз в течение галактического года. Смена же одних вод на другие происходит дважды. В эти моменты карбонатная система океана из потребителя углерода становится его донором для фотосинтеза.

Относительная бедность полезными ископаемыми позднеордовикско-силурийского и девонского ансамблей высокопродуктивных эпох может быть связана с малыми размерами материкового оледенения в то время.

Итак, в результате тектонических воздействий с галактическим периодом карбонатная система Мирового океана дважды бывает источником углерода для фотосинтеза. Она и обеспечивает такую огромную инерцию системы на фоне калейдоскопа круговоротов вещества биосферы. Однако эти крупнейшие в истории Земли биосферные ритмы включают многочисленные иерархически согласованные серии более короткопериодных автоколебаний биосферы.

#### **5.4. Биосферные ритмы альпийского галактического года и причина великих оледенений и массовых вымираний**

Альпийский галактический год, до завершения которого остается порядка 12 млн. лет, начался с условий похожих на современные. Как и теперь, тогда продолжалось крупнейшее (Гондванское) оледенение, уровень Мирового океана был низким, а на материках располагались горные страны. Поэтому есть основания принять современные данные о содержании  $\text{CO}_2$  в океане и атмосфере в качестве начальных точек отсчета с конца перми. Далее на основании стратиграфических данных о положении в разрезе мезозоя и кайнозоя углеродистых, соленосных и карбонатных пород построим гипотетическую кривую изменения со-

держания  $\text{CO}_2$  в атмосфере Земли (рис. 5.3). За нижний предел изменений концентраций  $\text{CO}_2$  примем 0,01%, ниже которого фотосинтез прекращается, а за верхний – 0,05%. Эпохи с высокими концентрациями соответствуют временам накопления углеродистых отложений, а с низкими – карбонатных. Качественная характеристика изменений количества углекислоты в глубоких водах Мирового океана была дана выше.

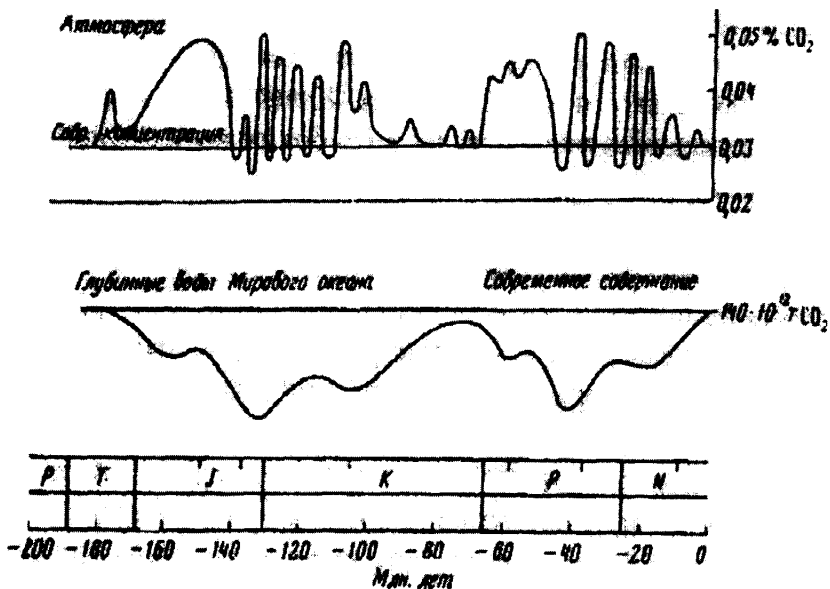


Рис. 5.3. Колебания содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере и водах Мирового океана

Полученная кривая изменений содержаний  $\text{CO}_2$  в атмосфере Земли коренным образом отличается от рассчитанной М.И. Будыко и А.Б. Роновым, приводимой во многих учебниках. Их кривую можно рассматривать только как качественную характеристику объемов стока углерода из биосфе-



ры, так как при расчетах ими игнорировалась роль карбонатного равновесия в океане. В результате по их расчетам максимальные содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере соответствуют максимумам карбоната накопления, что полностью противоречит известному механизму карбонатного равновесия в океане.

В конце перми стратификация океанских вод по температуре достигла своего максимума. Весь океан стал холодным. В результате резко ослабли океанические течения. Климатическая зональность была настолько сильной, что в пределах Пангеи отсутствовала зона влажных тропиков. Господствовал жаркий аридный климат. Поэтому в низких широтах, благодаря усиленному испарению, почти при отсутствии течений сформировались массы теплых соленых, более плотных океанских вод. Достигнув критических размеров, они разрушались, прорываясь в глубинах океана в высокие широты. Тем самым создавались мощные течения теплых глубоких вод к полюсам, а холодных – в верхних слоях океана от полюсов к экватору (рис. 5.4). Такой характер течений установлен по фораминиферам К.И. Кузнецовой и О.А. Корчагиным (2004) для сеномана. Формирование и разрушение масс теплых соленых вод происходило неоднократно, генерируя БР и создавая стратификацию по солености. Образование масс более плотных вод длится или до достижения ими порога устойчивости, и они разрушаются самопроизвольно, резко активизируя океанские течения, или до момента вблизи порога устойчивости, когда механизм запускается в результате внешнего воздействия (метеориты, траппы и др.). В другие времена внешние воздействия не играют такой роли. В результате, начиная с триаса, стратификация океанских вод по температуре лавинообразно, но отдельными порциями (БР) замещается на стратификацию по солености. Фаза стабилизации холодной биосферы резко заканчивается, а с ней и ледниковый период. Изменяется все: климат, биота, ее продуктивность, условия мобили-

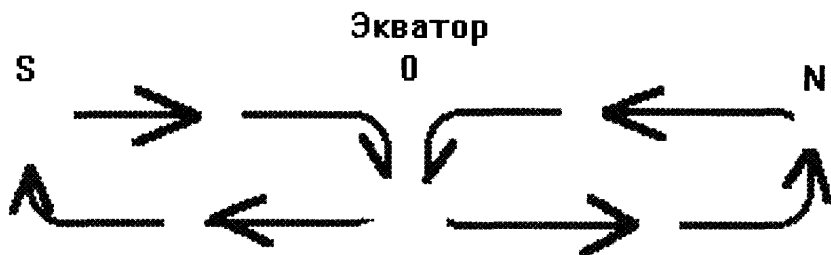


Рис. 5.4. Принципиальная схема циркуляции вод океана при формировании их стратификации по солености

зации и отложения вещества. С этим временем связано великое пермо-триасовое вымирание (85% морских организмов), которое превосходило даже мел-палеогеновое. Роль уплотнителя вод вместо полярных «холодильников» играли низкие широты, где формировались более соленые воды.

Богатые углекислотой, азотом и фосфором глубокие воды океана благодаря активизации течений могли активно отдавать  $\text{CO}_2$  и другие питательные вещества в зону фотосинтеза и атмосферу. Это способствовало активизации фотосинтеза и усилению эффекта потепления климата, вызванного увеличением водной поверхности.

Роль трансгрессий не ограничивается только климатическими последствиями. Они возвращают в зону фотосинтеза значительные количества биогенных элементов из глубин океана. Кроме того, в образованных ими мелководных морях осуществляется другой по сравнению с глубоководным круговорот биогенных элементов. Особенности его заключаются в том, что дефицитные в открытом океане биогенные элементы в мелководных морях почти не покидают активного биогеохимического круговорота, благодаря действию микроорганизмов и других деструкторов, разлагающих органическое вещество. Это, в первую очередь, касает-

ся наиболее дефицитного фосфора, который почти без потерь возвращается в биотический круговорот. Однако для углерода и этот цикл оказывается неполным, так как часть органического вещества, недоступная деструкторам, и карбонаты накапливаются в осадках.

О повышении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и поверхностных водах в начале мезозоя можно судить по увеличению количества захороненного органического вещества, которое фиксируется для верхов триаса и в нижней-средней юре, и огромным запасам каменных углей в этих отложениях.

Так вступает первая фаза мезозойского биосферного ритма, которую есть все основания назвать «углеродистой». Мезозойский биосферный ритм длительностью около 90 млн. лет завершился усиленным накоплением  $\text{CaCO}_3$  в позднем мелу. Поэтому вторую фазу биосферного ритма можно назвать «кальциевой». Так как наблюдается закономерная картина обратной зависимости интенсивности накопления  $\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\text{C}_{\text{карб.}}$ , то и другие более мелкие **биосферные ритмы включают две фазы: углеродистую и кальциевую**. Как видим на рис. 5.3, углеродистая фаза мезозойского биосферного ритма через ряд колебаний переходит в кальциевую. Поэтому внутри биосферного ритма граница между фазами условна, и весь юрско-раннемеловой ансамбль высокопродуктивных эпох можно рассматривать как углеродистую фазу мезозойского биосферного ритма, а его остальную позднемеловую часть как кальциевую. В свою очередь, мезозойский биосферный ритм включает ряд более мелких ритмов...

Усиленное накопление органического вещества в ранней-средней юре сменилось усиленным карбонатонакоплением в келловей-оксфорде, а последнее – соленакоплением в самом начале кимериджа. Солеобразование в конце юры охватило огромные акватории палеобассейнов Средней Азии, Ближнего Востока, Предкавказья и Мексиканского

залива. Это привело к включению одного из самых мощных в истории Земли межокеанских конвейеров и значительному выносу из океана дополнительных порций  $\text{CO}_2$  и других питательных веществ, что тут же сказалось на прекращении солеобразования и активизации фотосинтеза. Поэтому III фаза галактического года так богата полезными ископаемыми.

Предложение  $\text{CO}_2$  в конце поздней юры опережало спрос. Увеличение его содержания в атмосфере через ослабление аридности климата действовало губительно на соленакопление, и оно замирает.

Три волны соленакопления раннего мела, следовавшие за юрской, были уже не такими грандиозными, но и они сопутствовали образованию крупнейших угольных бассейнов в Сибири и Северной Америке.

В альбе уровень Мирового океана поднялся выше юрской отметки, но потепление климата было не таким значительным, как в поздней юре. Однако начиная с альба, на Земле появились пояса гумидного климата, и их роль стала заметно возрастать.

Следующая за альбской сеноманская волна соленакопления была значительно слабее, а фаза карбонатонакопления растянулась с небольшими осложнениями в коньяксантоне почти на 30 млн. лет до конца мела.

Почему же в течение такого длительного времени существовали стабильные условия в биосфере? Главной причиной этого было выравнивание по солености и температуре всех вод океана. Полярные воды стали теплыми, в результате чего ослабла зональность климата, и низкоширотный уплотнитель вод перестал работать. Стратификация вод по солености достигла своего апогея. Межокеанский конвейер мог вообще прекратить свою деятельность, а это уже условия назревания противоречий в океанской стратификации вод. Подток тепла в полярные широты прекратился и не препятствовал образованию там масс холодных более плот-

ных вод. В полярных широтах океана формирование огромных масс холодных вод происходило уже в конце мела. Может быть, их формирование продлилось бы и еще некоторое время до порога устойчивости, но падение крупных болидов 65 млн. лет назад, из которых уже известны Чиксулуб и Карский, послужило спусковым механизмом процесса замены стратификации вод по солености на стратификацию по температуре.

Согласно закону системной реализации, теплая биосфера в течение почти всего позднего мела находилась в фазе стационарности. Здесь следует заметить, что с фазами стационарности связаны наиболее продолжительные в фанерозое эпохи: ранний ордовик (40 млн. лет), ранний карбон (41 млн. лет) и поздний мел (39 млн. лет). Фаза стационарности переходит в фазу деградации или в фазу развития обновленной системы. Таким образом, великое вымирание, произошедшее в конце мезозоя – начале кайнозоя, является естественным завершением фазы стационарности, а обновленная биосфера вступила в кайнозойскую фазу развития.

События, произошедшие в кайнозое, очень напоминают мезозойские. После первой крупной волны фотосинтеза, связанной с резким усилением меж океанских течений (палеоцен–средний эоцен), и последующих волн карбоната- и соленаккумуляции (поздний эоцен) происходит еще минимум пять резких изменений концентраций  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Однако они совершаются на фоне смены стратификации океанских вод по солености на стратификацию по температуре и не подъема, а постепенного спада уровня Мирового океана.

И.А. Басовым (1995) установлена смена стратификации тихоокеанских вод по солености на стратификацию по температуре, которая происходила в начале кайнозоя. Именно с этим временем связана крупнейшая углеродистая фаза кайнозойского БР.

Если парниковым похолоданиям в раннемеловой серии колебаний содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере противодействовал подъем уровня океана, то в кайнозойской серии, наоборот, похолодания усиливались, благодаря падению уровня Мирового океана. В результате возникает материковое оледенение, которое фиксируется в Антарктиде уже с олигоцена. Вероятно, оно возникло еще в конце маастрихта – начале палеоцена, так как для маастрихта по фораминиферам уже устанавливается движение холодных глубоких вод от полюсов к экватору (рис. 5.5). Вытеснение теплых, богатых углеродом глубоких вод Мирового океана, холодными продолжалось до конца миоцена, после чего резкие с большим размахом колебания содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере прекращаются. Поступившие в глубины океана воды начинают обогащаться углеродом, а биосфера вступает в фазу стационарности, но уже с холодным океаном. Не исключено, что последняя может быть короче фазы стационарности теплой биосферы.



Рис. 5.5. Принципиальная схема циркуляции вод океана при формировании их стратификации по температуре

Кажущееся парадоксальным развитие материковых оледенений на фоне потеплений климата (рис. 5.6) оказывается закономерным, так как **любая полная стратификация океанских вод по солености или по температуре приво-**

дит к остановке течений и ее перестройке в автоколебательном режиме. Поэтому ледниковый климат – причина безледникового, а безледниковый – ледникового.

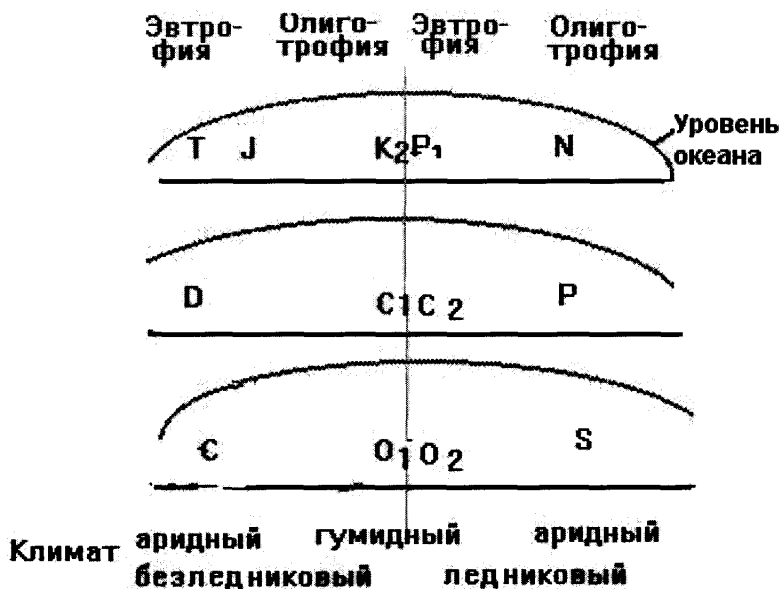


Рис. 5.6. Периодичность крупнейших глобальных изменений в течение фанерозоя

По данным о глобальном распределении в разрезе мезозоя и кайнозоя соленосных, углеродистых и карбонатных отложений в мезозойском и кайнозойском биосферных ритмах, выделяются до 12 более мелких биосферных ритмов длительностью порядка 7 млн. лет. Они имеют автоколебательную природу и состоят тоже из двух фаз: углеродистой и кальциевой.

Несмотря на то, что рассматривалось только поведение карбонатной системы, полученные результаты касаются всех других подсистем биосферы. Получается это

благодаря сопряженности цикла углерода с круговоротом всех веществ в биосфере. Ведь органическое вещество кроме основных биогенных элементов содержит почти все элементы таблицы Д.И. Менделеева, а карбонатонакопление – главная фаза циклов кальция и магния. Более того, цикл углерода через климатические изменения оказывает сильнейшее воздействие на круговороты кальция, натрия, калия, хлора, серы и кислорода, а также на миграцию всех других элементов. Если учесть биогеохимическую роль живого и отмершего органического вещества в миграции химических элементов на планете, то станет ясно, что в углеродном цикле имеют отражение колебания всех параметров биосферы – биосферные ритмы. Последние не просто «вспышки» и «спады» биологической продуктивности биосферы и не только волны жизни, а закономерные ряды изменений геохимических и других свойств системы, в которых волны жизни лишь их начальная углеродистая фаза.

Закономерное присутствие подобно построенных биосферных ритмов разной длительности в истории фанерозоя свидетельствует о том, что биосфера отвечала на внешние воздействия одним и тем же способом и по одной и той же матрице в автоколебательном режиме. Поэтому есть все основания полагать, что биосферные ритмы – это те автоколебания системы, благодаря которым биосфера миллиарды лет была пригодна для жизни. Другими словами, **биосферные ритмы – механизм гомеостаза биосферы.**

Существует целый спектр биосферных ритмов, которые остаются неизученными и ждут своих исследователей. Их изучение прольет свет не только на проблему осадко- и рудонакопления, но и позволит дать обоснованный прогноз предстоящих изменений среды обитания в результате антропогенных воздействий и естественных процессов.



### 5.5. Транзитные, автономные и аккумулятивные экосистемы

С чем связаны эпохи усиленного накопления органического вещества в истории Земли? С волнами жизни или волнами смерти?

Казалось бы, что сложного в этом вопросе. Однако толщи углеродистых отложений являются огромными кладбищами организмов, населявших Землю в далеком прошлом. Значит, эпохи усиленного накопления органики связаны с волнами смерти. Но, с другой стороны, там, где никто не живет, некому и умирать. Поэтому они одновременно связаны и с волнами жизни. Именно жизни, а не смерти, так как количество захороненной органики зависит от массы биоты, населявшей бассейн осадконакопления.

Вместе с тем ответ на поставленный вопрос намного сложнее. Дело в том, что между количеством и продуктивностью живого вещества и количеством захороненного органического вещества существуют сложные зависимости. Например, 0,1% живой массы планеты, сосредоточенной в Мировом океане, по продуктивности не уступает всей ее остальной части на суше, а в тропических лесах, масса которых в десятки раз больше массы торфяных болот, почти ничего не захороняется. И вот мы уже не знаем, как ответить на поставленный вопрос, а от него зависит ответ на другой, до сих пор дискуссионный вопрос об изменении биомассы в истории Земли. Прав ли был В.И. Вернадский, когда утверждал, что «...из неизменности процессов выветривания вытекает и неизменность количества атомов, захваченных жизнью, т. е. не было больших изменений в количестве живого вещества» и далее в сноске: «Есть только признаки небольших отклонений около некоторого среднего». Пока существуют на этот счет противоположные мнения, и однозначного ответа нет. Причем часто забывается сноски о небольших колебаниях около некоторого среднего.

Экосистемы типа тропических лесов Д.В. Панфилов назвал транзитными, а типа торфяных болот – аккумулятивными. Экосистемы переходного типа со слабым привносом и выносом элементов питания получили название автономных.

В современных морях преобладают аккумулятивные системы, в которых количество захороненного органического вещества зависит от массы и продуктивности живого при соответствующих условиях его погребения осадками. Между тем имеются факты широкого распространения морских транзитных для органического вещества экосистем мелководных морей в геологическом прошлом. Например, они были такими в позднемеловых морях на Русской платформе, где накопились толщи писчего мела. Экосистема этих морей была транзитной для  $S_{орг.}$  и аккумулятивной для  $S_{карб.}$

В результате о волнах жизни можно сказать, что это времена наибольшего распространения аккумулятивных для  $S_{орг.}$  экосистем. Насколько увеличивалась общая масса живого вещества на планете и увеличивалась ли вообще в такие периоды неизвестно. Решить эту задачу невероятно сложно, так как от транзитных систем почти ничего не остается.

## Глава 6

### БИОСФЕРНАЯ РИТМИЧНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Как было показано ранее, биосферные ритмы (БР) служат механизмом саморегуляции биосферы и ее временной организацией. Познание биосферной ритмичности отложенных древних эпох представляет значительный интерес для геологии. К тому же оно сулит реальную возможность перейти от существующей геохронологической шкалы к единой биосферной, благодаря чему будет исполнена часть завета А.П. Карпинского, и «господствующие теперь в геоло-

гии искусственные хронологические группировки уступят место естественным».

Биосфера, как и всякая самоорганизующаяся система, для поддержания гомеостаза вынуждена совершать колебания своих параметров. БР – это те колебания параметров системы, благодаря которым она поддерживает порядок, пригодный для жизни, в течение почти четырех миллиардов лет. Эти колебания записаны в толще литосферы в виде сложной, иерархически согласованной серии повторов слоев осадочных горных пород, хорошо известной геологам как ритмичность осадочных толщ. **Так как функция гомеостаза является главной для системы, можно полагать, что ей подчинены все ведущие биосферные процессы.**

**В структуре БР по интенсивности глобального накопления органического углерода и кальция выделяются две фазы: углеродистая и кальциевая.** Необходимо заметить, что накопление углеродистых или карбонатных пород никогда не преобладало в истории осадконакопления. Менялась только интенсивность их образования. Кальциевая фаза отличается от углеродистой дефицитом питательных веществ в зоне фотосинтеза: в океане – азота и фосфора, а на суше – углекислого газа. Причем усиления фотосинтеза на суше и в океане происходили одновременно, что приводило к весьма существенным различиям между двумя фазами в биопродуктивности, подвижности химических элементов и климатах. Показательно, что подобные фазы – белковая и кальциевая – наблюдаются и в функционировании живой клетки, свидетельствуя о единстве живого вещества и всей биосферы.

Для углеродистых фаз крупных биосферных ритмов характерны максимумы накопления углеродистых толщ, а для кальциевых – максимумы накопления карбонатов. Поэтому фазы процесса саморегуляции биосферы получили такие названия. Они могут быть проявлены в отложениях

любого состава, включая красноцветные, карбонатные или метаморфизованные толщи.

Существует целый спектр БР с периодами от порядка 90 млн. лет и менее (до года?). Они глобальны, но различно проявляются в пространстве, и периодически меняется их интенсивность. Более крупных БР, чем с периодом около 90 млн. лет, в природе не существует. В то же время они составляют время полного перехода одной стратификации океанских вод в другую. Например, от пермской стабилизации холодного океана, стратифицированного по температуре, – к позднемеловой стабилизации теплого океана, стратифицированного по солености (мезозойский БР).

С позиции термодинамической концепции (Голубев, 1992) биологическая эволюция носила сложный экстенсивно-интенсивный характер и реализовалась через БР. При увеличении в зоне фотосинтеза содержания питательных веществ (усилении эвтрофии) происходит преимущественно рост массы биоты за счет доминантов. При последующем уменьшении поступления питательных веществ (развитии олиготрофии) происходит сокращение биопродукции доминантов и быстрая эволюция других биологических объектов с общим усложнением биоты, что вызвано необходимостью большей замкнутости биогеохимических циклов питательных веществ. Известные крупнейшие вымирания в начале мезозоя и кайнозоя приходятся на углеродистые фазы самых крупных БР с периодом около 90 млн. лет. Более детальная связь перемен в растительном и животном мире с фазами БР пока остается неизученной.

Известно, что многокилометровые толщи, накопившиеся за десятки миллионов лет, по своему строению подобны очень мелким повторам наборов тех же горных пород. Это эмпирический факт. Он свидетельствует о подобии биосферных ритмов самых разных масштабов и о том, что биосфера однотипно, по одной и той же матрице (фрактально), рефлекторно, как живой организм, отвечала на внешние

воздействия. Тем самым, выясняется принципиальная возможность прогнозирования поведения биосферы через познание механизма ее саморегуляции.

Необходимо отметить, что наряду с биосферной ритмичностью в отложениях присутствует трансгрессивно-регрессивная, флишевая и другая ритмичность, часто полностью ее затеняющая. Поэтому, чтобы выявить БР в подавляющем числе разрезов необходимо применение геохимических, геофизических или других методов.

### **6.1. Биосферная ритмичность верхнеюрских-нижнемеловых отложений Енисей-Хатангского прогиба**

Экспериментальное изучение биосферной ритмичности было начато в 1991 г. Объектом служили юрско-меловые отложения опорных разрезов полуострова Нордвик (Пакса) на берегу моря Лаптевых и реки Боярка на севере Средней Сибири. Полевое изучение разрезов проводилось Ю.М. Малиновским, М.Ю. Малиновским и В.В. Александровым.

В отличие от разреза на р. Боярка, представленного относительно мелководными песчаниками, алевролитами и аргиллитоподобными глинами, одновозрастные отложения п-ова Нордвик состоят в основном из почти однородной толщи аргиллитоподобных глин, сформировавшихся в стабильных условиях центральной части бассейна. Разрез насыщен, как и на р. Боярке, горизонтами с карбонатными конкрециями самых разных размеров, вплоть до метровых. Вверх по разрезу в породах возрастает количество алевролитового материала.

Другой особенностью отложений разреза на п-ове Нордвик служит отсутствие перерывов в осадконакоплении, хотя имеется крупный биостратиграфический пробел, соответствующий, возможно части верхнего кимериджа, всему

нижневолжскому подъярису и большей части средневолжского подъяруса.

П-ов Нордвик – единственное место на севере Средней Сибири, где можно наблюдать полную последовательность зон по аммонитам и бухиям, известным в настоящее время на севере Сибири в интервале от средневолжского подъяруса и до основания готерива.

В береговых обрывах моря Лаптевых отбирались «свежие» образцы пород через каждые 0,2 м разреза из юрских и берриасских отложений и через каждый метр – из валанжинских. Все пробы имеют привязку к выделяемым в разрезе фаунистическим зонам – согласно послойному описанию обнажений, данному В.В. Захаровым и др. (1983). Анализ 368 образцов пород на 18 химических элементов проводился А.Т. Савичевым на рентгенофлюоресцентном анализаторе TEFA-III (EG&G ORTEC, USA).

Уникальные особенности разреза Нордвик позволяют представить имеющуюся привязку проб по мощности в виде временного ряда. За начало отсчета принято основание разреза. Переход к временной шкале позволил определить темпы осадконакопления. Они изменялись от 5,3 м/млн. лет в кимеридже-берриассе до 16,2 м/млн. лет в валанжине.

Геохимическая аномалия в юрско-меловых отложениях изученных разрезов охватывает интервал от начала кимериджа до конца берриасса. Она выражена в двух-, трехкратном увеличении процентного содержания Zn, Cu и Ni относительно их средних (кларковых) содержаний в глинах и сланцах континентов. Для этого интервала характерно и повышенное содержание  $S_{орг.}$

Определение темпов осадконакопления позволяет вычислить скорости накопления терригенного материала и отдельных элементов в граммах на квадратный метр за 1 млн. лет методом абсолютных масс (АМ). Подсчеты АМ элементов были выполнены на основе определения темпов накопления пород, их плотности ( $2,3 \text{ г/см}^3$ ) и процентного содержания элементов.



ными концентрациями цинка, никеля и меди и пониженными содержаниями бария. Поэтому углеродистые фазы БР в обоих разрезах выделялись по этим показателям. Биосферная ритмичность в разрезе Нордвик наиболее отчетливо проявляется на кривой АМ сверхкларкового (биогенного) накопления цинка. По ней уверенно выделяются пять БР длительностью около 2,2–2,4 млн. лет (см. рис. 6.1). Другие шесть аналогичных БР устанавливаются на временном ряду, согласно их длительности. Три из них представлены начальными фазами, два – заключительными, а один приходится на среднюю часть перерыва в осадконакоплении.

В результате изучения временных рядов АМ сверхкларкового накопления биофильных элементов при шаге отбора проб 0,037–0,040 млн. лет выявляется более детальная картина биосферной ритмичности, чем в разрезе по р. Боярка. Вместе с тем изучение биосферной ритмичности разреза по р. Боярка позволило ответить на вопрос о связи БР с перерывами в осадконакоплении и стратиграфическими границами. Оказалось, что **углеродистые фазы, если нет перерыва в их основании, опережают появление новых фаунистических комплексов**, на основании находок которых устанавливаются стратиграфические границы. Что касается перерывов в осадконакоплении, то они приходится на разные части БР, и линейной связи между перерывами и БР нет. **Границы БР не зависят от положения в разрезе перерывов в осадконакоплении.**

Спектрально-временной анализ полученных временных рядов (Малиновский, Гамбурцев, 1998) показал наличие устойчивых гармоник на периодах около 0,08; 0,125; 0,25; 0,5; 1,0; 1,5; 2,0 млн. лет. Доминируют по интенсивности и выдержанности ритмы с периодами порядка 0,125; 0,25; 0,5; 1,0; 1,5 млн. лет. Визуально можно выделить и ритмы длительностью порядка 0,37; 0,75 млн. лет, которые проявляются отчетливо только в некоторых местах временного ряда. Менее уверенно из-за наличия перерыва выделяются БР



длительностью около 7 и 14 млн. лет. Вместе с тем почти весь временной ряд представляет начало крупного БР длительностью около 30 млн. лет, охватывающий время от начала кимериджа до баррема.

Пока не очень ясен закон иерархической согласованности БР разной длительности. Сосуществуют как бы два наложенных друг на друга ряда иерархической организации БР: 0,125; 0,25; 0,5; 1,0; 2,0... и 0,37; 0,75; 1,5 млн. лет.

Существующие методы изучения цикличности-ритмичности осадочных толщ страдают отсутствием однозначного решения вопроса: где начинать и заканчивать ритм или элементарный циклит? Поэтому в любом разрезе по литологическому составу пород могут быть выделены самые разные циклиты. С другой стороны, когда границей циклитов служат перерывы в осадконакоплении, и, казалось бы, вопрос о том, где начинать циклит решен, теряется практическая ценность изучения ритмичности. Дело в том, что определение границ циклитов и их ранг целиком зависит от величин перерывов, определяемых стратиграфами.

Полученные результаты позволяют решить проблему организации осадочного ритма. Все выделенные **БР построены фрактально** (однообразно) по типу затухающих колебаний углеродистой фазы. Поэтому **переход углеродистой фазы в кальциевую происходит постепенно**, а смена кальциевой фазы углеродистой – резко. Следовательно, **БР начинаются углеродистой фазой и завершаются кальциевой, а граница между фазами внутри ритма условна**, что свидетельствует о целостности биосферного ритма.

## **6.2. Биосферная ритмичность в девонских отложениях Тянь-Шаня**

После того как удалось установить фрактальную структуру БР, стало возможным выделять их в отложениях самого

разного возраста и не только по геохимическим данным. Например, в девонских отложениях Южного Тянь-Шаня (Елкин и др., 1994), где углеродистые фазы БР представлены черными сланцами, а кальциевые – известняками (рис. 6.2). На рисунке видно постепенное нарастание снизу вверх кальциевой фазы и ее резкая смена – углеродистой следующего БР длительностью порядка 7 млн. лет. И в этом случае углеродистая фаза предваряет появление новых фаунистических комплексов.

Подобных глобальных седиментологических и биотических событий установлено довольно много, но они связываются с широкомасштабными трансгрессиями. В то же время известно, что трансгрессии не являются глобальными. Поэтому наблюдаемая глобальность событий обязана ни чему иному, как биосферным ритмам.

### **6.3. Биосферная ритмичность в отложениях среднего карбона Верхнего Поволжья**

Пионерами в использовании геохимических данных при изучении ритмичности отложений были Василий Павлович Флоренский и Леонид Васильевич Пустовалов.

В конце 30-х гг. прошлого века В.П. Флоренский по результатам геохимического анализа пород из кунгурских отложений Туймазинского района установил, что «все кунгурские отложения Туймазинского района в целом характеризуются тремя наиболее важными моментами, а именно:

- а) периодичностью процесса осадконакопления,
- б) асимметричным строением каждого периода,
- в) закономерным изменением характера отдельных периодов снизу вверх...».

В те же годы и на той же кафедре петрографии осадочных пород Московского нефтяного института им. И.М. Губкина Л.В. Пустовалов установил ритмичность каширских от-

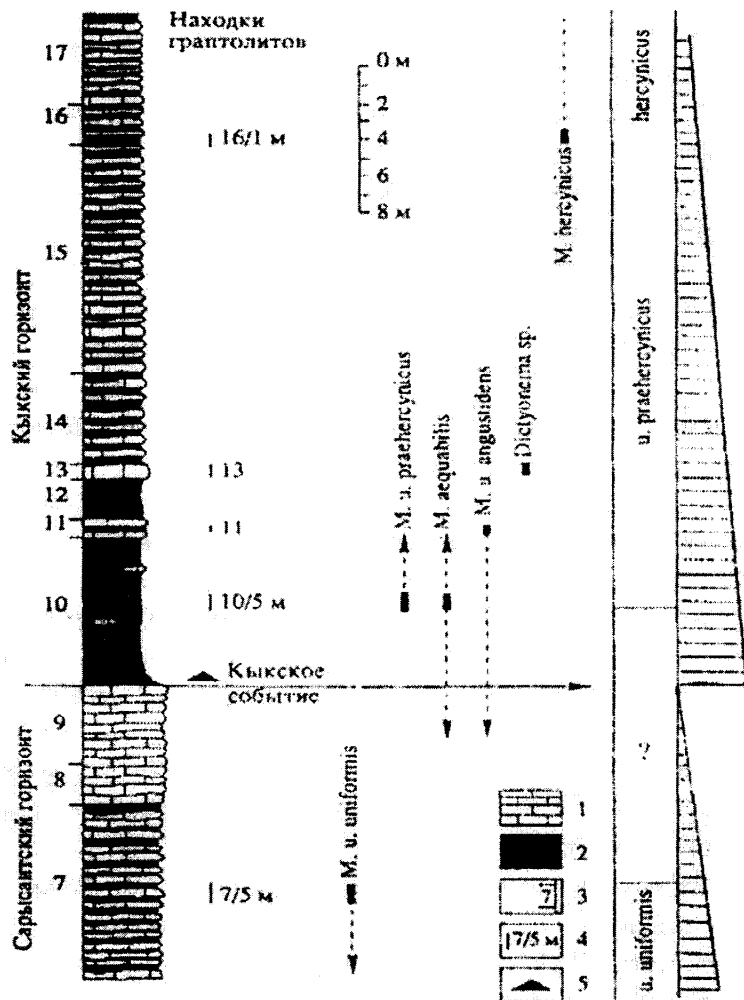


Рис. 6.2. Биосферная ритмичность и распространение граптолитов в пограничных слоях сарысайского и кыкского горизонтов в разрезе на склоне г. Кык, правобережье среднего течения р. Исфара, Южная Фергана, Южный Тянь-Шань (по Е.А. Елкину и др. (1994)) с добавлением:

1 – темно-серые известняки, 2 – черные сланцы, 3 – номер слоя, 4 – интервал опробования, 5 – локализация событий. Справа – нижнедевонские зоны по граптолитам и биосферные ритмы

ложений. Ниже приводится сокращенное описание каширских (средний карбон) отложений из второй части его знаменитой Петрографии осадочных пород.

«Исследование каширских отложений было предпринято в связи с нахождением среди них землистой разности плавикового шпата – *ратовкита*. Особенно детальной, послойной обработке был подвергнут разрез, вскрытый расчисткой у д. Коротнево на правом берегу р. Осуги. Здесь выступают каширские породы общей мощностью около 15 м, что составляет около 60% мощности всего наблюдаемого в районе каширского горизонта.

Породы каширского горизонта не только в упомянутой расчистке, но и во всем Верхнем Поволжье, имеют ряд отличительных признаков, из которых главнейшие следующие:

а) весьма подчиненное значение известняков и пелитолитов;

б) обилие доломитов, обычно весьма плотных, с раковистым изломом, с острыми режущими краями, обычно лишенных фаунистических остатков, при высыхании часто растрескивающихся на солнце («трескуны»);

в) обилие кремней, эпигенетических выделений кварца в разного рода пустотах, а также окремнелых участков доломитолитов и кальцитолитов;

г) чрезвычайно небольшое количество органических остатков, которые притом концентрируются почти исключительно около прослоев пелитолитов, образуя маломощные слои органогенных известняков, которые сменяются затем мощными слоями «безжизненных» доломитолитов;

д) своеобразная окраска пород: то светло-фиолетовая, то светло-малиновая, то розовая, то зеленоватая, которая образует гамму, столь хорошо знакомую химикам и столь характерную для соединений марганца в различных степенях его окисления; бурые тона, присущие окисным соединениям железа, почти вовсе отсутствуют или, во всяком случае, играют весьма подчиненную роль;

е) своеобразии прослоев пелитолитов, которые почти всегда бывают в той или иной степени палыгорскитизированы, а иногда представляют собою почти чистую разность палыгорскита или горной кожи.

Количественные соотношения основных типов пород, слагающих каширские отложения, таковы: около 80% от мощности всех пород составляют доломитолиты, около 10% – известняки и около 10% – пелитолиты; суммарная мощность кремней, несмотря на их обилие, не поддается точному учету вследствие неправильности их залегания.

По всему району наблюдается весьма выдержанное и закономерное чередование поименованных типов пород; вся толща разбивается на ряд малых «циклов» или малых периодов осадконакопления, каждый из которых слагается (снизу вверх):

- а) тонким прослоем пелитолита;
- б) незначительным прослоем шламово-органогенного известняка;
- в) толщей доломитолитов.

Эти малые периоды весьма четко выделяются на литогенетической или геохимической колонке, составленной для расчистки на правом берегу р. Осути (рис. 6.3).

Изложенный эмпирический материал красноречиво говорит о том, что каширское море, давшее начало описанным только что породам, не оставалось на протяжении своего существования постоянным и однородным. Его гидрохимические, биохимические и физико-химические условия постоянно менялись во времени. Изменения эти наступали закономерно, периодически, каширский морской бассейн жил своей сложной и интенсивной жизнью; мы совершенно ясно улавливаем его пульсацию, нашедшую свое отражение в той малой периодичности, которая так четко выявляется на геохимической колонке.

Каждый малый период начинался приносом с континента в бассейн значительного количества коллоидальной

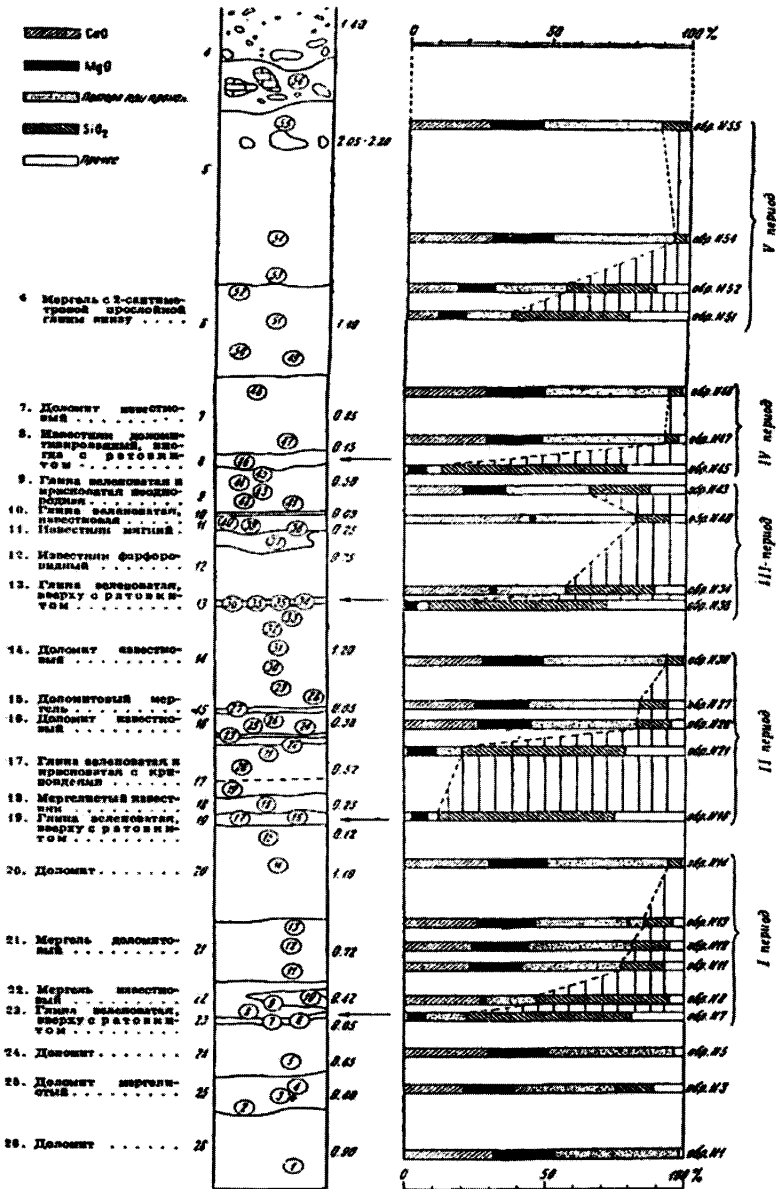


Рис. 6.3. Геохимическая колонка каширских отложений Верхнего Поволжья (по Л.В. Пустовалову, 1937)

кремнекислоты в смеси с тонким обломочным пелитовым материалом (трепеловидные пелитолиты низов периодов); происходившее в связи с этим временное опреснение каширского моря создавало на короткие моменты благоприятные условия для развития фауны. Организмы развивались на сером кремнистом иле, смешиваясь с ним и давая начало органогенно-шламовым кальцитолитам с примесью опаловых телец.

Жизнь, вспыхивавшая в связи с опреснением водоема, быстро затем затухала вследствие испарения морской воды и ее засолонения. Поскольку можно судить по характеру накопившихся тогда осадков, воды каширского моря быстро пересыщались солями кальция и магния, выделяя из себя доломитовый ил, давший начало каширским «безжизненным» пелитоморфным доломитолитам. Дальнейшее возрастание концентрации морской воды приводило к одновременному выпадению в осадок доломита и фтористого кальция.

Увеличение количества кристалликов флюорита к верхам каждого малого периода осадконакопления соответствует нарастанию концентрации морских каширских вод.

Причины периодического усиленного притока вод с континентов, что влекло за собой периодичность минерало- и осадкообразования в каширском море, следует искать в пульсации общих геологических условий того времени и, в частности, в периодических колебаниях земной поверхности, изменявших базис эрозии и скорость движения континентальных потоков того времени.

Можно думать, что применение аналогичного метода химического и петрографического исследования осадочных пород к другим объектам, вскрывающего историческую последовательность их образования, а не основанного на изучении случайно выхваченных из обнажения разрозненных образцов, сможет расшифровать многие иные вопросы осадконакопления, представляющиеся сейчас темными и неясными.

Рассмотренная литогенетическая колонка каширских отложений отражает изначальное размещение в них минерального вещества; последующие эпигенетические процессы, связанные с циркуляцией подземных вод, в известной мере нарушили это размещение и тем самым усложнили первичный минералого-петрографический облик каширских пород.

Легко подвижный опаловый кремнезем испытал местные перемещения и образовал многочисленные выделения кремней, халцедоновых корок, кристалликов кварца и пр.

Магнезиальные растворы, связанные с частичным разрушением доломитолитов, спускались вниз и, задерживаясь на поверхности водоупорных трепеловидных пелитолитов, вызывали их переотложение в палыгорскиты.

Кристаллический плавиковый шпат, сосредоточенный изначально в виде мельчайших, бесцветных, не видимых на глаз кристалликов только в верхних частях малых периодов, подвергся в последующем частичному растворению, оставив после себя ничтожные по размерам правильные пустотки среди пелитоморфных доломитолитов. Растворенный фтористый кальций также спустился вниз к поверхности водоупорных трепеловидных прослоев и выпал здесь уже в виде коллоидального, землистого фтористого кальция – ратовкита, образовав эпигенетичные, макроскопически видимые скопления  $\text{CaF}_2$ , запутавшие его генетическую расшифровку.

Несмотря, однако, на все эти эпигенетические перемещения и перегруппировки, общий облик каширских отложений достаточно полно сохраняет все свои главнейшие и наиболее характерные черты, как это отчетливо видно из геохимической колонки. В этом нельзя не видеть лишнего подтверждения правильности уже известного нам закона физико-химической наследственности осадочных горных пород».



Можно сказать, что, следуя указанию Л.В. Пустовалова искать причины периодичности «в пульсации общих геологических условий того времени», мы и пришли к выводу о биосферно-ритмической природе малых периодов в каширских отложениях. Углеродистые фазы БР (малых периодов на геохимической колонке Л.В. Пустовалова) представлены тонким прослоем пелитолита и незначительным прослоем шламово-органогенного известняка, а кальциевая фаза – толщей доломитов. Для углеродистых фаз характерен более мягкий климат, чем для кальциевых. Выделенные Л.В. Пустоваловым малые периоды осадконакопления асимметричны и фрактальны, что служит важной характеристикой, указывающей на то, что они являются биосферными ритмами. Определить их длительность практически невозможно, хотя наиболее вероятно, что она составляет порядка 0,5 млн. лет.

#### **6.4. Биосферная ритмичность венд-нижнекембрийских отложений Сибирской платформы**

В нижнекембрийских отложениях Сибирской платформы (рис. 6.4) выделяются БР, аналогично построенные тем, которые установлены для каширских отложений Верхнего Поволжья. Здесь так же, как и в каширских БР, их углеродистая фаза представлена более глинистыми породами, которые сменяются органогенными известняками частично перекристаллизованными и доломитизированными с частыми различными форменными элементами водорослевой природы. В верхней части преобладают доломиты микрозернистые, плотные, реже фитогенные, нередко сульфатизированные вплоть до появления прослоев ангидрита. Толщина БР меняется от 5 до 35 м. В юго-западных частях платформы, где разрез более полный, БР завершается солями.

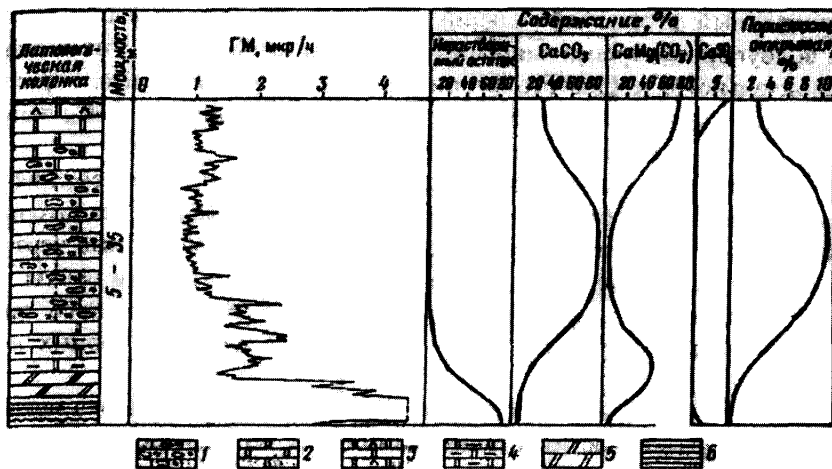


Рис. 6.4. Схема строения циклита нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы (по В.Г. Кузнецову, 1991):

1 – известняки органогенно-водорослевые; 2 – доломиты; 3 – доломиты ангидритизированные; 4 – доломиты глинистые; 5 – мергели доломитовые; 6 – аргиллиты

Отчетливо БР выделяются на гамма-каротажных диаграммах скважин, заметно хуже по кривой содержания нерастворимого остатка, и совсем не устанавливаются по другим кривым, приведенным на рисунке. Хотя в кровле некоторых БР в кернах отмечаются следы размыва, при крайней мелководности образования всех пород, говорить о трансгрессивно-регрессивной природе этих «циклитов» не приходится.

БР длительностью порядка 14 млн. лет выделяются по данным изучения изотопного состава углерода карбонатных пород в пограничных слоях венда и кембрия на юге Сибирской платформы (рис. 6.5). Их толщина составляет около 350 м. Углеродистые фазы этих крупных БР соответствуют появлению в разрезе высокоуглеродистых известняков, доломитов и аргиллитов, а кальциевые тяготеют к более чистым известнякам.

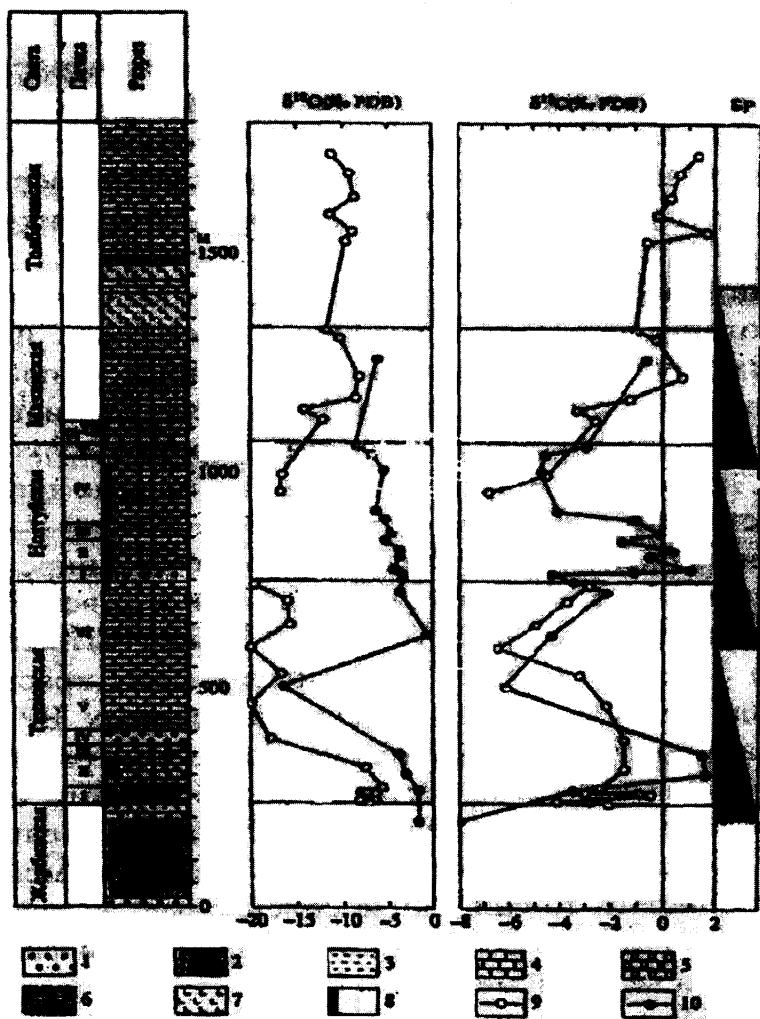


Рис. 6.5. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных породах разреза венда-нижнего кембрия у пос. Нохтуйск (по А.В. Сочаве и др., 1996) с дополнением:

1 – гравелиты, 2 – песчаники, 3 – аргиллиты и алевролиты, 4 – известняки, 5 – доломиты, 6 – высокоуглеродистые известняки, 7 – диабазовые силлы, 8 – уровни распространения красноцветных пород, 9, 10 – вариации изотопных отношений в известняках (9) и доломитах (10)

Если в мелких БР, подобных установленным в каширских отложениях, углеродистые фазы представлены глинами и известняками, а кальциевые – доломитами, то для крупных БР может быть так, что углеродистые фазы содержат больше доломитов и даже красноцветных пород, чем кальциевые. Дело в том, что в крупных БР углеродистые фазы включают ряд более мелких, но более контрастных ритмов, в которых кальциевые фазы представлены доломитами и даже солями. Например, углеродистая фаза мезозойского БР, длительность которого около 90 млн. лет, охватывающая юру и нижний мел, содержит не только углеродистые толщи, но и соленосные, и красноцветные, а доломитов в ней намного больше, чем в кальциевой фазе этого ритма, приходящейся на верхний мел.

Глобальность БР, выделяемых по изотопным данным, не вызывает сомнений. При захоронении органического вещества из углеродного цикла биосферы в большем количестве выходит легкий изотоп углерода, который предпочитают растения. Поэтому происходит его утяжеление, характерное для углеродистых фаз БР. При образовании карбонатов, которые обогащаются менее подвижным тяжелым изотопом углерода, снова происходит облегчение изотопного состава углерода биосферы, характерное для кальциевых фаз БР. Поэтому углеродистые фазы БР характеризуются более тяжелым изотопным составом углерода, чем кальциевые. Установлено (Kaufman, Knoll, 1995), что общие тренды изменения и изотопные пики углерода выдерживаются глобально и могут служить для стратиграфических построений и выделений хемохронов.

Другой важной особенностью разреза служит наличие грубообломочных пород, включая гравелиты, примерно в средних частях углеродистых фаз двух нижних БР. Это еще раз указывает на отсутствии прямой связи БР с перерывами в осадконакоплении.

## 6.5. Биосферная ритмичность отложений плейстоцена

Выдающиеся результаты изучения ледяных кернов скважин из Антарктиды и Гренландии, по данным Р.А. Хаутона и Д.М. Вудвела (1989), показали синхронность даже мелких изменений параметров биосферы в столь отдаленных друг от друга местах.

На кривых изменений палеотемператур и содержаний  $\text{CO}_2$  в атмосфере (рис. 6.6), полученных российскими и французскими учеными, согласно нашим представлениям, зафиксированы БР с периодом около 41 и 125 тыс. лет. Хотя наибольшее значение в изменении инсоляции имеет период в 41 тыс. лет, свойственный колебаниям эклиптики, значи-

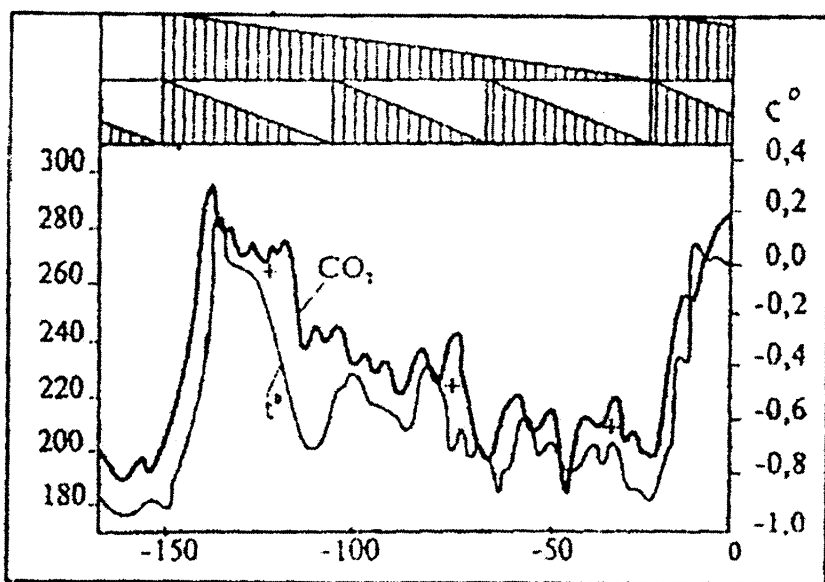


Рис. 6.6. Биосферные ритмы последних 160 тыс. лет по данным изучения ледовых кернов скважины Восток (Антарктида)

По осям ординат — содержание  $\text{CO}_2$  (г/т) и отклонения температур от усредненного их значения за 1950–1980 гг.

тельно сильнее выражен ритм с периодом около 125 тыс. лет. Как видим, биосфера, соблюдая космический ритм, действует по-своему. Принцип же организации биосферного времени во всех известных нам случаях остается неизменным: **весь спектр БР вне зависимости от их масштабов построен одинаково – резкие всплески биопродуктивности сменяются их постепенным угасанием.** Причем единый почерк биосферы проявляется вне зависимости от длительности БР и наличия оледенений.

По многочисленным публикациям данных глубоководного бурения в разных районах Мирового океана можно выделить 9 БР длительностью 100–130 тыс. лет в течение последнего млн. лет геологической истории. Они устанавливаются по кривым содержаний тяжелых изотопов углерода и кислорода, изменения плотности осадков и кривым магнитной восприимчивости. Например, по результатам бурения скв. 882, расположенной в Тихом океане к ЮВ от Камчатки, и скв. 659, пробуренной в тропической Атлантике к западу от Африки, выделяются 9 БР длительностью

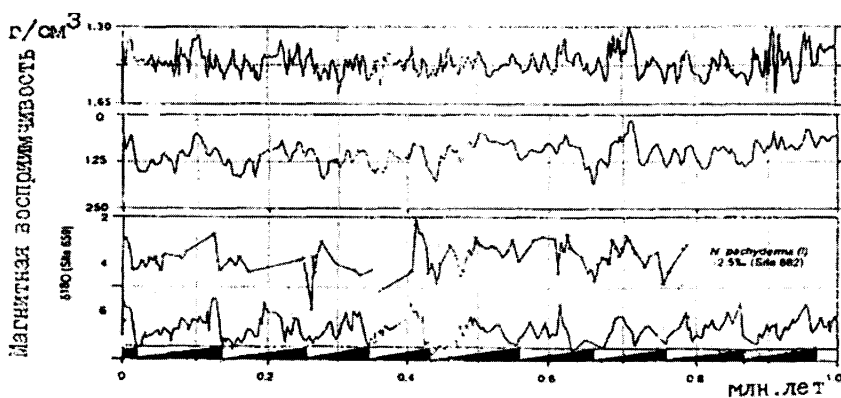


Рис. 6.7. Биосферная ритмичность донных отложений (0–1 млн. лет) по данным изучения скважин 659 и 882 глубоководного бурения, опубликованным R. Tiedemann, G.H. Naug (1995), с сокр. и доб.

100–130 тыс. лет (рис. 6.7). Менее рельефно подобные БР проявляются в интервале 1–4 млн. лет.

Наиболее устойчивые гармоники во временных рядах изменений плотности осадков и магнитной восприимчивости устанавливаются на периодах: 41; 69–71; 100–110; 120–125; 250; 333; 400 тыс. лет (Tiedemann, Haug, 1995).

Наши данные свидетельствуют о том, что БР длительностью 100–130 тыс. лет установился уже очень давно, по крайней мере, с поздней юры 150 млн. лет назад, когда никаких оледенений не было.

Мы живем примерно в средней части углеродистой фазы БР с периодом около 125 тыс. лет. Ближайшая, подобная нашей, углеродистая фаза началась примерно 145 и завершилась около 120 тыс. лет назад. При детальном (синфазном) сравнении нашей фазы с ей подобной видно, что мы живем вблизи очень интересной точки, дальше которой температуры у полюсов резко падают, а содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере остается высоким. Поэтому в ближайшие тысячелетия следует ожидать начало оледенения, а техногенное увеличение  $\text{CO}_2$  в атмосфере может его приблизить. Дело в том, что общие потепления климата сказываются намного сильнее в полярных странах. Летнее же содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере в последние десятилетия возрастает слабее, чем зимнее, что приводит к теплым многоснежным зимам и холодному лету, хотя происходит общее потепление климата. Понятно, что такая ситуация способствует появлению натающих снежников и последующему оледенению.

Чтобы дать более точный прогноз ожидающих нас природных изменений, необходимо детальное изучение предшествующих углеродистых фаз и их синфазное сопоставление с нашей фазой. При таком подходе ожидающие нас изменения природной среды будут соответствовать событиям, происходившим ранее в фазах, аналогичных нашей, от момента, наиболее подобного современному. Однако нет уверенности, что наша фаза не служит предверием очень крупного БР, анало-

гичного пермо-триасовому, приведшему к великому вымиранию. Ведь уже несколько миллионов лет океан находится в фазе холодной стабилизации. Сколько она продлится, мы не знаем. Вот почему так нужна естественная биосферная геохронологическая шкала, в которой однозначно было бы определено иерархическое положение нашего БР.

Естественно, главной причиной биосферных ритмов служит необходимость поддержания гомеостаза системы. Не вызывает сомнения подчиненность ведущих биосферных процессов функции гомеостаза системы, которая может поддерживаться только с помощью автоколебаний. В связи с автоколебательной природой БР между их фазами должна быть причинно-следственная связь: углеродистая фаза – причина кальциевой, а кальциевая – углеродистой.

### **6.6. Причинно-следственные связи фаз биосферных ритмов**

Физической моделью БР может служить процесс разрядки конденсатора с его одновременной подзарядкой до критического уровня. С позиций модели «разрядки конденсатора» роль прокладки конденсатора в биосфере можно отнести пикноклину, изолирующему богатые  $\text{CO}_2$  и другими питательными веществами глубокие воды океана от бедной ими зоны фотосинтеза. В таком случае параметры БР связываются с масштабами вентиляции океана.

Так как длительность кальциевых фаз примерно в 3–5 раз больше углеродистых, то формирование неравновесных водных масс должно происходить постепенно, а их разрушение быстро. Порядок устанавливается долго, а разрушается быстро, подобно поведению систем, которые способны накапливать и сбрасывать энергию по закону фликкершумов, когда мощность процессов обратно пропорциональна их частоте. Такие системы могут обладать высокой чувстви-



тельностью к слабым воздействиям (Пархомов, 2003). В них часть элементов находится в предпороговом состоянии, и достаточно небольшого толчка, чтобы накопленная энергия высвободилась. Когда этот толчок происходит, все предпороговые элементы системы сбрасывают свою энергию одновременно, что стимулирует сброс энергии у элементов, удаленных от порога, и лавинообразно увеличивает эффект. При наличии же внешних достаточно сильных и частых воздействий сброс энергии происходит далеко от порога, и коллективного высвобождения энергии не происходит. Подобные системы обладают парадоксальным свойством: они дают сильные отклики на редкие и слабые воздействия и малозаметные – на сильные и частые.

Если биопродуктивность на суше ограничена содержанием  $\text{CO}_2$  в атмосфере, то в океане – концентрациями азота и фосфора в эвфотической зоне. Как сообщает В.В. Сапожников (1995), стало ясно, что динамика вод первична в процессах образования районов повышенной биологической продуктивности океана. В то же время, вертикальное движение глубоких вод создает условия поступления  $\text{CO}_2$  и в атмосферу. Поэтому для углеродистых фаз крупных БР геологического прошлого устанавливается одновременное усиление фотосинтеза на суше и в океане.

На завершающие моменты кальциевых фаз крупных БР приходятся максимумы климатической зональности. Достигшая кульминации климатическая зональность и сформировавшиеся, благодаря ей, неравновесные условия стратификации океанских вод, не могут развиваться дальше определенного порога. Поэтому неравновесная стратификация вод, достигнув порога устойчивости, начинает быстро разрушаться – самопроизвольно или благодаря даже слабому внешнему воздействию (падению космического тела или вулканизму). Этот процесс, порождающий вентиляцию океана, может охватывать самые разные объемы океанских или морских вод. Вступившая таким образом углеродистая фаза БР длится до тех пор пока не израсходована энергия

стратификации вод, которая обеспечивает углеродистую фазу того или иного БР. Истратив энергию, или ее часть, океан не может противиться наступлению планетарной зональности климата. Более того, усилению зональности климата способствует резкое снижение содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере за счет его потребления в зоне фотосинтеза и ослабления его потока из океана. Дефицит  $\text{CO}_2$  в зоне фотосинтеза и устанавливающаяся зональность климата приводят к усиленному накоплению карбонатов (кальциевая фаза). Океан становится поглотителем  $\text{CO}_2$ , а зональность климата и стратификация океанских вод нарастают и достигают своего порога.

В пользу такого механизма БР говорят современные результаты изучения глобального океанического конвейера. По данным С.С. Лаппо и др. (1996), формирование Великой соленосной аномалии (ВСА) в 1959-1981 гг. в Северной Атлантике было связано с замедлением глобального конвейера в средних широтах и ослаблением Гольфстрима, а в начале 1950-х и в конце 1980-х гг. (т. е. до и после ВСА) происходила интенсивная отдача тепла в атмосферу в средних широтах, сопровождавшаяся усилением Гольфстрима. Причем восстановление активной работы конвейера происходило почти в четыре раза быстрее, чем его замедление.

Мы приходим к выводу, что **механизм саморегуляции биосферы заключен в океане, а его управление осуществляется живым веществом в основном через биогеохимический цикл углерода.** Вот почему так жизненно необходим мониторинг океана и биогеохимического цикла углерода.

\* \* \*

Как видим, биосферная ритмичность проявляется в гумидной, аридной, ледовой и глубоководной обстановках осадконакопления. Ее можно устанавливать по геохимическим, литологическим и изотопным данным, а также с помощью каротажных диаграмм скважин.

Основным условием выделения БР служит их фрактальность (самоподобие) и иерархическая согласованность вне зависимости от того, какие фазы (углеродистые или кальциевые) лучше проявлены в разрезе.

**Так как биосферные ритмы глобальны, в любой системе, включающей бассейны осадконакопления и области сноса со своими ландшафтами, независимо от климатической, тектонической или другой обстановки, обязательно в той или иной степени отразятся особенности фаз глобальных биосферных ритмов, которые всегда можно выявить в отложениях этой системы.**

При корреляции разрезов не обязательно, чтобы сопоставляемые БР были выделены по одним и тем же данным. Например, БР, установленные по геохимическим или изотопным исследованиям, могут быть сопоставлены с выделенными по ГИС или визуально по литологическому составу отложений.

**Важной литологической особенностью углеродистых фаз БР служат характерные для них пониженные темпы осадконакопления.** Это показано автором для кимеридж-берриасса Енисей-Хатангского прогиба и М.А. Левитаном (1994) – для эпиконтинентальных морей, Индийского, Атлантического и Тихого океанов в палеоцен-олигоцене – углеродистой фазе кайнозойского БР.

## Г л а в а 7

### КОНЦЕПЦИЯ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ

#### 7.1. Аксиомы геологии биосферы

Существующие в настоящее время гипотезы и теории, в том числе и концепция литосферных плит, не в состоянии ответить на ряд важнейших вопросов, связанных с взаимо-

действием оболочек Земли. Например, как связаны между собой синхронность и асинхронность, глобальность и региональность геологических процессов?

Существующее положение сложилось в результате господства в геологии линейных представлений о взаимодействии геологических процессов и слабого проникновения в нашу науку системного подхода, который уже начал свое победное шествие. Вместе с тем ответы на эти вопросы были получены именно благодаря системному подходу при рассмотрении взаимосвязей между биосферой и тектоносферой.

Учение В.И. Вернадского о биосфере в рамках современного системного подхода позволяет сформулировать ряд аксиом геологии биосферы. Эти простые и очевидные положения можно было сформулировать и без тех исследований, о которых шла речь в книге, а только на основании учения о биосфере.

*1. Осадочные горные породы и полезные ископаемые являются продуктами на выходе биосферы.*

*2. Причинно-следственная связь биосферы и тектоносферы обеспечивается глобальным круговоротом вещества между биосферой и литосферой.*

*3. Местные тектонические воздействия на биосферу, благодаря ее подвижным оболочкам – тропосфере, гидросфере и живому веществу, имеют глобальные последствия.*

Из этих аксиом вытекают весьма важные для геологии следствия.

*1. Возможность восстанавливать прежние состояния биосферы по продуктам на ее выходе – осадочным породам и полезным ископаемым.*

*2. Главные внешние воздействия на биосферу на вещественном уровне ее организации оказывают тектонические движения.*

*3. Локальные или местные тектонические воздействия суммируются подвижными оболочками биосферы, в*

*частности гидросферой, и находят отражение в колебаниях уровня Мирового океана.*

Эти аксиомы и их следствия были использованы при анализе геологических фактов, которые легли в основу предлагаемой концепции.

## **7.2. Причинно-следственные связи явлений в биосфере и тектоносфере**

Биосфера Земли пригодна для жизни уже около четырех миллиардов лет, что свидетельствует в первую очередь о малых изменениях температуры ее поверхности. В течение такого продолжительного времени не происходило сильного перегрева или переохлаждения планеты, следовательно, приход космической энергии был равен ее расходу. Но это общий баланс в течение 4 млрд. лет. В отдельные же периоды он вряд ли соблюдался, так как, несомненно, что в эпоху усиленного развития магматизма и горообразований потери тепла в космос были выше, чем в относительно спокойные. Процессы горообразования, действуя постоянно, периодически усиливаются и ослабляются. На фоне гигантского ритма мегабиосферы с периодами около 900 и 450 млн. лет существует большое количество более мелких периодов усилений и ослаблений тектонических движений. Вплоть до несколькихлетних, установленных для землетрясений и вулканизма.

Часть космической (солнечной) энергии аккумулируется биосферой и с продуктами ее деятельности – осадочными горными породами – поступает в литосферу, где она преобразуется в тепло и с тепловым потоком из недр возвращается в биосферу и космическое пространство. Однако некоторая доля энергии накапливается в литосфере и затем реализуется за счет тектонических движений – горообразования, магматизма и вулканизма.

Если, как утверждает концепция литосферных плит, вместе с океанической корой происходит затягивание под континенты осадочных отложений – результата деятельности биосферы, то и грозное проявление внутренних сил планеты – вулканы тоже в значительной степени работают на аккумулированной биосферой солнечной энергии. Этим, вероятно, объясняется резкое отличие вулканизма Земли от его слабого проявления на Венере и Марсе.

Итак, в предлагаемой концепции главная роль в соблюдении теплового баланса Земли отводится мегабиосфере – многослойной оболочке планеты, верхней границей которой служит озоновый экран, а нижней – земные оболочки, затронутые влиянием жизни. Она осуществляет загрузку и сброс солнечной энергии, как кратковременную, так и длительную.

Биосфера и тектоносфера служат элементами системы Земля, а она, в свою очередь, – Солнечной системы, которая входит в состав еще более крупной системы – Галактики. Поэтому, согласно системному закону «минимизации», биосфера, тектоносфера, Земля и Солнечная система подчиняются законам включающей их системы более высокого порядка – Галактики. Поэтому **автоколебания в биосфере и тектоносфере происходят по космическому расписанию, поддерживая «Невозмутимый строй по всем, созвучье полное в природе».**

К сожалению, мы пока мало знаем о поведении Солнечной системы и нашей планеты на пути вокруг центральных масс Галактики. В результате можем только предполагать, что главный механизм передачи галактического ритма (176, 88, 22 млн. лет) Земле служат возмущающие движения Солнечной системы (ускорения и замедления движения по орбите, отклонения от плоскости Галактики и т. д.), приводящие к периодическим изменениям угловой скорости вращения планет.

В связи с тем, что глубокие воды Мирового океана в автоколебательном режиме становятся теплыми или холодными один раз в течение галактического года, а смена вод происходит дважды: холодных на теплые, и наоборот, Мировой океан

дважды становится донором углерода для фотосинтеза и атмосферы. Поэтому период возникновения ансамблей высокопродуктивных эпох составляет половину галактического года.

Глобальность и региональность, синхронность и асинхронность геологических процессов представляются в следующем виде. Тектонические движения, обладая диахронным (скользящим) циклическим типом периодичности, благодаря астрономическим причинам скользят с запада на восток и проявляются асинхронно и регионально-синхронно. Проходя через материки и океаны, они создают колебания уровня Мирового океана, которые проявляются глобально, воздействуя на биосферу. Тем самым, региональные тектонические явления имеют глобальные последствия. Однако тектонические движения, развиваясь по-своему на разных территориях, затемняют глобальное выражение колебаний уровня океана, и они проявляются в виде трансгрессий и регрессий регионально-синхронно, хотя и на больших пространствах.

В свою очередь, биосферные ритмы проявляются глобально в осадко- и рудонакоплении синхронно на материках и в глубинах океана, но со своим особым акцентом в зависимости от местных условий.

На внешние космические (солнечная энергия и др.) и тектонические воздействия биосфера, поддерживая миллиарды лет пригодный для жизни порядок, отвечает как самоорганизующаяся система своими автоколебаниями смены стратификаций вод океана и биосферными ритмами, являющимися механизмом ее гомеостаза. Именно автоколебательный механизм, позволяющий системе быть, заставляет ее эволюционировать. Ибо нельзя без изменений вернуться «на круги своя».

Познание механизма гомеостаза системы, продуцирующей осадочные толщи и полезные ископаемые и обеспечивающей на Земле саму жизнь и ее эволюцию, – главная задача не только геологии, но и всего современного естествознания.

## **ЛИТОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

### **Введение**

Нефтегазоносные отложения представляют собой толщи горных пород осадочно-породных бассейнов с доказанной или предполагаемой нефтегазоносностью. Обычно в них выделяют несколько нефтегазоносных комплексов (НГК). Иногда НГК включают только природный резервуар, состоящий из породы коллектора и породы-флюидоупора. В других случаях в НГК входят природные резервуары и предполагаемые нефтегазоматеринские отложения. Обще-принятых правил выделения НГК нет. Они выделяются на местах согласно с практическими требованиями, связанными с особенностями поисков, разведки и эксплуатации залежей нефти и газа.

Качество НГК и природного резервуара зависит как от литологического состава пород-коллекторов и пород-флюидоупоров, так и включающих их нефтегазоносных отложений. Высокая результативность поисков, разведки и эксплуатации месторождений нефти и газа не возможна без изучения литологического состава пород и закономерностей их поведения в пространстве.



## Глава 8

### КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Коллекторские свойства горных пород определяются их способностью вмещать и пропускать через себя флюиды, т. е. быть пористыми и проницаемыми.

#### 8.1. Пористость

Пористость присуща всем без исключения горным породам, хотя в некоторых случаях она практически отсутствует. Например, у некоторых солей, глин, известняков и песчаников (табл. 8.1).

Таблица 8.1

#### Коэффициенты полной пористости основных типов осадочных и некоторых магматических пород (по В.Н. Кобрановой)

Порода	Коэффициент полной пористости, %	
	max и min значения	наиболее вероятные значения
<i>Осадочные породы</i>		
Песок	4–55	20–35
Песчаник	0–40	5–30
Лёсс	40–55	–
Алевролит	1–40	3–25
Ил	2–96	50–70
Глина	0–75	20–50
Известняк	0–35	1,5–15
Мел	40–55	40–50
Доломит	2–35	3–20
Доломитовая мука	33–55	–

Продолжение табл. 8.1

Порода	Коэффициент полной пористости, %	
	max и min значения	наиболее вероятные значения
<i>Магматические породы</i>		
Габбро	0,6–1,0	—
Базальт	0,6–19,0	—
Диабаз	0,8–12,0	—
Диорит	0,25	0,25
Сиенит	0,5–0,6	—
Гранит	0,1–5,0	—

В результате неплотного прилегания минеральных частиц друг к другу в горной породе существуют поры-пространства, заполненные флюидами. Их размеры и форма весьма разнообразны.

В идеальном песке, состоящем из одинаковых шарообразных частиц, пористость от величины шаров (зерен) не зависит. Пористость пространства, сложенного пушечными ядрами, равна таковому из мелкой дробы, если они одинаково упакованы. В случае кубической упаковки их пористость составит 47,7%, а в случае более плотной – ромбической – 26% (рис. 8.1).

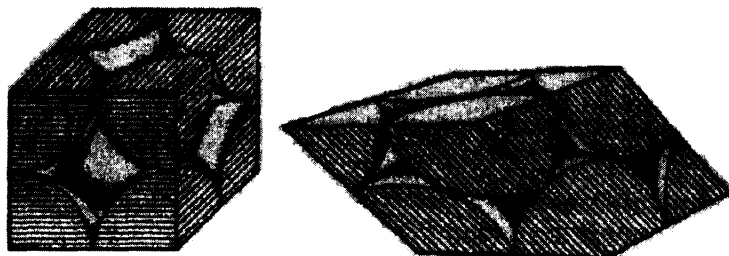


Рис. 8.1. Наименее плотное (слева) и наиболее плотное расположение шарообразных частиц в идеальных обломочных породах (по Л.В. Пустовалову)

Коэффициент пористости определяется по формуле:

$$K_{п} = (V_{пор}/V_{породы}) 100\%,$$

где  $K_{п}$  – коэффициент пористости;

$V_{пор}$  – суммарный объем пор;

$V_{породы}$  – объем всей породы, включая поры.

Различают три вида пористости: полную (общую, абсолютную или физическую), открытую и эффективную.

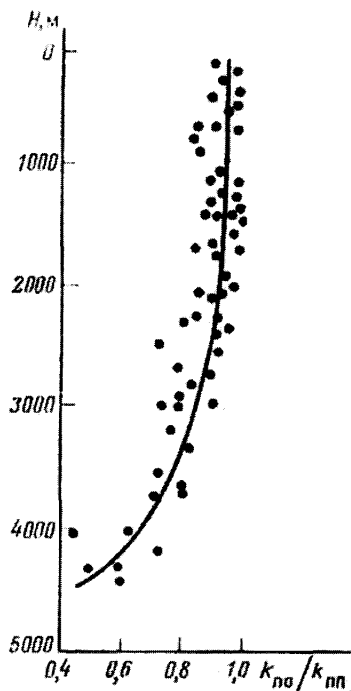
**Полная пористость** – это совокупность всех пор, независимо от их размера, формы, сообщаемости и генезиса. Численно она равна отношению объема всех пор к объему заключающей их горной породы.

**Открытая пористость** – это совокупность всех сообщающихся между собой пор. Численно она равна отношению объема сообщающихся между собой пор к объему заключающей их горной породы.

**Эффективная пористость** – это совокупность пор, через которые может осуществляться миграция данного флюида. Для каждого флюида эффективная пористость породы неодинаковая. Надежной методики определения эффективной пористости пока не разработано.

Обычно наиболее высокие значения в горных породах имеет полная пористость, более низкие – открытая и самые низкие – эффективная. Только в слабоуплотненных, хорошо сортированных песках и алевролитах полная пористость мало отличается от открытой. С увеличением глубины залегания и уплотнением пород открытая пористость снижается интенсивнее, чем полная (рис. 8.2).

По своему происхождению различаются поры первичные и вторичные. Первичные поры образуются на стадии формирования горной породы (седиментогенез, диагенез). Они представляют собой пустоты между неплотно прилегающими друг к другу составными частями обломочных пород, оолитов или органогенных остатков в карбонатных



**Рис. 8.2. Изменение отношений открытой ( $K_{по}$ ) и полной ( $K_{пл}$ ) пористости с увеличением глубины ( $H$ ) в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины (по Б.К. Прошлякову и В.Г. Кузнецову)**

породах, а также полости и камеры в скелетных остатках различных породообразующих организмов (диатомей, фораминифер, гастропод, кораллов и т. д.).

Поры между обломочными зёрнами называют межзёрновыми, между остатками фауны и оолитами – межформенными, а внутри остатков – внутриформенными.

Вторичную пористость представляют трещины, каверны и иногда межзёрновые поры. Трещины бывают литогенетические и тектонические (табл. 8.2). Часто они возникают вследствие естественного гидроразрыва.

Таблица 8.2

### Основные виды трещин

(по Ю.К. Бурлину, Е.Н. Пермякову, с изменениями и дополнениями, внесенными Б.К. Прошляковым и В.Г. Кузнецовым)

Литогенетические			Тектонические		
диагенетические	катагенетические	гипергенетические			
Возникшие при:					
уплотнения, кристаллизации, обезвоживании и старении коллоидов	перекристаллизации, выделения межслоевых вод, метасоматозе	выветривания, бортовом отпоре	колебательных движениях (эпейроклазы)	складкообразовательных движениях в клинаже (приоклазы)	дизъюнктивных нарушениях (диаклазы)

Трещины бывают открытые (зияющие) и закрытые, за счет механического смыкания или заполнения пустотного пространства вторичными минеральными образованиями. Если вдоль трещин не происходит смещения пород или оно не значительно, то такие системы принято называть трещиноватостью (Смехов, 1974). Сбросы и надвиги к трещиноватости не относятся.

Практический интерес представляют только открытые трещины. Трещинная пористость невелика и составляет от долей процента до 2–3%. При характеристике трещинной пористости различают густоту, плотность и раскрытость трещин.

*Густота трещин* – это количество трещин, приходящееся на 1 м длины в направлении, перпендикулярном простиранию трещин.

*Плотность трещин* – это сумма густот трещин, приходящихся на единицу площади (1 м<sup>2</sup>). Если в пласте имеется

только одна система трещин, то плотность численно равна густоте.

*Раскрытость трещин* – расстояние между стенками трещины. Обычно раскрытость составляет доли, но может достигать и целых миллиметров.

Каверны представляют собой поры, возникшие в результате локального растворения отдельных частей породы. Обычно каверны сопутствуют трещинам, так как по трещинам происходит движение реакциспособных флюидов. Вторичная пористость может возникать в обломочных породах в результате растворения цемента (кальцита, доломита, гипса) или неустойчивых обломочных минералов.

В обломочных породах поровое пространство часто имеет изометрическую, округлую или многоугольную форму. Трещины обычно щелевидной формы, а каверны – неправильной (рис. 8.3).

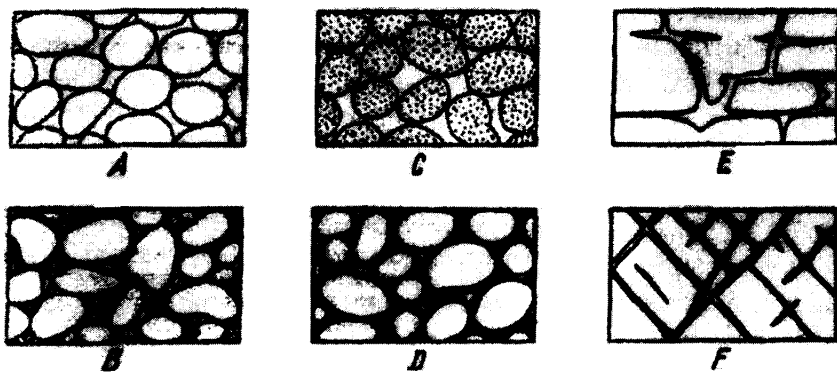


Рис. 8.3. Схематическое изображение различных типов пустот в породах и зависимость пористости от структуры породы (по Л.В. Пустовалову)

Размер порового пространства может составлять от долей микрометра до десятков метров. В песчаниках и

алевролитах поры обычно имеют размер менее 1 мм, среди них различают сверхкапиллярные ( $> 0,1$  мм), капиллярные (0,0002–0,1 мм), субкапиллярные ( $< 0,0002$  мм), иногда выделяют еще ультракапиллярные ( $< 0,0001$  мм или 0,1 мкм).

Трещинные поры (зияющие трещины) разделяют по степени раскрытости. По Е.М. Смехову, трещины с раскрытостью более 0,1 мм относятся к макротрещинам, а при раскрытости менее 0,1 мм – к микротрещинам.

По Б.К. Прошлякову и В.Г. Кузнецову каверны размером 0,1–10 мм относятся к мелким, размером 10–100 мм – к крупным (микроросты), а при размере более 100 мм – к пещеристым полостям.

В том случае, когда поровое пространство составляют два или более видов пор, его называют сложным или смешанным.

## 8.2. Плотность

Плотность – это отношение массы вещества к единице объема. Плотность измеряется в  $\text{г/см}^3$ ,  $\text{кг/л}$  или  $\text{т/м}^3$ . Так как плотность воздуха мала, то ею пренебрегают и при измерениях плотности взвешивают вещество в воздухе.

Плотности минералов колеблются в широком диапазоне от  $2,2 \text{ г/см}^3$  у галита,  $2,66 \text{ г/см}^3$  у кварца,  $2,55$ – $2,75 \text{ г/см}^3$  у полевого шпата,  $2,72 \text{ г/см}^3$  у кальцита, до  $3,9 \text{ г/см}^3$  у сидерита и  $5,0 \text{ г/см}^3$  у магнетита. Среди самых тяжелых минералов магнетит, киноварь и золото. Плотность породообразующих минералов осадочных горных пород меняется в узком диапазоне от  $2,55 \text{ г/см}^3$  у ортоклаза до  $2,75 \text{ г/см}^3$  у доломита. Поэтому минеральный состав существенно на плотность осадочных горных пород не влияет, и она главным образом зависит от пористости.

Плотность породы на стадии катагенеза может существенно изменяться за счет механического уплотнения, перекристаллизации и минеральных новообразований. В связи с

этим в природных условиях плотность однотипных пород варьирует в широких пределах (табл. 8.3).

Таблица 8.3

**Плотность основных типов осадочных пород**  
(по В.Н. Кабрановой)

Порода	Плотность, г/см <sup>3</sup>	
	пределы значений	наиболее вероятные значения
Пески	1,37–2,19	–
Песчаники	1,53–2,95	2,10–2,39
Лёсс	1,16–1,73	–
Алевролиты	1,75–2,97	2,20–2,54
Глины	1,30–3,24	2,10–2,44
Аргиллиты	2,06–2,70	2,28–2,51
Мергели	1,84–2,74	2,10–2,61
Известняки	1,53–3,00	2,40–2,66
Доломиты	1,95–3,04	2,28–2,74
Ангидриты	2,09–2,98	2,86–2,95
Гипсы	2,15–2,36	2,30–2,32
Каменная соль	2,12–2,22	–
Угли	0,80–2,00	–
Диатомит (воздушно-сухой)	0,40–0,90	–

Высокие крайние значения плотности некоторых пород, превышающие плотность породообразующих минералов, объясняются аномально высоким содержанием сульфидов и оксидов железа. Наоборот, в случае присутствия в породах значительной примеси легких минералов (каменная соль, гипс) или углистых остатков, даже при значительной уплотненности породы, плотность ее будет невысока.

Для оценки степени уплотненности осадочных пород используется коэффициент уплотнения пород ( $K_\delta$ ). Плот-



ность всех осадочных пород с увеличением глубины их погружения в целом возрастает, повышается и степень их уплотнения, но не в одинаковом темпе для различных пород (рис. 8.4).

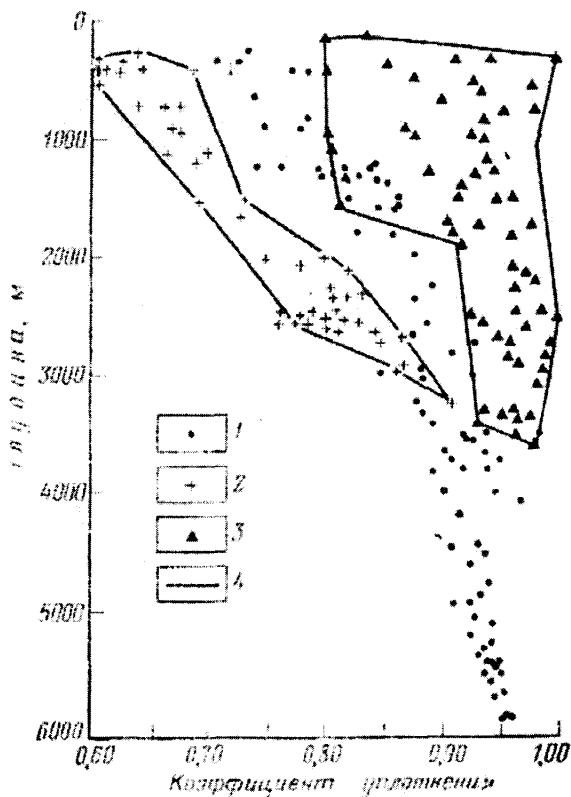


Рис. 8.4. Уплотнение пород с глубиной в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины (по Б.К. Прошлякову):

- 1 – глины, аргиллиты; 2 – песчаники с содержанием цемента до 10%;  
 3 – известняки; 4 – контуры распространения типов пород

Глинистые породы быстро уплотняются уже к глубине 1,5–2,0 км, затем темп уплотнения понижается. В песчаных

и алевритовых породах темп уплотнения более или менее равномерен до глубин 3,5–5 км, а затем также снижается. Очень быстро уплотняются хемогенные известняки. Их  $K_{\delta}$  достигает 0,95–0,97 уже на глубине 0,5–1 км. Органогенные, особенно рифогенные, известняки уплотняются значительно медленнее.

При уплотнении осадочных пород происходит отжатие воды. Начальное содержание воды в породах весьма значительно. В песчаных и алевритовых породах оно составляет до 50% объема, а в глинистых еще больше. Поэтому из уплотняющихся пород на стадии катагенеза выделяется огромное количество воды. Например, при снижении пористости породы на 20% отжатая вода составит 25% от объема пласта. Эти воды играют важнейшую роль в перераспределении вещества осадочных пород и образовании месторождений полезных ископаемых. Приблизительная оценка количества воды, выделившейся из мезозойских пород Западно-Сибирской плиты, показывает, что оно может превысить объем Черного моря.

### 8.3. Проницаемость

Проницаемость – это свойство горной породы пропускать через себя жидкости или газы при перепаде давления. Все породы в той или иной степени проницаемы. Чем выше проницаемость, тем лучше порода-коллектор, и чем ниже – тем лучше порода-флюидоупор (покрышка). Проницаемость коллекторов параллельно напластованию выше, чем в других направлениях, если нет трещиноватости.

Проницаемость зависит от размера поровых каналов и изменяется пропорционально квадрату величины сечения пор. Экспериментально было установлено, что расход флюида  $Q$  зависит при ламинарном потоке от площади сечения  $S$  и перепада давлений на определенном расстоянии

$dp/dl$ . Уравнение Дарси (по имени автора закономерности) имеет вид:

$$Q = KS(dp/dl).$$

Коэффициент  $K$  рассматривается как коэффициент проницаемости  $K_{пр}$  и рассчитывается в зависимости от расхода за единицу времени  $Q$ . При введении в расчеты вязкости флюида  $\mu$  формула для определения коэффициента проницаемости выглядит так:

$$K_{пр} = Q\mu l/\Delta p S.$$

Если подставить в формулу расход флюида  $1 \text{ м}^3/\text{с}$ , вязкость  $1 \text{ Па}\cdot\text{с}$ , длину  $1 \text{ м}$ , перепад давления  $1 \text{ Па}$ , площадь сечения  $1 \text{ м}^2$ , то проницаемость в СИ измеряется в квадратных метрах. За единицу проницаемости в СИ принят  $1 \times 10^{-12} \text{ м}^2$ , который соответствует  $0,987 \text{ Д}$  (дарси) – внесистемной единице, применяемой в промышленности.

Закон Дарси применим при условии фильтрации однородной жидкости, при отсутствии адсорбции и других взаимодействий флюида с породой. Различают абсолютную, эффективную и относительную проницаемость.

**Абсолютная проницаемость** – это проницаемость горной породы применительно к однородному флюиду, не вступающему с ней во взаимодействие. На практике ее называют просто проницаемостью.

**Эффективная проницаемость** – это проницаемость горной породы для данного жидкого или газообразного флюида при наличии в породе других газов или жидкостей. Этот вид проницаемости зависит от количественных соотношений между флюидами. Даже в литологически и физически однотипных породах эффективная проницаемость для данного флюида может варьировать в широких пределах. Особенно это заметно при разработке месторождений. При откачке и уменьшении количества нефти в пласте эффек-

тивная проницаемость для нее падает. Эффективная и абсолютная проницаемости измеряются в Д или м<sup>2</sup>.

**Относительная проницаемость** – это отношение эффективной проницаемости к абсолютной. Относительная проницаемость безразмерна и выражается в долях единицы или процентах. Подобно эффективной (фазовой) проницаемости она непрерывно меняется в процессе эксплуатации залежи, так как изменяется соотношение флюидов. Относительная проницаемость породы для любого флюида возрастает с увеличением ее насыщенности этим флюидом (рис. 8.5).

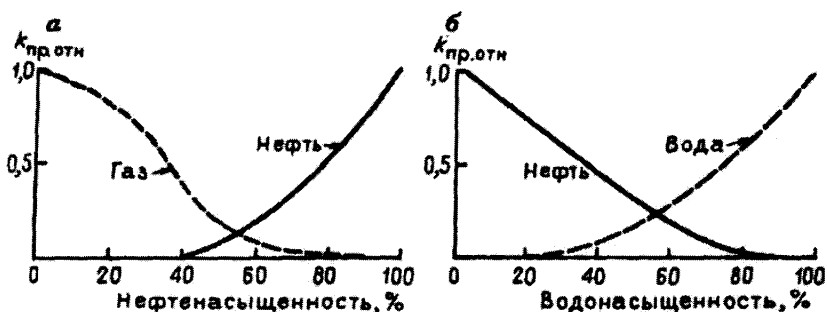


Рис. 8.5. Кривые изменения относительной проницаемости  $K_{пр.отн}$  систем газ-нефть (а) и вода-нефть (б) (по А.И. Леворсену)

Как видим на графиках рис. 8.5, порода не проницаема для нефти пока ее нефтенасыщенность не превысит 30%. До этого момента только газ может проходить через породу. Вода остается в пласте пока ее количество не превысит 20% (до этого уровня в породе движется только нефть). Примерно при 56%-ной водонасыщенности и 44%-ной нефтенасыщенности относительная проницаемость равновелика для обеих жидкостей. При дальнейшем повышении водонасыщенности вода начинает фильтроваться более свободно, чем нефть, а при 10%-ной нефтенасыщенности нефть прекращает движение.

На практике обычно используют абсолютную проницаемость, которую чаще всего определяют посредством пропускания воздуха (или азота) через образцы горных пород. Вследствие анизотропии физических свойств горных пород и ориентированного расположения трещин проницаемость в пласте по разным направлениям может сильно различаться. В трещиноватой породе по направлению трещин проницаемость может быть очень высокой, а в перпендикулярных – практически отсутствовать.

Диапазон колебаний численных значений проницаемости очень велик – от  $5-10 \times 10^{-11} \text{ м}^2$  до  $1 \times 10^{-17} \text{ м}^2$  и менее. Максимальные значения характерны для трещиноватых пород, которые обычно не представлены в керне скважин. Наиболее распространенные значения проницаемости для промышленно-продуктивных коллекторов варьируют от  $1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$  до  $1 \times 10^{-12} \text{ м}^2$ . Проницаемость более одного Д считается очень высокой. Она наблюдается у слабоуплотненных однородных, слабосцементированных песчаников и песков на небольших глубинах (1,5–2 км), а также в сильнотрещиноватых карбонатных породах на небольших и умеренных глубинах.

Минимальные размеры поровых каналов, по которым осуществляется миграция жидкостей и газов, по данным А.А. Ханина (1973), составляет 1–3 мкм. При наличии в породе каналов различных размеров, миграция происходит по наиболее крупным из них ( $> 30$  мкм). В трещиноватых породах фильтрация флюидов осуществляется по трещинам с раскрытостью более 1 мкм (главным образом по трещинам шириной 1–100 мкм).

Определяют проницаемость пород в специально подготовленных образцах цилиндрической (диаметр 2–4 см, высота 2–3 см) или кубической (размер ребра 3–6 см) формы. Существует большое семейство приборов для определения проницаемости в условиях поверхности и близких к пластовым (УИПК – 1, УИПК – 1М). Коэффициент проницаемости

вычисляют по формуле Дарси или снимают непосредственно на установке.

Трещинную проницаемость можно определить в шлифах больших размеров (1–20 см<sup>2</sup>) под микроскопом, используя формулу:

$$K_{\text{пр.т}} = 85\,000\, b^2 m,$$

где  $K_{\text{пр.т}}$  – трещинная проницаемость;  
 $b$  – средняя раскрытость трещин в шлифе, см;  
 $m$  – трещинная пористость:

$$m = b l / s,$$

где  $l$  – длина трещин, см;  
 $s$  – площадь шлифа, см<sup>2</sup>.

Следовательно, заменив  $m$  в предыдущей формуле, получим:

$$K_{\text{пр.т}} = 85\,000\, b^3 l / s.$$

#### 8.4. Водонасыщенность

Водонасыщенность – это степень заполнения порового (пустотного) пространства водой. Ее выражают в долях единицы или в процентах. Если половина пор заполнена водой, то водонасыщенность ( $K_{\text{вн}}$ ) составляет 50%.

По взаимоотношению с породой различают воду свободную и связанную. Свободная вода способна перемещаться в породе при перепаде давления. В процессе формирования скоплений нефти и газа свободная вода в значительной степени вытесняется из горных пород. Связанная вода остается в породе. По своей природе она может быть физически и химически связанной. Физически связанная

вода присутствует благодаря действию молекулярных сил или сорбции (пленочная, уголков пор, субкапиллярная и др.). Химически связанная вода – это конституционная (в гипсе  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) и кристаллизационная (в малахите  $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ ).

В процессе формирования залежей углеводородов в породе остается вся химически и физически связанная вода, а также часть свободной. Последняя удерживается капиллярными силами в тонких капиллярах и местах контакта минеральных зерен. Это явление называется остаточной водонасыщенностью, а сама вода – остаточной.

Содержание остаточной воды тем выше, чем дисперснее фрагменты, слагающие породу, выше ее удельная поверхность и мельче поры. Например, в слабоуплотненных песчаниках остаточная вода составляет 10–20%, тогда как в глинистых алевролитах достигает 70–75% и даже более. Остаточная вода снижает полезную емкость коллекторов, но повышает экранирующие способности глинистых пород. Толщина пленки физически связанной воды на поверхности минералов варьирует от 0,0004 до 2 мкм. Преобладают размеры пленок от 0,001 до 0,1 мкм. Поры меньше 0,002 мкм практически всегда заполнены неподвижной водой. Такой и меньший размер пор характерны для хорошо отмученных глин и сильно уплотненных алевролитистых и песчанистых глинистых пород.

При подготовке исходных данных для подсчета запасов нефти и газа из величины средней пористости пород продуктивного пласта необходимо вычесть содержание остаточной воды.

### 8.5. Нефте- и газонасыщенность

Нефте- и газонасыщенность – это степень заполнения порового пространства породы этими компонентами. Как и водонасыщенность, степень заполнения пор газом или неф-

тью выражают в процентах. Вне зависимости от  $K$  полной пористости в случае, когда все поры заполнены, например, газом, газонасыщенность составляет 100%. В породе часто присутствуют все три флюида – газ, нефть и вода. Их суммарная насыщенность составляет 100%, хотя доля каждого из них может меняться. При разработке месторождений углеводородов значительная их доля остается в коллекторах. Нефти извлекается обычно не более 50%, остальная часть находится как бы в связанном состоянии. Количество извлекаемой нефти зависит от множества факторов. В первую очередь, от грамотной не хищнической эксплуатации месторождений, а также от свойств самой нефти (вязкости), количественных соотношений между флюидами, смачиваемости минеральных зерен, качества коллекторов и т. д. Значительно выше доля извлекаемого газа.

### 8.6. Смачиваемость

Смачиваемость – это способность тела смачиваться какой-либо жидкостью. В нефтегазовой геологии наибольший интерес представляют минералы, хорошо смачиваемые водой или нефтью. Минералы, хорошо смачиваемые водой, называют гидрофильными. К ним относится большинство осадочных породообразующих минералов: силикаты, карбонаты, сульфаты, окислы. Минералы, которые не смачиваются водой, называются гидрофобными. К ним относятся сульфиды тяжелых металлов, сера, графит и некоторые еще реже встречающиеся минералы. Гидрофильные минералы способствуют повышению доли остаточной воды.

По отношению к нефти также имеются смачиваемые и несмачиваемые минералы. Большинство породообразующих минералов по отношению к нефти смачиваемые, что служит одной из причин, понижающих нефтеотдачу продуктивных пластов.



## Глава 9

### КЛАССИФИКАЦИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

Классификация коллекторов определяется их свойствами. Вопросы классификации очень важны и имеют практическое значение при определении запасов полезных ископаемых и способов их разработки. Поскольку факторов, определяющих коллекторские свойства, слишком много, создать вполне удовлетворительную классификацию сложно. Все существующие классификации, кроме самых общих, весьма условны и приблизительны. Кроме того, сам раздел коллектор-неколлектор также весьма условен. Часть пород в процессе своего развития может превратиться из коллектора в неколлектор, и наоборот. Некоторые породы ранее вообще не рассматривались как коллекторы, а теперь их с успехом эксплуатируют, в том числе и потому, что современная технология позволяет вовлекать их в разработку.

В основном классификации бывают двух типов: общие и оценочные. Общие базируются на генезисе, составе и строении пород, структуре, морфологии и времени формирования порового пространства (табл. 9.1). Они, как правило, включают все типы пород-коллекторов (магматические, метаморфические, осадочные). Оценочные классификации дают представление о качестве коллекторов (пористость, проницаемость), показывают в определенных пределах численные значения их параметров для каждого из классов. Такие классификации обычно составляют для конкретных групп пород (обломочных, карбонатных).

В приведенной классификации высшим элементом классификационной иерархии приняты группы коллекторов, которые выделяются по литологическому составу, — группы обломочных, карбонатных, глинистых пород, и в самостоятельную группу выделены редко встречающиеся по-

Таблица 9.1

**Классификация коллекторов нефти и газа**  
(по Б.К. Прошлякову и В.Г. Кузнецову)

<b>Группа пород</b>	<b>Тип коллектора</b>	<b>Вид порового пространства</b>	<b>Характерные литологические разновидности пород</b>
Обломочные	Поровый	Межзерновой	Пески, песчаники, алевриты, алевролиты, промежуточные разновидности пород и калькарениты
	Трещинный	Трещинный	Песчаники и алевролиты регенерационной структуры, прочные песчаники и алевролиты с карбонатным цементом
	Смешанный (сложный)	Межзерновой, трещинный	Прочные песчаники и алевролиты с остаточной межзерновой пористостью
Карбонатные	Поровый	Межформенный	Биогенные, биохимогенные, оолитовые известняки и доломиты
		Внутриформенный	Биоморфные (форамниферовые, гастроподовые, коралловые) известняки
		Межзерновой	Доломитистые и доломитовые хемогенные и криптогенные известняки, доломиты
	Трещинный	Трещинный	Криптогенные доломиты, известняки хемогенные, кремнистые и глинисто-кремнистые
	Смешанный (сложный)	Межзерновой, трещинный, каверновый	Уплотненные известняки и доломиты различного генезиса

## Продолжение табл. 9.1

Группа пород	Тип коллектора	Вид порового пространства	Характерные литологические разновидности пород
Глинистые	Трещинный	Трещинный	Аргиллиты известковые, аргиллиты известково-кремнистые
Магматические и метаморфические коры выветривания, кремнистые, сульфатные	Поровый	Межзерновой	Кора выветривания гранитов, гнейсов, силиты
	Трещинный	Трещинный	Метаморфические сланцы, серпентиниты, андезиты, кремнистые породы, ангидриты
	Смешанный (сложный)	Межзерновой, трещинный	Серпентиниты, андезиты

роды-коллекторы – магматические, метаморфические, кора их выветривания, а также кремнистые и сульфатные.

К поровому типу коллекторов отнесены породы-коллекторы, в которых мелкие поры (1 мм и мельче) соединены между собой проводящими (поровыми) каналами. Их коллекторские свойства изменяются в очень широких пределах ( $K_n$  от 2–3 до 40–50%,  $K_{пр}$  от  $n \times 10^{-16}$  до  $n \times 10^{-12} \text{ м}^2$ ).

Трещинный тип породы-коллектора характеризуется наличием открытых (зияющих) трещин. Он обладает низкой трещинной пористостью (2,5–3%). Вместе с трещинными порами в породе могут быть и межзерновые (до 5–7%), но они в своем большинстве оказываются изолированными. Как правило, трещинный коллектор постдиагенетический, вторичный.

К смешанному (сложному) типу пород-коллекторов относятся породы, в которых присутствуют различные виды

порового пространства (два или более), в том числе межзерновой, трещинный, каверновый, межформенный, внутриформенный и др. Коллекторские свойства пород-коллекторов смешанного типа варьируют в широком диапазоне.

### 9.1. Группа обломочных пород-коллекторов

Эта группа представлена преимущественно песчаниками, алевролитами и промежуточными разностями пород. В молодых, неогеновых и четвертичных отложениях встречаются пески и алевролиты. Иногда коллекторами в этой группе бывают и гравелиты.

Значительное уплотнение обломочных пород, особенно кварцевых и отчасти олигомиктовых с кварцевой основой, за счет процессов регенерации и растворения зерен в зонах контакта друг с другом, приводит к существенному повышению их хрупкости. Это способствует возникновению трещинной пористости в пластах песчаников и алевролитов. Поэтому в обломочных породах встречаются три типа коллекторов: поровый, трещинный и смешанный (сложный).

**Поровый тип коллектора** в обломочных породах распространен наиболее широко. Он свойствен пластам песчаных и алевролитовых пород, калькаренитам и иногда гравелитам. Поры здесь межзерновые. Их размер в идеализированных коллекторах, состоящих из изометричных зерен одного размера, в зависимости от способа укладки частиц (при отсутствии цемента) составляет 0,154–0,414 от их диаметра. Таким образом, теоретически у мелкозернистых песчаников размер пор при самых благоприятных условиях может быть от 0,015 до 0,1 мм, а у крупнозернистых – от 0,15 до 0,4 мм. В реальных породах размер пор всегда меньше. Это определяется степенью однородности обломочных зерен по величине, содержанием цемента, степенью равномерности его распределения в породе, уплотнением, минеральными но-

вообразованиями, регенерацией кварца, полевых шпатов и других минералов, растворением зерен в местах контакта друг с другом и некоторыми другими. Влияние всех этих факторов и процессов возрастает с глубиной залегания коллектора.

**Трещинный тип коллектора** – это коллектор, емкость которого определяется трещинной пористостью, а путями миграции флюидов являются зияющие трещины. Для него характерна низкая пористость и чрезвычайно широкий диапазон колебаний проницаемости – от  $n \times 10^{-17}$  до  $n \times 10^{-11} \text{ м}^2$ . На больших глубинах трещинный коллектор может быть встречен в породах самого различного генезиса и состава.

Трещины в породах-коллекторах бывают тектонические, литогенетические и естественного гидроразрыва (или авторазрыва).

Тектонические трещины группируются в системы определенной ориентировки. Каждая из систем чаще всего разновозрастна, что обычно устанавливается по взаиморасположению трещин и наличию в них минеральных или органических новообразований. Изучение трещиноватости пород в Предкарпатском прогибе позволило Р.С. Копыстьянскому (1978) установить, что ориентировка трещин определяется не только направленностью тектонических напряжений, но и литологическим составом пород. Так, для песчаников характерна трещиноватость, перпендикулярная к наслоению, для аргиллитов – параллельная наслоению и для мергелей – диагональная или косая.

Густота трещин нередко лимитируется толщиной пластов, при этом, чем меньше мощность при прочих равных условиях, тем больше густота трещин (рис. 9.1).

Литогенетические трещины отличаются своей ориентировкой, в целом параллельной наслоению. Трещины на небольших отрезках обычно прямолинейны, но нередко изгибаются и создают пологоволнистую текстуру породы. Предпосылки литогенетической трещиноватости закладываются

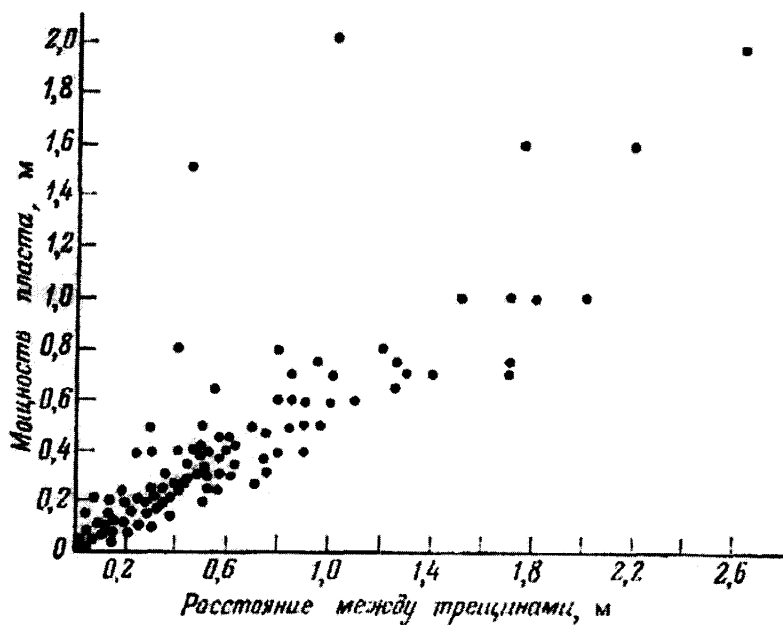


Рис. 9.1. Зависимость расстояния между трещинами, перпендикулярными к напластованию, от мощности пласта для песчаников и алевролитов флишевых отложений Карпат (по Р.С. Копыстьянскому)

ются в стадию седиментогенеза. Периодическая повторяемость тонких (первые миллиметры или их доли), нередко прерывистых слоев осадка, более или менее различных по составу, способствует в стадии катагенеза образованию тонких в доли миллиметра трещин, которые могут и затухать, и разветвляться.

Трещины естественного гидроразрыва (авторазрыва) характеризуются неравномерностью распределения, ограниченными размерами – нередко затухают на протяжении нескольких сантиметров. Возникают они исключительно под действием аномально высоких пластовых давлений, превышающих горное (литостатическое) давление.

Э.Ю. Чекалюк (1965) объяснил механизм образования трещин естественного гидроразрыва и разработал методику расчета глубины их образования для различных геологических условий. Выполненные по его методике расчеты на примере геологических разрезов Прикаспийской впадины показали хорошую сходимость данных с фактическими глубинами появления трещин гидроразрыва (4000–4500 м).

Трещинный тип коллектора по своей природе вторичный. В породе могут сочетаться все три разновидности трещин. В условиях тонкого переслаивания терригенных пород факторы, вызывающие гидроразрыв, который часто происходит в результате внедрения нефти или газа, способствуют образованию литогенетических трещин. Поэтому трещины гидроразрыва в чистом виде могут и не встретиться.

Со временем трещины могут быть залечены минеральными образованиями или закрыты вследствие механических напряжений. В результате трещинный коллектор перестает существовать. Надежное перекрытие пластов-коллекторов мощными экранирующими толщами и существование АВПД благоприятствует сохранению зияющих трещин, а в целом и коллекторов трещинного типа.

**Смешанный тип коллектора** выделяется в обломочных породах при совместном присутствии межзерновых и трещинных пор. Он характерен для песчаных и алевритовых пород, залегающих на больших глубинах. Вместе с тем хорошее качество коллекторов сохраняется, если они были заполнены нефтью или газом до погружения на большие глубины.

## 9.2. Литология обломочных пород-коллекторов

Коллекторские свойства обломочных пород зависят от их литологического состава, строения и вторичных преобразований.

**Размер обломочных частиц** неоднозначно отражается на пористости и проницаемости пород. Как известно, величина общей пористости не зависит от размера обломочных частиц, но от их размера сильно зависит проницаемость. Чем крупнее поры, тем выше проницаемость. В горных породах, где размер пор сильно варьирует, фильтрация осуществляется по наиболее крупным порам. В случае преобладания в породе крупных пор (50 мкм и более) поры диаметром уже 20–30 мкм и, естественно, более мелкие в фильтрации практически не участвуют (рис. 9.2).

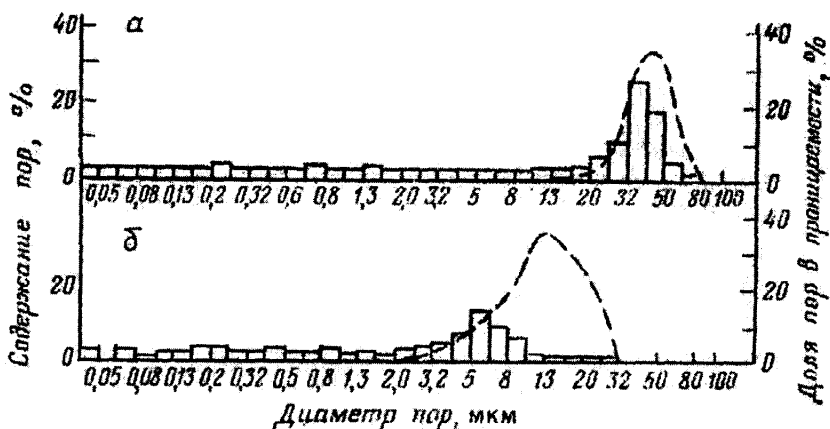


Рис. 9.2. Распределение диаметров пор (столбиковая диаграмма) и долевого участия пор в проницаемости (кривая распределения) в нефтеносных песчаниках пласта Б<sub>VIII</sub> Мегийонского месторождения (по М.И. Колосковой, А.А. Ханину):

а – песчаники среднезернистые, аркозовые,  $K_{пр.} = 2 \times 10^{-12} \text{ м}^2$ ,  $K_{по} = 23\%$ ;  
 б – алевриты крупнозернистые,  $K_{пр.} = 31 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ,  $K_{по} = 23\%$

Так как величина пор отражает размер обломочных зерен, в одновозрастных породах конкретных районов наблюдается довольно четкая зависимость проницаемости от медианного размера обломочных зерен (рис. 9.3).



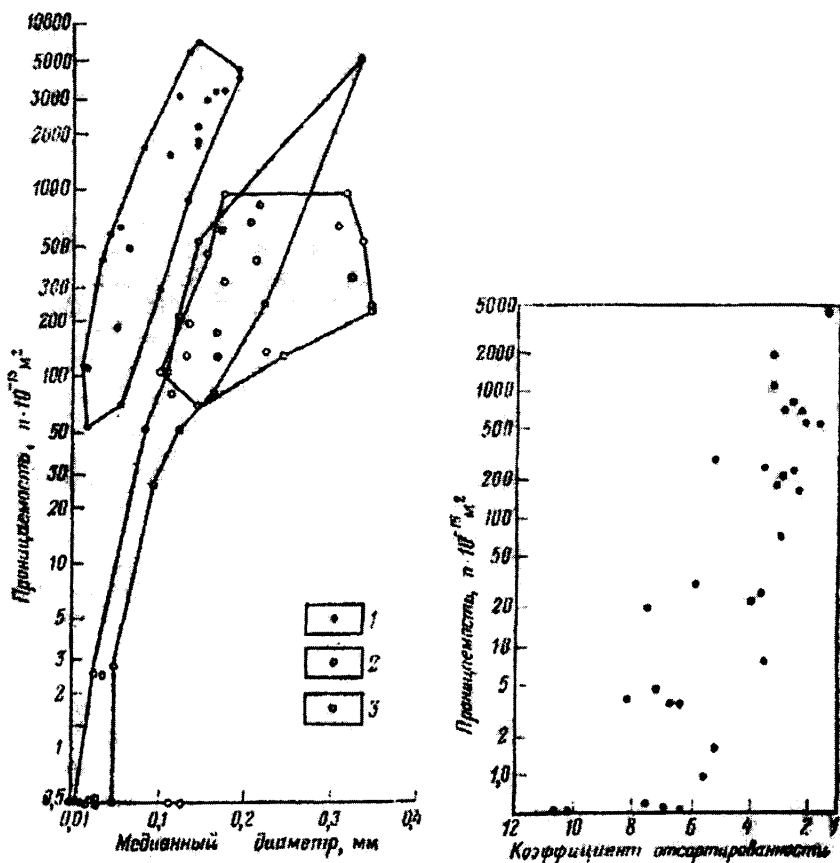


Рис. 9.3. Зависимость проницаемости от медианного диаметра зерен и глубины залегания мезозойских пород (Прикаспийская впадина)

Глубины отбора образцов: 1 – 440–1070 м; 2 – 1200–1900 м;  
3 – 2400–2700 м (по Б.К. Прошлякову, В.Г. Кузнецову)

Сравнение аналитических данных для разновозрастных пород или по разным регионам такой четкой зависимости не дает.

**Форма зерен и их окатанность** также влияют на величину проницаемости. При прочих равных условиях породы, сложенные изометричными, окатанными частицами, обла-

дают большей проницаемостью, чем сложенные изометричными, неокатанными. Песчано-алевритовые породы, в которых много слюды, отличаются сильной анизотропией проницаемости. В направлении, перпендикулярном к плоскостям табличек слюды, она резко понижена по сравнению с направлением им параллельным.

Форма и степень окатанности частиц существенно не отражается на величине пористости пород, за редким исключением, когда породы слагаются преимущественно частицами таблитчатой формы. В этих случаях пористость пород, при прочих равных условиях, будет пониженной.

**Степень однородности зерен** (отсортированность частиц) существенно отражается на коллекторских свойствах обломочных пород. Как известно, пористость пространства, сложенного пушечными ядрами и сложенного дробью, при кубическом способе упаковки составляет 47,7%, а при ромбоэдрической – 26%. Если же пространство, сложенное ядрами, засыпать сначала картечью, а потом мелкой дробью, то пористость (пустотность) этого пространства даже при кубической упаковке сначала будет 22,7%, а потом – 10,8%. При ромбоэдрической упаковке пористость в этом случае сначала станет равной 6,76%, а затем – 1,75%. Проницаемость же изменяется пропорционально квадрату величины сечения пор. Поэтому грубообломочные породы, как правило, не являются коллекторами нефти или газа. В общем виде, чем однороднее частицы по величине, тем выше пористость пород. Для характеристики этого свойства чаще всего используют коэффициент отсортированности. Он представляет собой отношение максимального размера диаметра зерен, составляющих 75% фракции породы, к максимальному размеру диаметра зерна, завершающего первую четверть (25%) фракции породы. В идеально отсортированной породе он равен единице. Условно принято считать хорошей отсортированностью зерен, когда коэффициент отсортированности менее 2,5, средней – 2,5–4,5 и плохой – более 4,5.

Следует отметить, что даже в литологически тождественных породах, при разной степени их уплотнения, например, в результате пребывания на различных глубинах, соотношения между коэффициентами отсортированности и проницаемости неодинаковы при прочих равных условиях. Чем выше степень уплотнения породы, тем ниже ее проницаемость при равных значениях коэффициента отсортированности. В зонах среднего и конечного катагенеза, где породы претерпевают значительные изменения (выделение вторичного кальцита, регенерация кварца, растворение под давлением), зависимость проницаемости от коэффициента отсортированности исчезает.

**Цементирующая часть** существенно влияет на коллекторские свойства обломочной породы. От количества цемента зависит структура порового пространства, а вместе с этим величина пористости, проницаемости, плотности, степень уплотнения. Содержание цемента определяет тип цементации породы. Базальный тип цемента встречается в породах при содержании цемента свыше 40–45%. Поровый тип – при 20–35%, сгустковый – при менее 20%, а пленочный и контактный типы – при менее 15%. Широкие пределы колебания количества цемента при одинаковых типах цементации объясняются различием структурно-текстурных признаков пород. Минимальное количество цемента для данного типа цементации требуется при плохой отсортированности обломочной части породы и плотнейшей ромбоэдрической укладки зерен.

При базальном и поровом типе цемента межзерновое пространство заполнено цементом, и поэтому межзерновая пористость очень низка или даже отсутствует. При других типах цемента межзерновая пористость имеется, а ее величина зависит от количества цемента. В ряде районов между общей пористостью и содержанием цемента в обломочных породах наблюдается обратная зависимость, а сумма объемов пористости и цемента – величина почти постоянная.

Так, в нижнемеловых терригенных породах Прикаспийской впадины сумма объемов цемента и пор на глубине 1–2 км составляет 33–41%, в юрских на этой же глубине она понижается до 23–31%.

Существенное влияние цемент оказывает и на проницаемость терригенных пород. Чем больше цемента в породе (при прочих равных условиях), тем более извилисты поровые каналы, мельче поры и хуже проницаемость.

Характер распределения цементирующего материала в обломочных породах также отражается на проницаемости. В случае одинакового количества цемента в породе при его равномерном распределении проницаемость оказывается ниже, чем при сгустковом, когда сохраняется часть крупных пор.

**Состав цемента** тоже влияет на коллекторские свойства обломочных пород. Особенно это заметно на малых глубинах (до 1000–1500 м) при сравнении пористости терригенных пород с глинистым и кальцитовым цементами. При одинаковом объеме цемента пористость пород с глинистым цементом выше, чем с кальцитовым, за счет пористости самого глинистого цемента. К глубине 2500–3000 м за счет уплотнения глинистого цемента их пористость выравнивается.

Проницаемость пород с глинистым цементом порового или базального типов на малых глубинах незначительна – до  $1 \times 10^{-15}$ – $10 \times 10^{-15}$  м<sup>2</sup>, а на больших глубинах (в случае отсутствия трещиноватости) может отсутствовать. Песчаники и алевролиты с кальцитовым цементом таких же типов практически непроницаемы.

Цемент в обломочных породах представлен:

- 1) глинистыми минералами;
- 2) железистыми веществами;
- 3) карбонатами;
- 4) кремнистыми веществами (в том числе в результате переотложения SiO<sub>2</sub> – окремнения);
- 5) сульфатами;
- 6) фосфатами и др.

**Механическое уплотнение** существенно отражается на коллекторских свойствах обломочных пород. Степень уплотнения возрастает с глубиной, понижая коллекторские свойства пород. Пористость и проницаемость терригенных пород разного литологического состава с увеличением глубины снижается неодинаково. Быстрее всего это происходит у пелитовых пород, а у песчаников и алевролитов – более резко в случае повышенного содержания глинистого материала (рис. 9.4).

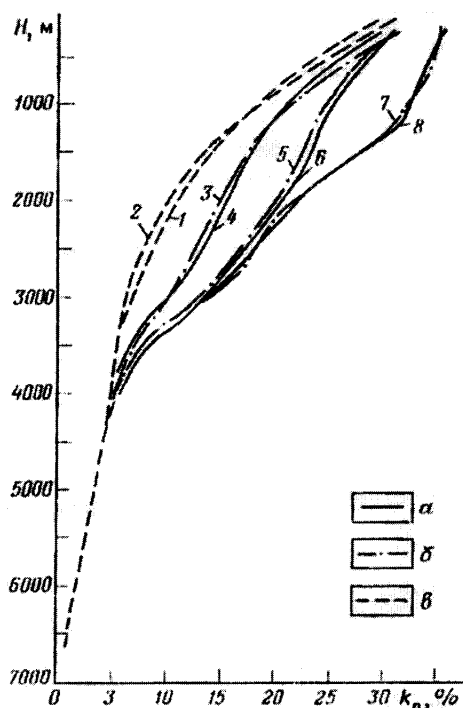


Рис. 9.4. Изменение открытой пористости терригенных пород с глубиной (по Б.К. Прошлякову, В.Г. Кузнецову)

Породы: *a* – песчаные, *б* – алевритовые, *в* – глинистые. Содержание фракции мельче 0,01 мм: 1 – >80%, 2 – 60–80%; содержание цемента: 3, 4 – 30–50%; 5, 6 – 10–30%, 7, 8 – <10%

**Вторичное минералообразование** играет существенную роль в формировании коллекторских свойств обломочных пород. Наибольшее влияние оказывают вторичные образования аутигенного кварца и кальцита, которые образуются в больших количествах.

Развитие процессов вторичного минералообразования при диагенезе и катагенезе связано с поступлением в пористые породы все новых порций погребенных вод из глин по мере уплотнения последних. Огромное количество отжатой воды из глин со всеми разнообразными солями почти полностью переходит в выше- и нижележащие пористые породы.

Вторичное минералообразование зависит в значительной степени от двух факторов:

1) минерального состава глин, который влияет на отдачу воды (при прочих равных условиях каолинитовые и гидрослюдистые глины отдают воду быстрее, чем монтмориллонитовые);

2) соотношения глин и песков в разрезе.

Маломощные песчаные пласты в глинистых толщах бывают полностью зацементированы до степени сливных песчаников, а в средних частях мощных пачек при малом количестве глин в разрезе остаются свободные поровые пространства.

Характер осаждающихся из растворов минералов определяется химическим составом и концентрацией солей в иловых, а затем в пластовых водах. Общая минерализация вод увеличивается с глубиной (рис. 9.5). Если у поверхности она равна сотням миллиграммов или нескольким граммам на литр, то на глубине около 2 км и более в некоторых водоносных горизонтах минерализация может достигать 150–200 г/л и больших значений. Фактически на глубине формируются уже рассолы, которые могут существовать только при повышенных температурах и давлениях. В результате их снижения, благодаря движению вод, в осадок начинают выпадать труднорастворимые соединения. Прежде

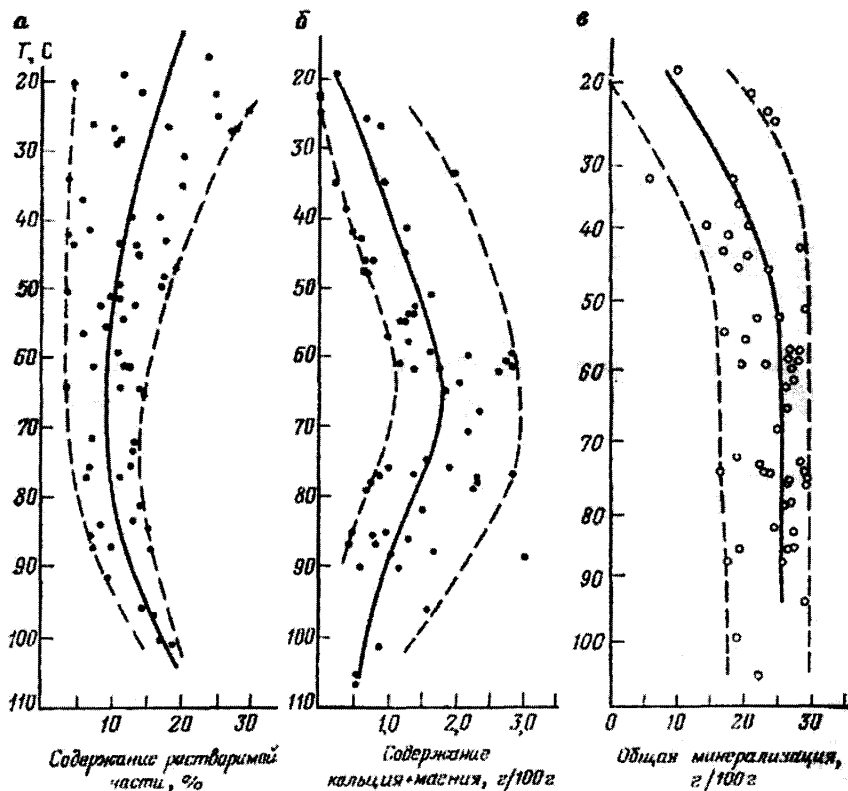


Рис. 9.5. Содержание в песчано-алевритовых породах растворимой (в 6%-ной HCl) части (а), кальция + магния (б) и изменение общей минерализации пластовых вод (в) с повышением температуры (по Б.К. Прошлякову, В.Г. Кузнецову)

всего, идет выпадение кальцита, который переходит в состав цемента при температурах около 65–70 °С. В результате мы наблюдаем следы замещения глинистых минералов и даже зерен кварца, которые разъедаются карбонатным цементом. Тем самым порода оказывается в подзоне карбонатизации. В связи с потерей ионов  $\text{CO}_3^{2-}$  в подзоне карбонатизации в пластовых водах начинают преобладать сульфат-

ионы. Дальнейшее повышение их концентрации приводит к выпадению сульфатов, которые тоже входят в цемент. Здесь же высокую активность приобретает кремнезем, часто замещающий другие минералы. Аутигенный кварц в обломочных породах образует главным образом каемки регенерации. В зависимости от геохимической и термобарической обстановок верхняя граница появления регенерированных зерен кварца располагается на разных глубинах. В Прикаспийской впадине для чистых разностей песчаников и алевролитов она проходит на глубине около 2000 м, при этом с увеличением количества цемента положение верхней границы зоны регенерации понижается (рис. 9.6). В обломочных породах с высоким содержанием цемента регенерация может не проявляться совсем. Породы, в которых регенерационный кварц полностью занял межзерновое пространство, не являются коллекторами.

**Растворение неустойчивых минералов** и удаление продуктов реакции из пород способствует повышению их коллекторских свойств. В песчаниках и алевролитах наиболее распространенные неустойчивые минералы кальцит и ангидрит, слагающие цементирующую часть породы. Следы растворения этих минералов отчетливо видны в шлифах под микроскопом.

Растворению кальцита способствует углекислота, образующаяся в результате разложения органического вещества, восстановления гидроокислов железа и растворения карбонатов.

В благоприятных геологических условиях кальцитовый цемент растворяется и выносится из породы. Например, из мезозойских песчаных и алевролитовых пород Прикаспийской впадины при погружении до 2,0–2,5 км выносится до 60% растворимой в 6%-ной HCl части, состоящей преимущественно из кальцита (Б.К. Прошляков, В.Г. Кузнецов). Вследствие выноса кальцита пористость обломочных пород к глубине 2000–2500 м (когда цемент в основном кальцитовый



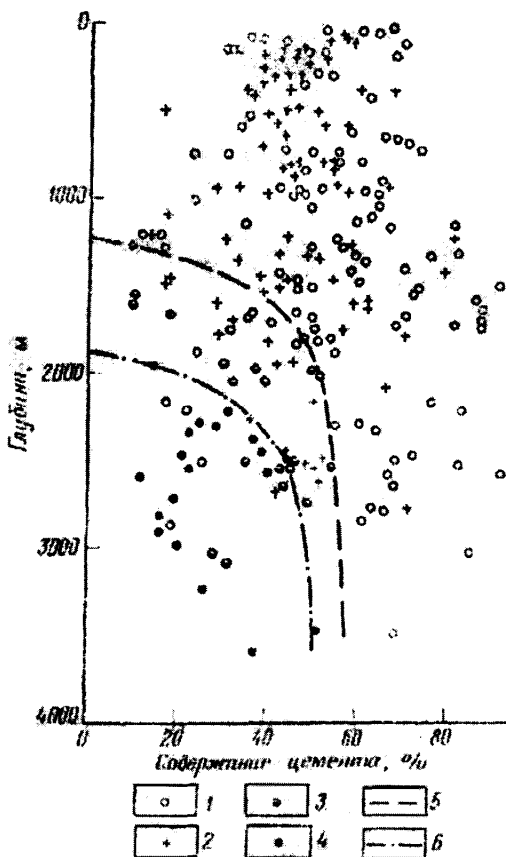


Рис. 9.6. Изменение обломочных зерен кварца в зависимости от глубины залегания и состава терригенных пород (по Б.К. Прошлякову, Т.И. Гальяновой):

1 – неизменные зерна; 2 – корродированные зерна; 3 – зерна корродированные со структурами растворения (конформные); 4 – зерна корродированные со структурами растворения и регенерацией; 5 – верхняя граница развития структур растворения; 6 – верхняя граница развития регенерационных структур

и отсутствует глина) может возрасти до 20–25%. Например, в Зареченской скважине Г-1 (Прикаспийская впадина) имен-

но за счет выноса кальцита открытая пористость песчаника повысилась до необычайных для глубины 2580–2585 м значений – 25,13%, а проницаемость – до  $365 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ . В Северном Предкавказье также есть зона, где на глубине более 3000 м пористость обломочных пород повысилась до 20–28 против 15–22% на глубине 2200–2500 м.

Образование новых и растворение имеющихся минералов в значительной степени зависит от состава флюидов. В случае заполнения коллектора нефтью его начальные свойства консервируются (рис. 9.7). На кривых распределения видно, что дебиты нефтяных скважин во много раз выше, чем водяных. Это следствие снижения коллекторских свойств в зонах водяных скважин за счет минеральных новообразований. В зонах нефтяных скважин минеральные новообразования отсутствуют.

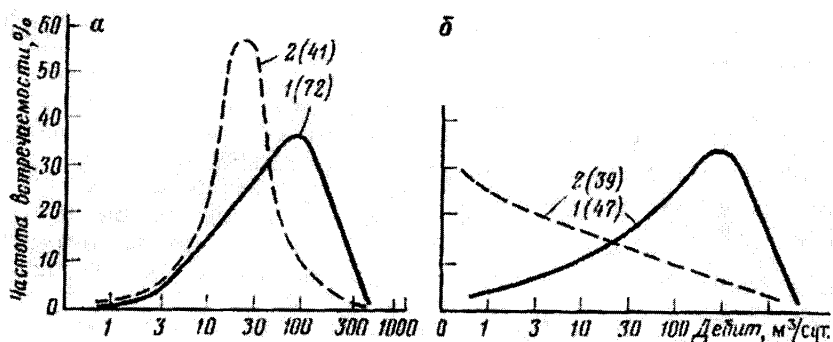


Рис. 9.7. Кривые распределения дебитов продуктивных скважин на нефть (1) и воду (2) девонских песчаных пород Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (по Б.А. Лебедеву)

Зоны уплотнения: а – слабого и умеренного; б – сильного и очень сильного. В скобках – число использованных результатов испытаний

В зоне водонефтяного контакта чаще всего происходит окисление нефти с образованием углекислоты, которая спо-

способствует растворению кальцита и доломита, что улучшает коллекторские свойства пород. Наряду с этим в зоне контакта часто имеют место минеральные образования (регенерация зерен кварца, выделения халцедона, кальцита и т. д.). Они происходят в результате удаления углекислоты из системы в газовую шапку или в атмосферу и возникающего за счет этого прессыщения пластовой воды отдельными компонентами.

**Текстура** обломочных пород, формируясь в стадии седиментогенеза и изменяясь при диагенезе и катагенезе, существенным образом влияет на их коллекторские свойства. Наряду с другими факторами она отражается на величине коллекторских параметров и часто предопределяет их анизотропию. Массивные песчаные и алевроитовые породы проницаемы почти одинаково во всех направлениях. В них образуются идеально круглые конкреционные стяжения. Тонко- и микрослоистые породы анизотропны. В направлении, перпендикулярном к напластованию, проницаемость может быть ниже в десятки раз. Это затрудняет вертикальную миграцию флюидов, но не влияет существенно на латеральную. В косослоистых песчаниках влияние на проницаемость еще более сложное. Вторичные текстуры, возникшие в стадии катагенеза или гипергенеза, как правило, улучшают коллекторские свойства пород. Текстуры, образовавшиеся в результате окварцевания или кальцитизации пород отрицательно отражаются на коллекторских свойствах.

Обломочные породы-коллекторы встречаются практически во всех нефтегазоносных отложениях. При оценке их качества широко используется классификация А.А. Ханина (табл. 9.2).

По данным различных авторов из обломочных пород-коллекторов добывается около половины углеводородов, однако выявляется тенденция снижения их роли на глубинах свыше 4 км. По площади промышленно-нефтегазоносные обломочные коллекторы распределяются неравномерно. Например, в России и США они имеют ведущее значение, а на Ближнем Востоке доминируют карбонатные породы-коллекторы.

Таблица 9.2

**Оценочная классификация песчано-алевритовых коллекторов нефти и газа с межзерновой пористостью (по А.А. Ханину, 1973)**

Класс коллектора	Название породы	Пористость эффективная (полезная емкость), %	Проницаемость по газу, $\mu \times 10^{-12} \text{ м}^2$	Проницаемость коллектора
1	2	3	4	5
I	Песчаник среднезернистый	$\geq 16,5$	$\geq 1$	Очень высокая
	Песчаник мелкозернистый	$\geq 20$		
	Алевролит крупнозернистый	$\geq 23,5$		
	Алевролит мелкозернистый	$\geq 29$		
II	Песчаник среднезернистый	15–16,5	0,5–1	Высокая
	Песчаник мелкозернистый	18–20		
	Алевролит крупнозернистый	21,5–23,5		
	Алевролит мелкозернистый	26,5–29		
III	Песчаник среднезернистый	11–15	0,1–0,5	Средняя
	Песчаник мелкозернистый	14–18		
	Алевролит крупнозернистый	16,8–21,5		
	Алевролит мелкозернистый	20,5–26,5		
IV	Песчаник среднезернистый	5,8–11	0,01–0,1	Пониженная
	Песчаник мелкозернистый	8–14		
	Алевролит крупнозернистый	10–16,8		
	Алевролит мелкозернистый	12–20,5		
V	Песчаник среднезернистый	0,5–5,8	0,001–0,01	Низкая
	Песчаник мелкозернистый	2–8		
	Алевролит крупнозернистый	3,3–10		
	Алевролит мелкозернистый	3,6–12		
VI	Песчаник среднезернистый	0,5	$< 0,001$	Обычно не имеет промышленного значения
	Песчаник мелкозернистый	2		
	Алевролит крупнозернистый	3,3		
	Алевролит мелкозернистый	3,6		

### 9.3. Группа карбонатных пород-коллекторов

Породы-коллекторы карбонатной группы представлены известняками, доломитами и промежуточными разностями пород различной структуры, текстуры и генезиса. В них развиты межзерновые, межформенные, внутриформенные и трещинные поры.

**Поровый тип коллектора** может иметь межзерновой, межформенный и внутриформенный виды порового пространства.

*Межзерновой вид* пористости в карбонатных породах складывается из пор между отдельными кристаллами кальцита или доломита, в том числе возникших, благодаря доломитизации известняков на стадии катагенеза. Эта пористость может иметь место на разных глубинах, в том числе и больших. Карбонатные породы с межзерновой пористостью обычно обладают низкими коллекторскими свойствами. Они характерны для хемогенных карбонатных пород.

*Межформенный вид* порового пространства представляет собой пустоты между раковинами и их обломками в биогенных или доломитизированных известняках, а также в оолитовых известняках между оолитами.

*Внутриформенный вид* порового пространства представляет собой пустоты внутри скелетов (раковин) отмерших организмов. Он характерен для фораминиферовых, коралловых и других биоморфных разностей известняков.

Коллекторы с межформенной и внутриформенной пористостью характерны для небольших глубин. Однако они могут сохраниться и на больших глубинах в случае погружения ловушки, уже заполненной углеводородами.

**Трещинный тип коллектора** весьма характерен для карбонатных пород. Высокий темп уплотнения и увеличения хрупкости карбонатных пород с глубиной способствуют образованию в них трещин. Немалое значение в этом случае имеет окремнение пород.

Трещины в карбонатных породах чаще всего связаны с разрядкой тектонических напряжений, которые могут повторяться неоднократно. В результате возникает несколько генераций трещин, значительная часть которых бывает залечена кальцитом или кремнеземом. Только зияющие (открытые) трещины участвуют в формировании порового пространства.

Трещинный тип коллектора обладает небольшой емкостью, но иногда при больших размерах ловушки с ним связаны крупные запасы углеводородов. Он характерен для умеренных и больших глубин. Определяющий фактор возникновения трещинных коллекторов – степень хрупкости породы, ее способность к растрескиванию.

**Смешанный или сложный тип коллектора** в карбонатных породах может быть представлен трещинным, межзерновым и каверновым видом порового пространства одновременно. Обязательный элемент этого типа коллектора – трещинная пористость. Она может сочетаться с межзерновой или каверновой, а иногда и с обеими вместе. Трещиноватость по отношению к кавернозности, а иногда и по отношению к межзерновой пористости является более ранним образованием. Именно благодаря миграции пластовых вод по трещинам, происходит растворение карбонатов с образованием каверн или же осуществляется доломитизация известняков. Сложный тип коллектора по своей природе является вторичным и характерен для умеренных и больших глубин. Такой тип коллектора может обладать высокой емкостью и проницаемостью (особенно при значительной кавернозности).

#### **9.4. Литология карбонатных пород-коллекторов**

По различным данным от 50 до 60% мировых запасов углеводородов приурочено к карбонатным коллекторам. Среди них выделяются наилучшие по качеству – рифовые

сооружения, с которыми связано почти 40% запасов УВ. Сейчас добыча нефти из известняков и доломитов составляет около половины мировой. Наиболее крупные месторождения, в том числе в рифах, открыты в мезозойских породах. Это, прежде всего, Ближний Восток с наиболее крупным в мире нефтяным месторождением Гхавар в Саудовской Аравии. Крупнейшие залежи в рифовых сооружениях мезозойского возраста открыты в южной части бассейна Мексиканского залива, здесь же получены и рекордные дебиты в десятки тысяч тонн в сутки.

Карбонатные коллекторы отличаются крайней невыдержанностью, значительной изменчивостью свойств, что затрудняет их сопоставление. В них особенно легко происходят вторичные изменения. Фациальный облик известняков в большей мере, чем в обломочных породах, влияет на коллекторские свойства. Хотя в минеральном отношении карбонатные породы менее разнообразны, чем обломочные, но по структурно-текстурным характеристикам имеют гораздо больше разновидностей.

В целом вторичные изменения больше сказываются на карбонатных коллекторах, чем на терригенных. Это связано с легкостью их растворения как на глубине, так и при перерывах в осадконакоплении, явлениями метасоматоза и большой эффективностью развития трещиноватости.

Существенные изменения пустотного пространства происходят в карбонатных породах на стадиях диа-, ката- и гипергенеза. В этом плане важны процессы уплотнения и цементации, перекристаллизации, доломитизации, выщелачивания, кальцитизации и сульфатизации, трещинообразования.

**Уплотнение карбонатных осадков и пород** происходит иначе, чем терригенных и глинистых. Биогермные и цельнораковинные мелководные образования уже на стадии седиментации формируются как практически твердые осадки. В многочисленных пустотах из морских и иловых вод на стадии седиментогенеза и особенно диагенеза выделяется

хемогенный кальцит. Он сокращает пористость, но одновременно создает жесткий каркас, консервируя поры.

Пелитоморфные и микрозернистые карбонатные илы мелководных обстановок также быстро литифицируются за счет цементации. Вместе с тем они сохраняют способность уплотняться в процессе прогрессивного катагенеза при возрастании давления. Так, в турнейских отложениях южной части Волго-Уральской области, по данным И.В. Безбородовой, в известняках с форменной структурой при погружении с 1600 до 4500 м сокращение пористости происходит в три раза медленнее и начинает сказываться лишь с глубины около 3000 м, в то время как в первично микрозернистых известняках оно происходит на всех глубинах и составляет уже 5–5,5 раз (рис. 9.8).

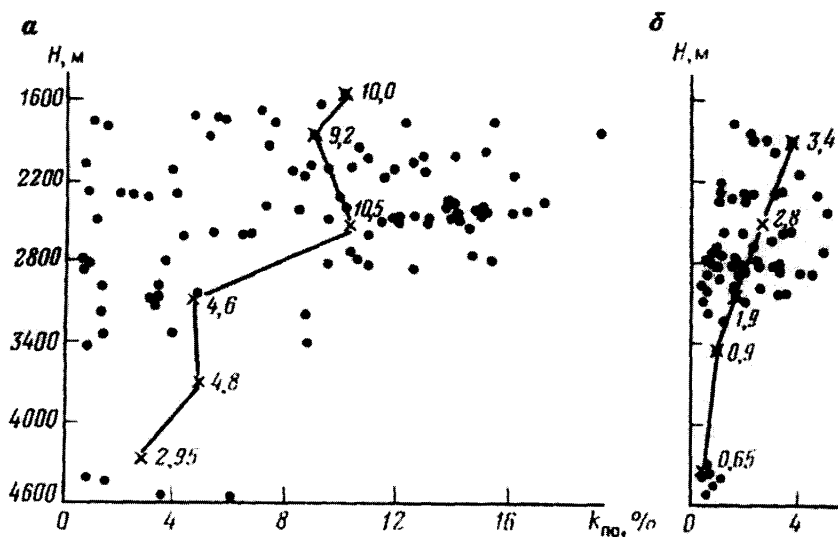


Рис. 9.8. Зависимость коэффициента открытой пористости разных типов известняков от глубины (по И.В. Безбородовой):

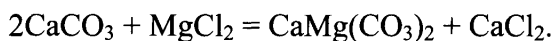
а – известняки с форменными элементами, цементацией порового и контактного типа; б – известняки кристаллические с редкими форменными элементами. Цифры у крестиков показывают средние значения  $K_{по}$



Глубоководные океанические илы планктоногенные по своей природе уплотняются очень медленно. На первой стадии (стадия илов), охватывающей около 10 млн. лет и мощность порядка 200–300 м, пористость уменьшается в среднем с 80 до 60% преимущественно за счет гравитационного уплотнения; на следующих стадиях – мела и известняков, охватывающих несколько десятков миллионов лет и заканчивающаяся на глубине 800–825 м от дна океана, происходит дальнейшее снижение пористости с 60 до 40%, но уже за счет цементации. Цементирующий кальцит образуется за счет растворения раковинок планктонных фораминифер.

**Перекристаллизация** – процесс укрупнения размеров кристаллов без изменения их минерального состава. Он ведет, как правило, к улучшению коллекторских свойств. Например, по данным В.Г. Кузнецова, в нижнекембрийских отложениях Сибирской платформы среднее значение открытой пористости микрозернистых известняков и доломитов равно 4,75%, микро-тонкозернистых – 7,14%, а тонкозернистых – 9,35%. Особенно улучшаются коллекторские свойства, когда при перекристаллизации часть вещества уносится пластовыми водами и значительно увеличиваются размеры зерен.

**Доломитизация** происходит при диагенетических и катагенетических процессах, когда растворы теряют свой магний, обменивая его на кальций вмещающих известняков. Например, по реакции Мариньяка:



При этом должно происходить уменьшение объема, занятого доломитом, по отношению к объему кальцита на 12,2%.

Фактические соотношения пористости и доломитности для разных отложений зависят от структурно-генетического

типа первичной породы, времени и химизма процессов доломитообразования.

Однородные первичные седиментационные и седиментационно-диагенетические доломиты имеют обычно микро- и тонкозернистую структуру и, как правило, обладают низкими коллекторскими свойствами. Диагенетическая доломитизация также практически не меняет коллекторских свойств породы, так как ее жесткий каркас еще не сформировался.

При катагенетической метасоматической доломитизации, которая происходит практически в неподдающейся уплотнению породе, сокращение объема твердой фазы приводит к увеличению пустотного пространства. Таким образом, устанавливается влияние на коллекторские свойства не просто доломитности, а именно доломитизации – наложенного процесса в условиях катагенеза. При этом значительной или сплошной катагенной доломитизации подвергаются наиболее проницаемые породы, по которым возможна фильтрация вод, несущих магний и способных выносить кальций. Это чаще всего органогенно-обломочные, оолитовые и им подобные типы известняков.

**Выщелачивание** карбонатных пород происходит в гипергенезе и катагенезе. Оно включает растворение и вынос образовавшихся растворенных продуктов.

Под поверхностью размывов и несогласий в массивах карбонатных пород часто встречаются закарстованные зоны, связанные с выветриванием и выщелачиванием. В пределах нефтяных месторождений к этим зонам приурочены высокопродуктивные горизонты. Вдоль трещиноватых зон растворение происходит до больших глубин. В Камском Приуралье оно отмечается на глубинах до 1 км.

Среди карстовых явлений следует отметить некоторые особые случаи, имеющие локальное и региональное значение. Одним из таких подобных явлений служит хемобиогенная коррозия, проявляющаяся в случае развития микро-

флоры на водонефтяном контакте, которая создает кислую среду и способствует растворению карбонатов. Другим примером является развитие карста под влиянием углекислоты, образующейся при разрушении залежи. В обоих случаях переотложение растворенного карбоната ниже подошвы залежи приводит к изоляции последней от остальной части пласта.

Особую проблему представляет развитие глубинного карста (гипокарста). Это явление связывается с различными процессами, при которых в глубинных зонах осадочного чехла происходит хотя бы кратковременное раскрытие трещин, в результате чего увеличивается поступление  $\text{CO}_2$  с глубин и, как следствие, развивается гипокарст с образованием коллекторов. Очевидно, на его развитие влияет и достижение состояния неустойчивости кальцита при погружении.

В рифах выделяются «ситчатые» известняки с пористостью до 60%, сложенные кораллами, мшанками, брахиоподами, «губчатые» крупнодетритовые известняки с пористостью до 45%, часто кавернозные и малопористые с отдельными порами и кавернами, чаще всего выщелачивания. В рифовом массиве выделяются все разновидности известняков. Ситчатые и губчатые группируются в зоны повышенной пористости. Образование ее часто связано с выведением пород на поверхность и выветриванием. Дебиты скважин в разных частях рифов резко различаются.

Растворение при выщелачивании проявляется по-разному. Тонкодисперсные компоненты сильнее подвержены этому процессу. Растворимость также зависит от состава минералов и вод: арагонит растворяется лучше, чем кальцит, сульфатные воды более активно растворяют доломит, а гидрокарбонатные – кальцит и т. п.

Анализ изменения емкостно-фильтрационных параметров, определяемых, в том числе и выщелачиванием, устанавливает их весьма отчетливую связь со структурно-гене-

тическими типами пород. Хорошим примером в этом отношении является крупный рифовый массив каменноугольного и раннепермского возраста – Карачаганак, расположенный в бортовой части Прикаспийской впадины (рис 9.9).

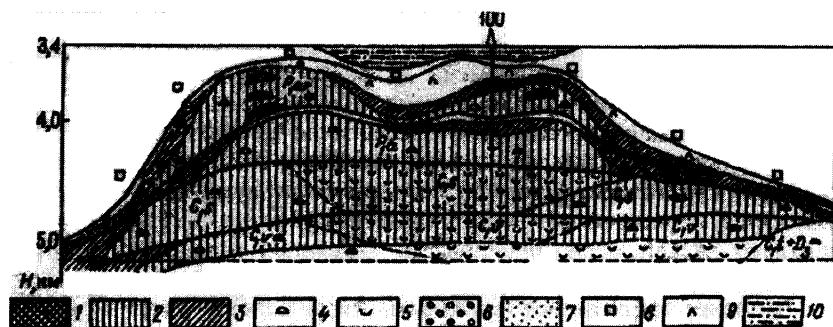


Рис. 9.9. Распределение коллекторов различных типов в рифовом массиве месторождения Карачаганак (по К.И. Багринцевой и др.):

1 – каверново-поровый, 2 – поровый, 3 – сложный (порово-трещинный, трещинно-поровый, трещинный); фациальные зоны: 4 – биогермная постройка, 5 – внутренняя лагуна; отложения: 6 – склоновые; 7 – шлейфовые, 8 – соль, 9 – ангидриты, 10 – глинистые

Месторождение Карачаганак находится под соленосной кунгурской толщей на глубинах от 3750 до 5400 м. В продуктивной толще преимущественным развитием пользуются биогермные и биоморфные известняки. В меньшей степени развиты хемогенные и органогенно-обломочные разности, присутствуют доломиты, продукты замещения известняков. По фациальной принадлежности различаются породы ядра биогерма, склоновых фаций, внутририфовой лагуны и шлейфовые отложения. Это обычная схема строения всех рифовых массивов. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают породы ядер биогермов, а также отложения склоновой фации раннекаменноугольного возраста, залегающие уже на глубине 4,8–4,9 км. Для них характерны значения по-

ристости от 10 до 23% и проницаемости  $(100-500) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ . Такие высокие свойства на больших глубинах определяются тем, что широко развитые процессы растворения привели к формированию линзовидных крупнопористых зон с унаследованной кавернозностью. Аналогичные рифовые и предрифовые фации меловых отложений в Мексике в зоне Ла-Реформа обладают пористостью до 26% и проницаемостью в десятки доли Д. Унаследованное выщелачивание в рифогенных известняках К.И. Багринцева относит к числу главных факторов формирования коллекторских свойств.

**Кальцитизация** начинается уже в диагенезе и, прежде всего, связана с инверсией арагонита в кальцит. Этот процесс ведет к сокращению порового пространства, так как объем кальцита на 9% превосходит объем арагонита. Диагенетическая кальцитизация из иловых вод ведет к литификации, что также уменьшает пористость. Достаточно крупные кристаллы кальцита в катагенезе образуются из пластовых вод в порах, кавернах и трещинах, либо изолируя их друг от друга, либо полностью выполняя эти пустоты.

**Сульфатизация** карбонатных пород весьма разнообразна. Это, например, один из продуктов метасоматической доломитизации. Возможно выпадение сульфатов из пластовых вод при изменении термобарических условий и солевого состава вод. Нередко сульфаты кальция вносятся в карбонатные породы из вышележащих соленосных толщ. Отмечено образование сульфатов в приконтурной части нефтяной залежи за счет микробиологического окисления серы в зоне водонефтяного контакта. Во всех случаях сульфатизация снижает коллекторские свойства пород.

**Классификация карбонатных коллекторов.** Пустоты в карбонатных коллекторах подразделяются на первичные, сформированные на стадиях седиментогенеза и диагенеза, и вторичные, образование которых связано с этапами катагенеза и гипергенеза. Вторичные, в свою очередь, делятся на унаследованные и новообразованные. Унаследованные пус-

тоты развиты по первично существующим порам, а новообразованные – формируются без видимой связи с первичной пористостью и определяются, главным образом, тектонической трещиноватостью и обусловленным ею выщелачиванием (рис. 9.10).

Время образования		Примеры пустот
Первичные: седиментационно-диагенетические		Внутрискелетные, манфорамные, меккартанные, мекскелетные, рифовые пещер, диагенетической доломитизации, литогенетических трещин (наслоения, усыхания)
Вторичные: кате- и гипергенетические Унаследованные (образуются за счет переработки первичных пустот) Разработанные за счет:	Остаточные – объем первичных пустот сокращен за счет кальцитизации, сульфатизации и т.д. (редуцированные)	Внутрискелетные, мекскелетные, манфорамные, рифовые пещер, литогенетических трещин и т.д.
	Выщелачивания	Каверновые (внутриформенные, манфорамные, карстовые), спиллитовые
	Перекристаллизации	Меккристаллические
	Доломитизации	Контракции, растворения при доломитизации
	Тектонической трещиноватости	Трещинные по первичным литогенетическим трещинам, в том числе напластовкам
Новообразованные		Тектонических трещин, выщелачивания по трещинам, спиллитовые, карстовые по зонам тектонического дробления (?), перекристаллизации и доломитизации: меккристаллические, контракции, растворений (?)

Рис. 9.10. Схема подразделения пустот карбонатных отложений по времени их образования (по Б.К. Прошлякову, В.Г. Кузнецову)

Устанавливается отчетливая связь коллекторских свойств карбонатных пород с их литологическими особенностями, с их структурно-генетическими типами и фаціальными условиями образования. Наиболее благоприятными коллекторскими свойствами обладают биоморфные, органогенно-детритовые и обломочные слабосцементированные известняки. Они характеризуются проницаемостью более  $100 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ , высокими значениями открытой пористости (20–30%) и низ-

ким содержанием остаточной воды (10–15%). Микрозернистые и пелитоморфные известняки и доломиты, напротив, характеризуются высоким содержанием остаточной воды (в основном более 35%, а часто 50–70% и выше) и низкой величиной проницаемости (менее  $50 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ). Весьма значительная водонасыщенность даже при наличии встречающихся высоких значений открытой пористости (15–20%) определяет низкую эффективную пористость (до 5–7%).

В целом карбонатные породы с первичной и унаследованной вторичной пористостью и кавернозностью представляют собой каверново-поровый тип коллектора с высокими емкостными и фильтрационными свойствами и низким содержанием остаточной воды. Породы же с вторичной новообразованной пустотностью за счет трещин и развивающихся по ним каверн представляют каверново-трещинный тип коллектора, где емкость матрицы невелика, а полезная емкость складывается из емкости каверн и трещин. Коэффициент нефтегазонасыщенности последних близок к единице, так как в силу раскрытости каверново-трещинной пустотности остаточная вода в них практически не сохраняется. Фильтрационные свойства таких коллекторов изменяются в широких пределах. К.И. Багринцевой разработана оценочно-генетическая классификация карбонатных коллекторов, в которой различие емкостных и фильтрационных свойств связано с литологическими типами пород и их тектурно-структурными особенностями (табл. 9.3).

**Геофизические методы исследования.** При поисках, разведке и разработке месторождений нефти и газа в карбонатных породах перед геологами стоят сложные задачи. Необходимо выделить в разрезах скважин интервалы, представленные коллекторами различных типов, а также дать промышленную оценку выделенных интервалов. Достоверный ответ может быть получен только в результате комплексного анализа с привлечением данных бурения, опробования и геофизических исследований скважин.

Таблица 9.3

**Оценочно-генетическая классификация карбонатных пород-коллекторов\*,  
содержащих газ и нефть (по К.И. Багринцевой, 1976)**

Группа	Класс	Абсолютная проницаемость, мкм <sup>2</sup>	Открытая пористость, %	Остаточная водонасыщенность, % от объема пор		Относительная газопроницаемость	Потенциальный коэффициент газонасыщенности	Тип коллектора	Полезная емкость и фильтрационные свойства	Текстури-структурная характеристика
				нижний предел*	верхний предел					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
А	I	1,0–0,5	20–35	5	10	1–0,9	0,95–0,9	Каверново-поровый и поровый	Высокие	Биоморфные, органогенно-детритовые, комковатые, слабосцементированные (доля цемента до 10%); рыхлая упаковка фрагментов; поры седиментационные, увеличенные выщелачиванием до каверн
	II	0,5–0,3	16–30	10	20	0,95–0,9	0,95–0,8			
Б	III	0,3–0,1	12–28	12	22	0,95–0,8	0,88–0,78	Поровый и трещинно-поровый	Средние	Органогенно-детритовые, слабо перекристаллизованные, сцементированные (доля цемента 1–20%); поры седиментационные и реликтовые
	IV	0,1–0,05	12–25	16	30	0,9–0,65	0,84–0,7			



Продолжение табл. 9:3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	V	0,05–0,01	12–25	20	38	0,75–0,5	0,8–0,62			Органогенно-сугустково-детритовые, плотноцементированные и сильно перекристаллизованные; упаковка фрагментов плотная; пустоты реликтово-седиментационные, выщелачивания, перекристаллизации
B	VI	0,01–0,001	8–20	35	55	0,55–0,3	0,65–0,45			Пелитоморфно-микрозернистые, сугустковые и сугустково-детритовые, сильно перекристаллизованные с плохо различимыми форменными элементами; пустоты выщелачивания (единичные), возможно реликтово-седиментационные
	VII	0,3–0,001	Параметры матрицы 0,1–4   –   –			–	Близок к 1	Порово-трещинный и трещинный	Низкие	
		0,001 и <	Параметры трещин 2–15   60   100			0,2	0,4 и <			
		0,3–0,001	Параметры матрицы 0,1–4   –   –			–	Близок к 1			

Примечание: \* – известняки, доломиты и все переходные разности могут представлять любой класс коллекторов.

Существуют надежные признаки того, что вскрыты трещинные и трещинно-каверновые коллекторы:

1) катастрофические поглощения бурового раствора в процессе бурения, иногда с полной потерей циркуляции раствора, провалы бурового инструмента;

2) превышение значений пористости, определенной по НГК, над пористостью, полученной по представительному керну в одних и тех же интервалах;

3) превышение значений пористости, определенной по удельному сопротивлению пластов, над пористостью, полученной по данным НГК;

4) расхождение показаний метода бокового каротажа (БК) при работе методом двух растворов (замеры до и после замены соленого раствора на пресный);

5) расхождение показаний одного и того же метода (например, БКЗ) при замерах, произведенных сразу после вскрытия пласта и через некоторое время, достаточное для проникновения фильтрата раствора в пласт (методика временных исследований).

Эта методика особенно результативна в случае трещинно-каверновых карбонатных коллекторов, когда применение известных промыслово-геофизических способов затруднено в связи с глубоким проникновением в пласт фильтрата бурового раствора. Если измерить кажущееся электрическое сопротивление до и после интенсивной промывки скважины, то (при условии, когда минерализация пластовых вод значительно выше минерализации глинистого раствора) величина сопротивления в коллекторском пласте при повторном замере будет заметно отличаться от первого. При этом против водоносного пласта сопротивление будет большим, а против нефтегазоносного – меньшим, чем первоначальное. Таким образом, в случае наличия залежи нефти (газа) можно определить местоположение водонефтяного (водогазового) контакта. В интервалах залегания непроницаемых пород результаты обоих замеров будут близкими.

Степень трещиноватости пород и, следовательно, выделение соответствующих зон в разрезе может быть произведено на основе данных акустического каротажа (АК). Можно выделить интервалы максимальной трещиноватости по условному коэффициенту относительной трещиноватости, представляющему собой отношение скорости прохождения ультразвука в породе с трещинами к скорости волн в монолитной породе. Существенно также влияние различных флюидов, насыщающих породу. Водонасыщенные трещиноватые породы характеризуются более высокими скоростями продольных волн и меньшей анизотропией, чем газосодержащие. Относительное изменение скоростей прохождения ультразвука при насыщении пород флюидами не одинаково для коллекторов порового и трещинного типов. В трещинных – оно более существенно и достигает 20–30%.

### **9.5. Группа глинистых пород-коллекторов**

В настоящее время вполне удовлетворительные притоки нефти получены из глинистых пород во многих странах. Хотя глины обладают высокой общей пористостью порового типа, открытая и эффективная пористость этого типа в них практически отсутствует, и они служат флюидоупорами. Коллекторами являются глинистые породы, обладающие трещинным или каверново-трещинным типом пустотного пространства, характерного для углеродистых отложений.

### **9.6. Литология глинистых пород-коллекторов**

Глины весьма разнообразны по минеральному составу. В них наблюдается большое разнообразие текстурных признаков. Текстуры могут быть реликтовые (в глинах кор выветривания), слоистые, спутано-волокнистые, хлопьевид-

ные, петельчатые и др. Различаются текстуры макро-, мезо- и микроуровней. Примесь ОВ, которого в глинах может быть до 20% и более, рельефнее подчеркивает текстурные особенности. По выражению Т.Т. Клубовой, глина становится более текстурированной. Микроблоки одинаково ориентированных глинистых минералов представляют часто как бы единый монокристалл, поверхности которого обволакиваются ОВ (в том числе битумоидами). Микропрослойки и микролинзочки алевритового, карбонатного, кремнистого материала подчеркивают микро- и мезослоистые текстуры. При определенных преобразованиях они способствуют проницаемости вдоль напластования. Различные сгустковые микроструктуры образуются благодаря концентрации сорбированного ОВ, раскристаллизации стяжений различных неглинистых минералов. При облекании какого-либо центра возникают соответствующие текстуры. Текстурная дискретность строения глин является одной из существенных причин формирования в них коллекторских свойств. Т.Т. Клубова подчеркивает, что определяющими факторами при формировании коллекторов в глинах являются те диагенетические изменения и то количество ОВ, которое обеспечивает создание своеобразных обволакивающих «рубашек» на блоках и агрегатах глинистых минералов. При увеличении нагрузки на породу и росте температуры появляются и нарастают тенденции к разъединению текстурных микроблоков.

Глинистые породы-коллекторы нефти и газа известны в России, США, Центральной Африке, на Кубе и других регионах. Характерная особенность глинистых отложений, из которых добывается нефть, – большие мощности – 50–450 м и более, хотя в ряде мест встречаются и менее 50 м. Дебиты скважин из этих коллекторов составляют от долей тонны до 300 т/сут. на Салымском месторождении в Западной Сибири и до 400 м<sup>3</sup>/сут. на Санта-Мария-Велли в Калифорнии. В США глинистые породы-коллекторы справедливо называют нефтеносными (или газоносными) сланцами. Состав их не

такой, как у типичных глинистых пород. Нередко глинистые минералы в сумме с пелитовой частью составляют менее 50%, остальное приходится на кремнезем, ОВ, кальцит, доломит и некоторые другие компоненты. Кроме того, в качестве коллекторов встречаются и аргиллиты.

В России глинистые породы-коллекторы часто относят к доманикитам, которые широко распространены. Они известны в майкопской серии палеогена Северного Кавказа, в девоне Волго-Уральской области и Тимано-Печорской провинции. Доманикиты – это комплекс пород, представляющий чередование низкопористых алевритовых и песчаных пород с аргиллитами, нередко кремнистыми и известковистыми с повышенным содержанием ОВ, с темно-серой, серой и черной окраской, часто с зеленоватым или буроватым оттенком.

Наиболее характерным глинистым коллектором является баженовская свита волжско-берриасского возраста. Она представлена пачкой темноцветных глинистых пород толщиной до 50 м. Породы, в разной степени карбонатные, содержат примесь алевритового материала. В том или ином количестве в породах содержатся кремневые скелеты радиолярий. Иногда их содержание возрастает так, что они становятся кремнистыми радиоляритами с другими коллекторскими свойствами. От подстилающих и перекрывающих пород отложения баженовской свиты отличаются повышенным содержанием (10–18%) ОВ (на Салымской площади до 23%), которое является здесь не примесью, а породообразующей частью. Для пород характерны высокие значения естественной радиоактивности (десятки, сотни микро-рентген в час) и удельного электрического сопротивления (на Салымской площади до 4500 Ом/м). Глины обладают пониженной плотностью (2,23–2,4 г/см<sup>3</sup>) и повышенной пористостью 5,8–10%, в то время как в глинах, перекрывающих толщу, плотность составляет 2,6–2,7 г/см<sup>3</sup>, а пористость – 4–4,2%. Основной глинистый минерал баженовской

свиты – иллит и смешаннослойные типа иллит-сметит. Примесь кремнезема, по-видимому, создает некий каркас, затрудняющий уплотнение породы. Породы баженовской свиты, из которых получена нефть на Салымском месторождении, залегают на глубинах 2600–2800 м при пластовой температуре 120–128 °С, пластовое (или точнее поровое) давление превышает гидростатическое на 14–20 МПа. Текстурные особенности коллекторов определяются присутствием ОВ, которое способствует образованию микрослоистых и линзовидных микроструктур. Органическое вещество не только определяет текстурную неоднородность на микроуровне, но и, сорбируясь на поверхности минеральных блоков, гидрофобизирует их поверхность, что ведет к улучшению продвижения флюидов по породе. Лучшие притоки нефти получены из глинистых коллекторов в зонах разломов.

Один из вариантов формирования глинистых коллекторов предложен Ф.Г. Гурами на примере баженовской свиты. По его представлениям при осаждении глинистого материала вместе с ним выпадают и раковинки планктонных организмов, в том числе и карбонатные. Они образуют в породах микролинзочки. Когда начинается преобразование ОВ, выделяющийся  $\text{CO}_2$  способствует растворению карбоната, и на месте микролинзочек образуются ослабленные швы. При росте внутривпорового давления в них происходит гидроразрыв. В результате образуются щелевидные пустоты параллельно слоистости, которые затем соединяются между собой другими трещинами. Послойное образование трещин определяет анизотропию фильтрационных свойств.

Глинистые коллекторы встречаются и на больших глубинах, что хорошо видно на примере нижнепермских глинистых отложений Прикаспия. Трещинообразование в этих породах происходит на границах, где контактируют глинистые минералы со стяжениями карбонатов и алевритовыми зернами. Существенную роль для возникновения трещиноватости играет АВПД в подсолевых горизонтах. Отмечается

некоторая связь зон АВПД с региональными геотермическими аномалиями. Она, по-видимому, обусловлена подъемом глубинных флюидов. Можно предположить и другие механизмы формирования пустот в этих специфических коллекторах. Нельзя забывать и о трансформации глинистых минералов в иллит и связанной с ней дегидратацией. Это тоже способствует разуплотнению породы и формированию пустот. Важно подчеркнуть тесную связь возникновения пустот в глинистых породах и нефтеобразования. Нефть, образовавшаяся в этих же породах, проникая через них, раздвигает ослабленные зоны между текстурными неоднородностями и микротрещинами. Реализация фильтрационных возможностей глинистых коллекторов происходит только в заполненном УВ состоянии. При разрушении или эксплуатации залежи пустоты смыкаются и свойства коллекторов не восстанавливаются.

### **9.7. Группа магматических, метаморфических, кремнистых, сульфатных пород и пород коры выветривания**

В эту группу входят редко встречаемые породы-коллекторы нефти и газа. Для них характерны самые разные типы коллекторов.

**Поровый тип** коллектора характерен для кор выветривания магматических и метаморфических пород. На небольших глубинах (например, в Западной Сибири) пористость пород коры выветривания достигает 20–24%, однако с увеличением глубины она существенно понижается.

**Трещинный тип** коллектора образуют магматические, метаморфические, кремнистые и сульфатные породы.

**Смешанный тип** коллектора в рассматриваемой группе пользуется малым развитием. Он встречается среди кремнистых пород и вулканических туфов. Поры относятся

к межзерновому или межформенному (в силицитах) видам и являются первичными образованиями. Трещины обычно имеют тектоническую природу.

### **9.8. Кремнистые, магматические и метаморфические породы как возможные коллекторы нефти и газа**

Роль кремнистых коллекторов в нефтедобыче не велика, хотя в отдельных районах мира заметна. Так, в Калифорнийских бассейнах США кремнистые породы образуют продуктивные горизонты на целом ряде месторождений, в том числе и крупных, например, как Пойнт-Аргуэльо на шельфовом продолжении бассейна Санта-Мария.

Кремнистые породы – силициты образуются чаще всего на континентальных окраинах активного типа. Возникновению биогенных разностей силицитов способствуют условия апвеллинга и другие обстановки, связанные с подъемом в верхние слои водного бассейна элементов, активно используемых кремне строящими организмами. В условиях эвтрофикации водоема вместе с кремнеземом накапливается значительное количество ОВ. Например, кремнистые породы формации Монтерей в Калифорнии содержат более 20%  $C_{орг}$ . К такому же типу толщ приближается пиленгская свита на восточном Сахалине. Особенными чертами этих кремнистых отложений является то, что они, как и глины баженовской свиты, объединяют в себе свойства нефтематеринских и нефтесодержащих пород.

Возникновение разных типов кремнистых пород из первично-органогенных кремнистых осадков связано с постседиментационным перераспределением кремнезема, изменением его минеральной формы и перестройкой структуры осадка, а затем и породы. Скорлупки диатомовых водорослей, радиолярий и других организмов образуют ажур-



ный скелет с большим пустотным пространством. Структурные особенности слабоизмененных диатомитов характеризуются следующими параметрами: средний эффективный диаметр биопустот изменяется от 0,8 до 4 мкм, удельная поверхность составляет 12–15 м<sup>2</sup>/г, общий объем пустот более 0,5 см<sup>3</sup>/г, пористость 30% и выше. В пустотном пространстве содержатся глинистое и органическое вещества. В осадке диатомовые скорлупки растворяются полностью или частично, органогенная структура разрушается. В растворе кремнезема затем образуются агрегаты аморфного высокообводненного геля с высокоэнергетической поверхностью, на которой хорошо сорбируется ОВ. Процесс нефтеобразования протекает в тесной связи с трансформацией минеральных форм. Раскристаллизация кремнезема формирует глобулярную структуру с более простым строением пор. Величина удельной поверхности снижается до 7–10 м<sup>2</sup>/г, поры укрупняются до 4–10 мкм. Постепенно возникает агрегатно-сферовая кристалломорфная структура, формируются опоквидные силициты типа порцелланитов. Пористость может достигать 40–44%. По-видимому, в это время сингенетично образующиеся нефтяные УВ заполняют поровое пространство. Дальнейшая трансформация кремнезема приводит к возникновению кварца и халцедона с неупорядоченной структурой. В результате образуются халцедон-кварцевые породы (кремни), в которых развивается интенсивная микротрещиноватость. Плотность свободных трещин в них достигает 2000 на квадратный метр. Трещинная проницаемость составляет  $0,2 \times 10^{-12}$  м<sup>2</sup> и выше, трещинная пористость – 2,6–3,0%. Нефть находится в порах матрицы и в трещинах. На основе механизма противоточной капиллярной пропитки она может выйти из этой системы пустот. При заполнении водой кремнистые породы подобно тому, как это отмечалось в случае глиен, теряют коллекторские свойства. Такие коллекторы изучены А.И. Юрочко, Р.В. Данченко и другими на примере пиленгской свиты неогена в месторождении Окружном на

Сахалине. Близкими им по типу являются коллекторы формации монтерей в Калифорнии.

**Вулканогенные, магматические и метаморфические породы** приобретают коллекторские свойства в основном в результате вторичных преобразований. Залежи углеводородов известны в кварцевых диоритах, серпентинитах, андезитах, трахитах, вулканических туфах и других породах. Обычно по соседству со скоплениями углеводородов в магматических и метаморфических породах присутствуют залежи и в осадочных. Так, на крупных месторождениях Мара и Ла-Пас (Маракайбская провинция), где нефтеносны меловые известняки, богаты нефтью подстилающие их метаморфические и магматические породы фундамента. Начальные дебиты скважин составляли до 400 т/сут. Упомянутые магматические и метаморфические породы-коллекторы относятся к трещинному типу, пористость которых не превышает 3%. Большой научный интерес представляет открытие нефти в докембрийских гранитах вдали от осадочных толщ на глубине почти 7 км шведскими скважинами Гравберг и Стенберг (Gold, 1987).

В США (Техас, месторождения Тралл, Литтон-Спрингс), на Кубе (месторождения Мотембо, Кристалес, Бакурао) считается, что нефтеносны серпентиниты. Однако на Кубе коллекторы нефти представляют собой по результатам изучения автора олигомиктовые серпентинитовые песчаники внутри олистостромового комплекса. Дебиты скважин не велики – до 5–10 т/сут., хотя известны случаи, когда дебиты составляли сотни тонн в сутки.

Ряд месторождений связан с эффузивными породами-коллекторами. Например, нефтегазовое месторождение Мурадханлы в Азербайджане, в котором коллекторами служат меловые андезиты, базальты и их гипабиссальные аналоги – андезитовые и базальтовые порфириты. Поровое пространство, по данным С.В. Клубова, преимущественно вторичного генезиса – трещины и каверны, причем последние имеют

размер от нескольких мкм до целых сантиметров. Проницаемость пород невелика –  $2 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; пористость (открытая) колеблется в широких пределах от единиц до 30%.

Эффузивные породы-коллекторы известны в Восточной Сибири и среди девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. В последнем случае, по данным В.М. Бортницкой с соавторами (1977), породы-коллекторы представлены эффузивами основного и ультраосновного состава с трещинной, каверново-трещинной и трещинно-поровой пустотностью. Они обладают высокой проницаемостью и пористостью – до 14,8%.

Кроме эффузивных пород-коллекторов, известны вулканогенно-осадочные и вулканогенные, возникшие при массовом накоплении вулканического пепла. Такие породы-коллекторы установлены в ряде районов Японии – Нисияма, Ямагата, Акита. Они представлены туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфоалевритами, агломератовыми туфами. В отличие от ранее описанных пород магматического происхождения, последние нередко относятся к поровому типу, а их пористость может достигать 35–40%. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы-коллекторы обычно представляют собой сложный порово-трещинный тип.

Породы-коллекторы, связанные с пепловыми туфами и вулканогенно-осадочными образованиями, известны в Аргентине. К ним приурочены нефтяные и газовые залежи в палеогеновых отложениях впадины Мендоса. В США в штате Невада из кайнозойских вулканогенно-осадочных пород получены промышленные притоки нефти. Они получены также из вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород в Грузии (Самгори-Патардзеули), Восточной Сибири (Неджелинская площадь).

Исследования туфов и вулканогенно-осадочных пород показали, что наиболее высокими коллекторскими свойствами обладают образования, состоящие из частиц псамми-

товой и псефитовой размерности с минимальным содержанием цемента. Хуже качество коллекторов, состоящих из частиц алевроитовой размерности. При сходстве петрографического состава и структуры пород наблюдается довольно четкая зависимость проницаемости от открытой пористости. Вместе с тем в породах с большим содержанием пелитового материала даже при высокой пористости проницаемость практически отсутствует, а водонасыщенность может достигать 90–100%. Таким образом, в туфах и вулканогенно-осадочных породах имеют место те же зависимости коллекторских свойств от структуры пород, что и в обломочных.

**Кора выветривания** магматических и метаморфических пород представляет определенный интерес для поисков углеводородов. Составляющие ее породы иногда обладают достаточно высокими коллекторскими свойствами. В Ливии, например, известно крупное месторождение нефти и газа Аугила, приуроченное к выступу фундамента. Коллекторы здесь – рифовые известняки, залегающие на глубине около 2600 м, и базальные песчаники верхнего мела, перекрывающие местами кору выветривания гранитоидов. Кора выветривания, выветрелые трещиноватые гранитогнейсы и частично граниты докембрийского возраста представляют собой коллекторы мощностью до 170 м. В США на месторождении Панхендл вместе с известняками, доломитами и аркозовыми песчаниками коллекторами являются и породы подстилающей коры выветривания гранитного выступа.

В Западной Сибири, Волго-Уральской нефтеносной области и других регионах России также встречается кора выветривания и с ней бывают связаны залежи нефти и газа. Например, в силикатной коре выветривания в Шаимском районе Тюменской области обнаружены залежи нефти на Даниловской и Убинской площадях. В Томской области имеются нефтегазовые залежи месторождения Калиновая, Западно-Останкинская, коллекторы которых представляют

кору выветривания карбонатных пород. Характерная особенность коллекторов в корах выветривания – их резкая изменчивость. Например, в Шаимском районе (по Е.Г. Журавлеву с соавт.) открытая пористость коры выветривания варьирует от 1–3 до 25–30%, а проницаемость, как правило, не превышает  $10 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ , хотя в отдельных случаях она достигает  $50 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ . Все это приводит к резкой дифференциации скважин по продуктивности – от 80–100 т/сут. до практически сухих.

Породы-коллекторы кор выветривания в своем большинстве обладают низкими качествами и относятся по оценочной классификации А.А. Ханина к пятому классу.

Исследования коры выветривания архейско-протерозойского кристаллического фундамента Волго-Уральской области в пределах Татарского свода показали, что на глубинах 1500–4000 м она представляет интерес с точки зрения наличия в ней коллекторов нефти и газа (табл. 9.4).

По мере повышения степени выветривания пород их коллекторские свойства улучшаются. Зона I самая нижняя, соответствует начальной стадии выветривания; зона II – зона выщелачивания, тонкозернистые гипергенные образования (в основном гидрослюды) здесь слагают более 50% пород. Зона III (верхняя) – зона развития конечных продуктов разложения. Гипергенные образования (в основном каолинит) составляют основную массу породы. Надо заметить, что коры выветривания не всегда представлены всеми тремя зонами.

Насыщение пород полимеризующимися красителями показало, что поровое пространство определяется в основном наличием мелких трещин, разделяющих зерна породообразующих минералов в зоне дезинтеграции. Нефть была обнаружена в элювии фундамента, вскрытом скважинами Шугуровская-5, Кабык-Куперская-2 и др.

Добыча нефти и газа из магматических, метаморфических и пород их кор выветривания составляет не более 1% от мировой.

Таблица 9.4

**Коллекторские свойства коры выветривания  
различных типов пород кристаллического фундамента  
Татарского свода (по Т.А. Лапинской, Е.Г. Журавлеву)**

Зоны коры выветривания	Биотитовые и высокоглиноземистые плагиогнейсы, плагиограниты			Амфиболовые плагиогнейсы, чарнокиты, гранодиориты			Габбронориты, основные кристаллические сланцы, амфиболиты		
	$k_{np}, \%$	$k_{опр}, \%$	$k_{np}, n \times 10^{-15} M^2$	$k_{np}, \%$	$k_{опр}, \%$	$k_{np}, n \times 10^{-15} M^2$	$k_{np}, \%$	$k_{опр}, \%$	$k_{np}, n \times 10^{-15} M^2$
III	$\frac{12,1}{4}$	$\frac{8,9}{69}$	$\frac{2,6}{7}$	–	$\frac{9,5}{16}$	$\frac{0,3}{2}$	$\frac{11,2}{5}$	$\frac{9,2}{4}$	$\frac{0,01}{2}$
II	$\frac{9,4}{2}$	$\frac{8,8}{9}$	$\frac{1,1}{4}$	$\frac{8,5}{2}$	$\frac{7,6}{2}$	$\frac{0,23}{3}$	$\frac{5,6}{2}$	$\frac{4,8}{2}$	$\frac{0,02}{2}$
I	$\frac{6,1}{7}$	$\frac{5}{28}$	$\frac{0,02}{6}$	$\frac{5,6}{2}$	$\frac{5,1}{10}$	$\frac{0,05}{3}$	–	$\frac{7,6}{7}$	$\frac{0,23}{2}$

*Примечание:* в числителе – среднее значение параметра; в знаменателе – число образцов.

### 9.9. Коллекторы нефти и газа на больших глубинах

К настоящему времени на малых и умеренных глубинах большинство залежей нефти и газа уже разведаны даже в труднодоступных районах. Поэтому интенсивно проводится освоение недр на глубинах свыше 4–4,5 км. Скважины глубиной более 4 км называют глубокими, а более 6 км – сверхглубокими. Стоимость проводки глубоких, а тем более сверхглубоких скважин весьма высока – от 2–3 до 9–12 млн. долл. Для повышения эффективности работ необходима вы-

сокая степень геологического обоснования перспектив территории и места заложения скважины. Важнейшей предпосылкой для выбора места поисков залежей нефти и газа служит знание коллекторских и экранирующих свойств пород.

В разных странах с научными и практическими целями уже пробурено порядка тридцати тысяч глубоких и более десятка сверхглубоких скважин (рис. 9.11). Многие из них

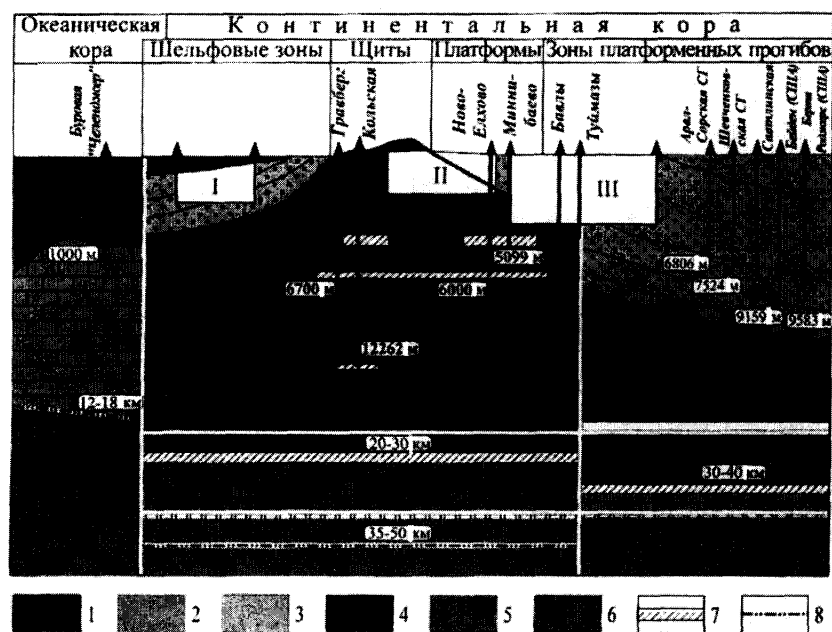


Рис. 9.11. Схематический разрез земной коры и сверхглубокое бурение. Принципиальные исходные условия заложения скважин (по И.Х. Кавееву и др., 2003):

I – шельф; II – щиты и антеклизы платформ; III – антеклизы, интер- и перикратонные прогибы платформ. 1 – гидросфера; 2 – океанические базальты; 3 – осадочные и осадочно-вулканогенные породы рифея, венда, фанерозоя; 4 – докембрийские кристаллические породы «гранитного» слоя (возраст 1000–3000 млн. лет); 5 – породы континентального «базальтового» слоя; 6 – породы мантии; 7 – высокоскоростные слои внутри «гранитного слоя» и граница Конрада; 8 – граница Мохоровичича

дают промышленные притоки нефти, газа, газоконденсата с глубин до 6–7 км. Максимальная глубина, с которой получены промышленные притоки газа, составляет около 8000 м (США, Техас, скв. Рос Ледбеттер-1). Дебиты скважин с больших глубин достигают значительных величин. Например, в районе оз. Маракайбо (Венесуэла) с глубины 5644 м получена нефть в количестве 700 т в сутки. В Азербайджане на площади Булла-море с глубины 6208 м получен фонтан около 1 млн. м<sup>3</sup> газа и 400 м<sup>3</sup> конденсата в сутки.

Одна из первых сверхглубоких скважин – Аралсорская СГ-1, глубиной 6806 м была пробурена в 1968 г. по рекомендации ученых РУНГ им. И.М. Губкина в Прикаспийской впадине. В последующем были пробурены еще многие сверхглубокие скважины, среди которых своей глубиной выделяются скважины им. Бейдена-1 – 9159 м и Берта Роджерс-1 – 9586 м, обе в штате Техас, США. В России до сих пор в бурении находится скважина Кольская СГ-3, забой которой перешел глубину 12 км. Главным результатом общенаучного значения бурения СГ-3 является установление в условиях докембрийских кристаллических пород щита свободной воды на глубинах до 12 км.

В мощных осадочных толщах, не испытывавших крупных размывов, снижение коллекторских свойств пород с глубиной происходит постепенно (см. рис. 9.4). Вместе с тем во многих районах выделяется зона оптимальных коллекторов, связанная с растворением на глубине карбонатов и перехода монтмориллонита в гидрослюда и каолинит (Минский, 1975). Ее положение определяется историей геологического развития, термобарическими и геохимическими условиями. В молодых быстропогружающихся бассейнах она располагается глубже, чем в среднем на платформах (1,5–3,5 км), где нет мощных соляных толщ. В связи с высокой теплопроводностью солей, пластовые температуры под ними ниже, чем на тех же глубинах, где они отсутствуют. Соответственно опускается и зона растворения кальцита. Примером



хороших коллекторов на больших глубинах в молодых бассейнах могут служить песчаники с открытой пористостью 19,4% и проницаемостью  $147 \times 10^{-15} \text{ м}^2$  с глубины 4688–4690 м на площади Зыря-море (Азербайджан) и песчаники с открытой пористостью 12–15% с глубины более 6000 м на площади Булла-море. Другим примером из подсолевых отложений могут служить известняки с пористостью до 23% и проницаемостью  $140 \times 10^{-15} \text{ м}^2$  с глубины 4500–5400 м на площади Карачаганак (см. рис. 9.9). Подобные примеры свидетельствуют о наличии на больших глубинах коллекторов большой емкости, способных вмещать крупные залежи углеводородов.

Изучение керна из глубоких скважин и экспериментальные исследования образцов горных пород в напряженных термобарических условиях позволили установить два возможных варианта существования хороших коллекторов на больших глубинах:

- 1) сохранение или незначительные изменения их начальных свойств;
- 2) возникновение в породах вторичного порового пространства и путей миграции.

Первый случай реализуется при погружении ловушки, уже заполненной углеводородами, или в коллекторах большой мощности, запечатанных в кровле и подошве новообразованным цементом.

Второй – возможен при наличии мощной соляной крышки или быстром погружении молодых отложений, что мы отмечали выше. Он реализуется также при механическом влиянии флюидов на коллекторские свойства пород, если пластовое давление существенно превышает гидростатическое. Такие пластовые давления называют аномально высокими (АВПД). Они могут превышать гидростатическое более чем в 1,5–2 раза и осуществлять автогидроразрыв пластов, резко улучшая их коллекторские свойства.

АВПД характерны для коллекторских пород, залегающих на больших глубинах свыше 3,5–4 км, под мощными экранирующими толщами, имеющими региональное распространение. В зонах АВПД пористость и проницаемость пород выше, чем в отложениях, залегающих на той же или даже меньшей глубине, вне зоны развития АВПД. В Прикаспийской впадине полная пористость палеозойских песчаников в зоне АВПД с глубины 5300–5504 м из Биикжальской скважины СГ-2 составляет 9,6–13,5%, в то время как аналогичные по составу мезозойские породы в Аралсорской скважине СГ-1, из зоны отсутствия АВПД, с глубины 4150–4200 м, имеют пористость 8,7–11,5%.

Результаты исследования сверхглубоких скважин показали, что на больших глубинах любые горные породы (и не только осадочные) могут быть как коллекторами, так и покрывками. Уплотнение любых горных пород приводит к тому, что они на большой глубине превращаются в мощные экранирующие толщи, ниже которых формируются АВПД. Так, по данным С.Н. и К.С. Ивановых (2002), Кольская сверхглубокая в кристаллических породах щита прошла сухие экранирующие толщи в интервалах 0,8–4,5 и 7–9,5 км, под которыми встречены разуплотненные породы (пористость до 3% и более), заполненные высоконапорным флюидом. Они дали постоянные притоки воды (замер на глубине 6,3 км) и бурные кратковременные прорывы (10 км и ниже).

Немецкая сверхглубокая скважина КТБ (9,1 км) пробурена в кварцсодержащих парагнейсах и амфиболитах основания Богемского массива варисцид Западной Европы. До глубины 5,5 км она вскрыла крутопадающие толщи с понижающейся пористостью с 3–2,5 до 1%. Ниже, особенно с глубины 6,4 км, отмечено практическое отсутствие пористости. С глубины 8,5 км скважина вошла в зону с ясными признаками пластических дислокаций (Dressen et al., 1997)

и относительно очень высокой флюидопроницаемостью (на глубине 9,03–9,10 км –  $10^{-17}$  м<sup>2</sup> против  $10^{-20}$  м<sup>2</sup> на глубине 7,9–8,5 км).

Шведские скважины Гравберг (6,8 км) и Стенберг (6,5 км), заданные в импактной девонской структуре в поле докембрийских гранитов с целью поиска углеводородов мантийного происхождения (Gold, 1981, 1987), были остановлены из-за обрушения стенок ствола скважин в призабойной зоне. Обе скважины из призабойной зоны дали слабые притоки нефти. В этом случае покрывкой открытой залежи нефти служат уплотненные кристаллические породы Скандинавского щита, а коллекторами те же, но разуплотненные породы.

Не менее обнадеживающие результаты получены при бурении сверхглубоких скважин в осадочном чехле. Наиболее интересными являются данные (Попов, Белоконь, 2002), полученные при изучении Тимано-Печорской (6904 м), Колвинской (7057 м, Тимано-Печорская НГП) и Тюменской (7502 м, север Западно-Сибирской НГП). В Колвинской и Тюменской скважинах установлено развитие АВПД с глубин 3,8 и 3,7 км до забоя. В Тюменской скважине на глубинах свыше 5 км установлены высокие значения газопроницаемости глинистых пластов по трещинам вдоль напластования (до  $1-7 \times 10^{-15}$  м<sup>2</sup> по керну). В Колвинской скважине установлены коллекторы трещинно-кавернового типа ниже 6 км в карбонатах силура. Вскрытые Тимано-Печорской скважиной глубокопогруженные отложения отличаются давлениями, близкими к гидростатическим, отсутствием коллекторов и нефтегазопроявлений.

Материалы изучения реальных пород, экспериментальные исследования и теоретические представления позволяют считать, что на глубинах свыше 4 км могут быть встречены почти все типы пород-коллекторов в породах почти любого состава на глубинах до 12–15 км.

## Глава 10

### ПОРОДЫ-ФЛЮИДОУПОРЫ (ПОКРЫШКИ)

Породы-флюидоупоры служат необходимой составляющей природных резервуаров нефти и газа. Они предотвращают рассеивание жидких и газообразных флюидов, содержащихся в пласте-коллекторе. Флюидоупоры могут быть плотностными и динамическими.

**Плотностные флюидоупоры** возникают в результате сильного уплотнения горных пород. Оно может происходить как на начальных стадиях катагенеза у каменных солей, ангидритов и некоторых известняков, так и на больших глубинах у пород самого разного состава. Экранирующая способность плотностных флюидоупоров определяется малым размером пор, через которые невозможна или крайне затруднена фильтрация жидкостей и газов.

**Динамические флюидоупоры** создают интенсивно уплотняющиеся породы. Их пористость с погружением снижается быстрее, чем у окружающих пород, вследствие чего происходит отжатие флюидов (главным образом свободной воды) в соседние, менее уплотненные породы. Например, глины в процессе погружения на глубину 1,5–2 км уплотняются значительно быстрее, чем песчаные или алевроитовые породы. Из глин, залегающих над этими породами, фильтрация осуществляется сверху вниз. За счет такого эффекта пористые и даже обладающие невысокой проницаемостью пласты глинистых пород становятся экранами на пути миграции флюидов, находящихся в нижележащих песчаных или алевроитовых коллекторах. Динамические покрышки по мере погружения и дальнейшего уплотнения переходят в плотностные.

Породы-флюидоупоры имеют очень низкую проницаемость – обычно ниже  $1 \times 10^{-17} \text{ м}^2$ , и через них практически не осуществляется фильтрация флюидов. Если и существует

естественный отток углеводородов из залежи через покрывку, то он не более чем приток. В противном случае залежь не сохранится. Переток углеводородов через покрывку происходит благодаря фильтрации через поровое пространство, по тектоническим нарушениям и диффузии.

Пористость пород-флюидоупоров, как правило, менее 10%. Однако встречаются пласты глинистых и кремнистых (опаловых) пород, в которых она достигает 40–50%, но действие молекулярных сил в них простирается до центра пор и поровых каналов, и миграции флюидов по ним не происходит. Для пород-флюидоупоров по сравнению с породами-коллекторами характерна более высокая водонасыщенность до 70% и выше. Известны случаи, когда глинистые породы-флюидоупоры насыщены нефтью. Например, в образце аргиллита с глубины 4763,5–4764,4 м из Аралсорской сверхглубокой скважины СГ-1 нефтенасыщенность составила свыше 80%, однако нефть здесь неподвижна.

Качество пород-флюидоупоров определяется литологическими признаками и геологическими факторами. Литологические признаки и степень уплотнения определяют их физические и химические свойства, а геологические – отражаются на экранирующей способности тел флюидоупоров.

**Минеральный состав пород флюидоупоров** может быть различным. В глинистых пластах значительную роль играют глинистые минералы из групп монтмориллонита, каолинита, гидрослюда и хлорита. С глубиной количество минералов из группы монтмориллонита сильно понижается. Например, в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины, Мангышлака и других районов монтмориллонит исчезает уже к глубине 1800–2000 м. Несколько медленнее преобразуется каолинит. Минералы групп хлорита и гидрослюда прослеживаются по всему разрезу самых глубоких скважин.

Качество глинистых покрывок зависит от их минерального состава. Более всего способствуют надежности экранирующих свойств минералы группы монтмориллони-

та. Это определяется разной способностью глинистых минералов к набуханию и адсорбции. Самой высокой способностью к набуханию и адсорбции (50–150 мг-экв/100 г) обладает монтмориллонит. Слабее эти свойства проявляются у минералов группы гидрослюд (адсорбционная способность 20–40 мг-экв/100 г) и далее у минералов группы каолинита. Экспериментальные исследования показали, что при добавлении в чистый, среднезернистый кварцевый песок 20% каолинита проницаемость смеси понизилась в 500 раз, а при добавлении такого же количества монтмориллонита более чем в 3000 раз.

Широкое распространение имеют мономинеральные флюидоупоры, сложенные галитом, ангидритом, кальцитом, иногда доломитом. Они обладают более высокими экранирующими свойствами, так как минеральная неоднородность при изменении термобарических условий способствует возникновению разного рода деформаций, в том числе образованию трещин, а также изменению растворимости отдельных компонентов.

**Уплотненность породы флюидоупора** под действием литостатического (горного) давления и стресса (до определенного предела) улучшает экранирующие свойства пород. Например, глины при коэффициенте уплотнения 0,8 уже обладают достаточно высокими экранирующими свойствами. При более низком уплотнении глинистые породы неспособны удерживать флюиды в залежи.

В платформенных условиях коэффициент уплотнения глинистых пород 0,8–0,9 достигается на глубинах 1,5–3,5 км. При его больших значениях глины переходят в аргиллиты, экранирующие их свойства повышаются, но одновременно они становятся малопластичными, способными к образованию трещиноватости, что снижает их потенциальные возможности как флюидоупоров.

Пелитоморфные известняки, сульфаты, каменная соль сильно уплотняются уже на небольшой глубине (500 м) и

становятся хорошими флюидоупорами. Уплотнение пород определяется давлением вышележащих пород, температурой недр, составом и движением пластовых вод, стрессом и геологическим возрастом. В связи с этим уплотненность пород экранов, близких по литологическому составу, даже на одинаковых глубинах может быть разной (рис. 10.1).

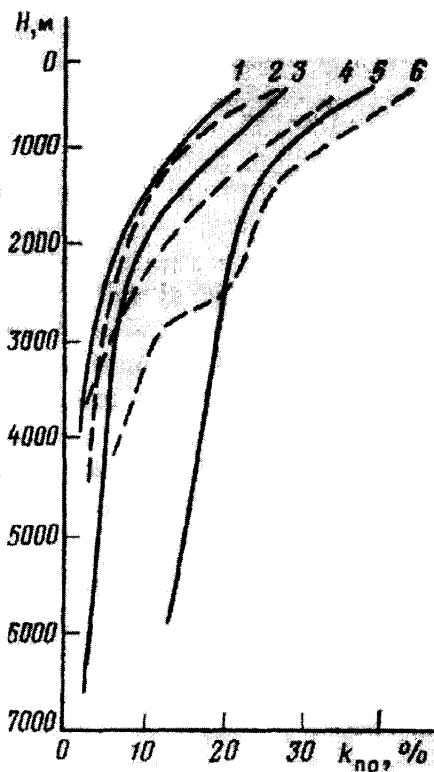


Рис. 10.1. Зависимость коэффициента открытой пористости ( $K_{по}$ ) глинистых пород от глубины (по Б.К. Прошлякову, В.Г. Кузнецову)

Нефтегазоносные провинции (области): 1 – Тимано-Печорская, PZ; 2 – Туранская (Южно-Мангышлакская), MZ; 3 – Прикаспийская, MZ; 4 – Волго-Уральская (Жигулевско-Пугачевская и Саратовская), PZ; 5 – Закавказская (Апшеронская, Шемахо-Кобыстанская и Нижнекуринская), KZ; 6 – Северо-Кавказская (Западно-Кубанская), KZ

Уплотнение пород сопровождается потерей ими пластичности и повышением способности к растрескиванию. Так, например, по данным И.В. Безбородовой пластичность карбонатных пород варьирует в широких пределах. В результате наиболее пластичные карбонатные породы могут быть экранами, а малопластичные, хрупкие с коэффициентом пластичности менее 2 могут превратиться в трещинные коллекторы. Как известно, густота и плотность трещин зависят от толщины пласта – чем больше толщина, тем меньше плотность трещин, следовательно, мощные пласты экраняющих пород более благоприятны, чем маломощные.

**Смачиваемость** составных частей пород различными флюидами может оказать влияние на экраняющие свойства. Если в порах породы присутствуют два флюида – смачивающий и несмачивающий, то между ними существует перепад давления, известный как капиллярное давление, благодаря которому система поддерживается в равновесии. Величина капиллярного давления в глинах варьирует в широких пределах – от долей до десятков мегапаскалей – в зависимости от минерального состава, размера частиц и пор, состава флюидов и др. Увеличение капиллярного давления сопровождается повышением экраняющих свойств породы.

**Текстура породы** в ряде случаев отражается на экраняющих свойствах. Если частицы, слагающие глинистую породу, ориентированы, то в направлении, перпендикулярном к наслоению, порода оказывается малопроницаемой. Вдоль пласта, параллельно напластованию, проницаемость может быть значительно выше. В породах, где имеются стилолитовые швы (известняки, доломиты, реже песчаники и алевролиты), проницаемость по простиранию пластов значительно выше, чем в направлении, перпендикулярном к поверхности стилолитовых швов, по которому породы практически непроницаемы.

**Структура породы**, прежде всего, отражается на поровом пространстве и его структуре. Изолированные поры,



независимо от их размера, не участвуют в фильтрации. Открытые поры могут по-разному влиять на качество породы-флюидоупора. Если поры имеют размер более 2 мкм, то по ним уже может осуществляться миграция углеводородов. При малом размере пор действие молекулярных сил распространяется до центра пор и поровых каналов. Исследуя экранирующие свойства глинистых пород, А.А. Ханин экспериментально определил влияние размера пор на экранирующую способность (табл. 10.1).

Таблица 10.1

**Оценочная шкала экранирующей способности  
глинистых пород (по А.А. Ханину)**

Группа флюидоупоров	Максимальный диаметр пор, мкм	Проницаемость по жидкости, м <sup>2</sup>	Давление прорыва через насыщенную керосином породу, МПа	Экранирующая способность
A	0,01–0,05	$< 1 \times 10^{-21}$	$> 10$	Весьма высокая
B	0,02–0,1	$1 \times 10^{-21} - 1 \times 10^{-20}$	10–5,5	Высокая
C	0,05–0,2	$1 \times 10^{-20} - 1 \times 10^{-19}$	5,5–2,0	Средняя
D	0,1–0,6	$1 \times 10^{-19} - 1 \times 10^{-18}$	2,0–0,7	Пониженная
E	0,1–1,0	$1 \times 10^{-18} - 1 \times 10^{-17}$	0,7–0,3	Низкая
F	$> 1$	$> 1 \times 10^{-17}$	$< 0,3$	Отсутствует

Важной характеристикой покрышки является **величина давления прорыва** – перепад давления, при котором начинается фильтрация нефти (газа) через покрышку. С этим понятием связано другое – **давление пережима**, при котором прекращается фильтрация через покрышку. Величина давления прорыва изменяется в широких пределах и зависит от свойств глин и нефтей (увеличивается для вязких нефтей).

Прорыв газа и нефти через тонкие поры глинистых пород происходит в том случае, если создается достаточная сила для вытеснения капиллярной воды из этих пор. Таким

образом, экранирующая способность глинистых пород определяется во многом их структурой и величиной капиллярного давления в системе поровых каналов. Прорыв флюидов через экранирующую толщу возможен также за счет механического разрушения межпоровых перегородок и образования таким образом новых путей миграции.

На экранирующих свойствах флюидоупоров сказывается нарушение их мономинеральности. Так, по экспериментальным данным С.В. Федоровой и А.К. Замаренова, при увеличении глинистой части в известняках с 3 до 24%, давление прорыва возросло с 5,98 до 21,11 МПа. Исследование экранирующих способностей сульфатных пород, выполненное В.Д. Ильиным с соавт., показало, что увеличение в сульфатных породах содержания кальцита и доломита от 5–10 до 20–30% сопровождается снижением величины давления прорыва от 2–3 до 0,1 Мпа.

Из геологических факторов на качестве флюидоупоров отражаются, прежде всего, их мощность, распространенность, однородность состава, тектонические нарушения, литологические и стратиграфические «окна» в покрывке.

**Мощность** покрывок играет ведущую роль в сохранении залежей углеводородов. Через тонкий пласт-флюидоупор возможен уход нефти и газа из залежи, так как перепад давлений флюидов в коллекторе и покрывке достигает нескольких мегапаскалей. Уход углеводородов из залежи возможен и за счет диффузии, поскольку величина некоторых молекул значительно меньше размеров пор в покрывках. Например, размер молекул метана составляет всего 0,0002 мкм. В связи с этим устанавливается постоянное присутствие углеводородов в глинистых флюидоупорах над их залежами. Утечка газа из залежи нефти или газа происходит постоянно. На этом явлении основаны и их геохимические поиски.

В большинстве случаев мощность покрывок составляет 10–70 м. Когда мощность флюидоупора составляет сто и более метров, запасы углеводородов заметно возрастают.

**Распространенность** экранирующего пласта или толщи по площади имеет огромное значение для сохранения залежей углеводородов. Выделяют региональные и локальные покрывки. Региональные имеют широкое площадное распространение в нефтегазоносном бассейне и играют главную роль в его нефтегазоносности. Нет региональной покрывки – нет крупного нефтегазоносного бассейна. Во всех крупных бассейнах имеются региональные покрывки. Например, соленосная толща кунгурского яруса в Прикаспийской впадине распространена на площади более 600 тыс. км<sup>2</sup> или глинистая экранирующая толща сеномана на севере Западной Сибири. Отсутствие региональной покрывки в палеозойских отложениях Минусинской котловины при наличии нефтепроявлений в скважинах явилось причиной отрицательных результатов поисков залежей нефти в этом бассейне. Локальные пласты-экраны распространены ограниченно и влияют на отдельные ловушки или группу ловушек.

**Однородность** литологического состава пород также отражается на экранирующих свойствах пласта. Однородные (соленосные, глинистые и др.) пласты служат более надежными экранами, чем пласты таких же пород с прослоями песчаных, алевроитовых, карбонатных пород или же содержащие разнообразные примеси. Выдержанность по простиранию литологического состава покрывки также сказывается на ее экранирующих свойствах.

**Литологические и стратиграфические окна** в покрывках играют отрицательную роль в сохранении залежей углеводородов. Литологические окна – это зоны или участки пласта, выполненные на полную мощность проницаемыми породами. Стратиграфические окна – это участки, где экранирующий пласт по каким-либо причинам отсутствует. Через литологические и стратиграфические окна происходит фильтрация и рассеивание углеводородов.

**Тектонические нарушения** особенно большой амплитуды приводят к нарушению сплошности покрывки и обра-

зованию окон, что отрицательно сказывается на сохранности залежей. В малопластичных карбонатных или аргиллитовых покрышках в зонах разломов развивается трещиноватость, резко снижающая экранирующие свойства пород.

\* \* \*

На долю глинистых покрышек приходится около 70% флюидоупоров. Вопрос о минимальной мощности глинистой покрышки не имеет однозначного решения. Принято, что пятиметровый слой глины достаточен для удержания самостоятельной залежи. Можно считать установленным, что при однородном составе высота залежи находится в прямой зависимости от мощности глинистой покрышки.

Эффективность глинистой покрышки различна в отношении нефти и газа. Покрышка, способная удерживать нефть, может пропускать газ за счет диффузии. Поэтому залежи газа под глинистыми покрышками распространены в молодых мезозойско-кайнозойских отложениях, тогда как в древних толщах под ними содержится лишь незначительная доля общих запасов газа палеозоя (12%). Основные запасы газа в палеозое сосредоточены под соляными покрышками.

Наиболее эффективной экранирующей способностью обладают толщи каменной соли, имеющие, как правило, региональное распространение. Под этими толщами известны гигантские скопления газа (Слохтерен в Голландии, Вуктыльское в Тимано-Печорской провинции и Оренбургское в Предуралье под нижнепермской соленосной толщей, Ковыктинское и другие месторождения в Ангаро-Ленской провинции под кембрийской соленосной толщей и др.) и нефти (Карачаганак под кунгурской соленосной толщей, Хасси-Мессауд под триасовыми солями в Алжирской Сахаре и др.).

К разряду нетрадиционных покрышек следует отнести **криогенные покрышки**. Как известно, мощность мерзлоты

может достигать 600–900 м. В зонах развития многолетне-мерзлых пород флюидоупорами служат песчано-алевритовые породы с льдистым цементом. Под такими практически непроницаемыми покрывками встречаются скопления газа, а в самих покрывках газ присутствует в виде газогидратов. Подобные месторождения известны в Западной Сибири, Лено-Вилуйском бассейне и на Аляске. В районе Норильска разрабатывается Мессояхское газовое месторождение.

Механизм образования криогенных покрывок изучен Н.И. Романовским. Им показано, что при потеплении и разрушении газогидратов за счет поглощения скрытой энергии газогидратообразования понижается температура над залежью. Это приводит к падению температуры и формированию ледогрунтовой покрывки. В условиях снижения давления при подъеме территории и сопровождающегося разрушения газогидратов постепенно увеличивается количество газа под ледовой покрывкой. Формирование льдистых пород над залежью приводит к деформациям вышележащих пород.

**Гидродинамическое экранирование** до настоящего времени изучено еще недостаточно, хотя оно и открывает новые перспективы поисков нефтяных и в меньшей степени газовых залежей. Действие гидродинамической составляющей может проявиться в ловушках любого типа. Возникновение гидродинамической ловушки обусловлено состоянием водонапорной системы. Поэтому поиски гидродинамически экранированных залежей нефти требуют детального изучения водонапорной системы бассейна.

---

---

## Л и т е р а т у р а

---

---

*Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карнюшина Е.Е.* Литология нефтегазоносных толщ: Учеб. пособие для вузов. – М.: Недра, 1991. – 286 с.

*Вернадский В.И.* Биосфера. – М.: Мысль, 1967. – 376 с.

*Малиновский Ю.М.* Синфазная стратиграфия фанерозоя. – М.: Недра, 1982. – 176 с.

*Малиновский Ю.М.* Недра – летопись биосферы. – М.: Недра, 1990. – 159 с.

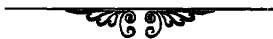
*Малюта А.Н.* Закономерности системного развития. – Киев: Наукова думка, 1990. – 213 с.

*Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта: Учеб. пособие. – М.: Астрей-2000, 1999. – 768 с.

*Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г.* Литология: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1991. – 444 с.

*Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. Ч. I–II. – М.: Гостоптехиздат, 1940. – 476 и 420 с.

*Фролов В.Т.* Литология. Кн. 3: Учеб. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 352 с.



---

---

# О г л а в л е н и е

---

---

<b>Ч А С Т Ь I. БИОСФЕРНЫЕ ОСНОВЫ ЛИТОЛОГИИ</b> ....	5
<b>Введение</b> .....	5
<b>Г л а в а 1. Биосфера как система, продуцирующая осадочные толщи</b> .....	10
1.1. Биосфера .....	10
<b>Г л а в а 2. Геологическое время</b> .....	23
2.1. Тектоническая геохронологическая шкала .....	28
2.1.1. Колебания уровня Мирового океана как процесс для измерения времени .....	28
2.1.2. Трансгрессивно-климатические ритмы как единица измерения времени .....	32
2.1.3. Построение и проверка тектонической геохронологической шкалы .....	35
<b>Г л а в а 3. Периодичность внешних воздействий на биосферу</b>	41
3.1. Зависимость геологических событий от положения Солнечной системы в Галактике .....	42
3.2. Восточное скольжение зон повышенной тектонической активности .....	44
3.3. Трансгрессии – результат интерференции волн .....	50
<b>Г л а в а 4. Периодическая система геологических событий фанерозоя</b> .....	55
4.1. Периодичность накопления полезных ископаемых .....	57
4.2. Геологические события галактического года .....	61
4.3. Ансамбли рудоносных эпох .....	71
4.4. Гигантский ритм мегабиосферы .....	76
<b>Г л а в а 5. Биосферные ритмы – механизм гомеостаза биосферы</b> .....	80
5.1. Наблюдаемая модель биосферных ритмов .....	82
5.2. Долгопериодические биосферные ритмы геологического прошлого .....	86
5.3. История карбонатной системы Мирового океана .....	89
5.4. Биосферные ритмы альпийского галактического года и причина великих оледенений и массовых вымираний .....	94
5.5. Транзитные, автономные и аккумулятивные экосистемы ..	104
<b>Г л а в а 6. Биосферная ритмичность осадочных толщ</b> .....	105
6.1. Биосферная ритмичность верхнеюрских-нижнемеловых отложений Енисей-Хатангского прогиба .....	108

6.2. Биосферная ритмичность в девонских отложениях Тянь-Шаня .....	112
6.3. Биосферная ритмичность в отложениях среднего карбона Верхнего Поволжья .....	113
6.4. Биосферная ритмичность венд-нижнекембрийских отложений Сибирской платформы .....	120
6.5. Биосферная ритмичность отложений плейстоцена .....	124
6.6. Причинно-следственные связи фаз биосферных ритмов ...	127
<b>Глава 7. Концепция взаимодействия оболочек Земли ...</b>	<b>130</b>
7.1. Аксиомы геологии биосферы .....	130
7.2. Причинно-следственные связи явлений в биосфере и тектоносфере .....	132
<b>ЧАСТЬ I. ЛИТОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ .....</b>	<b>135</b>
<b>Введение .....</b>	<b>135</b>
<b>Глава 8. Коллекторские свойства горных пород .....</b>	<b>136</b>
8.1. Пористость .....	136
8.2. Плотность .....	142
8.3. Проницаемость .....	145
8.4. Водонасыщенность .....	149
8.5. Нефте- и газонасыщенность .....	150
8.6. Смачиваемость .....	151
<b>Глава 9. Классификация и характеристика пород-коллекторов .....</b>	<b>152</b>
9.1. Группа обломочных пород-коллекторов .....	155
9.2. Литология обломочных пород-коллекторов .....	158
9.3. Группа карбонатных пород-коллекторов .....	172
9.4. Литология карбонатных пород-коллекторов .....	173
9.5. Группа глинистых пород-коллекторов .....	186
9.6. Литология глинистых пород-коллекторов .....	186
9.7. Группа магматических, метаморфических, кремнистых, сульфатных пород и пород коры выветривания .....	190
9.8. Кремнистые, магматические и метаморфические породы как возможные коллекторы нефти и газа .....	191
9.9. Коллекторы нефти и газа на больших глубинах .....	197
<b>Глава 10. Породы-флюидоупоры (покрышки) .....</b>	<b>203</b>
<b>Литература .....</b>	<b>213</b>



**Юрий Михайлович МАЛИНОВСКИЙ**

## **НЕФТЕГАЗОВАЯ ЛИТОЛОГИЯ**

*Учебное пособие*

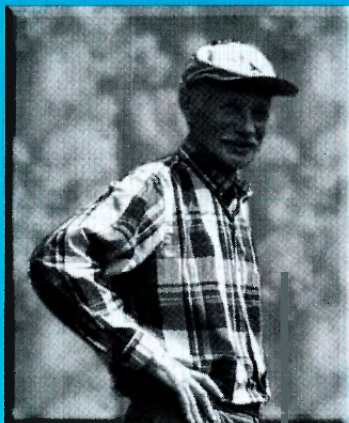
Редактор *Ж.В. Медведева*  
Корректор *О. Бельтран-Легас*  
Технический редактор *Н.А. Лоценова*  
Компьютерная верстка *Н.В. Малаховская*  
Дизайн обложки *М.В. Шатихина*

Подписано в печать 27.04.2009 г.  
Формат 60×90/16. Бумага офсетная.  
Печать офсетная. Гарнитура Таймс.  
Усл. печ. л. 12,6.  
Тираж 1000 экз. Заказ 464

Российский университет дружбы народов  
117923, ГСП-1, Москва, ул. Орджоникидзе, 3

---

Типография ИПК РУДН  
117923, ГСП-1, Москва, ул. Орджоникидзе, 3  
Тел.: 952-04-41



## ***Малиновский Юрий Михайлович***

***Доктор геолого-минералогических наук, профессор  
Кафедры месторождений полезных ископаемых и их  
разведки Российского университета дружбы народов,  
главный научный сотрудник Геологического института  
РАН. Академик Международной академии инфор-  
матизации. Автор более 100 публикаций, включая четыре  
монографии. Область научных интересов – периодичность  
геологических процессов и механизм гомеостаза  
биосферы. Имеет опыт практической работы в качестве  
литолога-нефтяника в Афганистане и на Кубе.***

ISBN 978-5-209-031277



9 785209 031277