УДК 553.9(071.1)
ББК 26.325.3
Г36

Рецензенты:

доктор геол.-мин. наук, академик РАН, профессор *А.Н. Дмитриевский*
(Российский университет нефти и газа им. И.М.Губкина),
доктор геол.-мин. наук, профессор *А.Е. Шлезингер*
(Геологический институт РАН)

Г36 **Геология и геохимия нефти и газа**: Учебник / О.К. Баженова, Ю.К. Бурлин, Б.А. Соколов, В.Е. Хаин; Под ред. Б.А. Соколова. — М.: Изд-во МГУ, 2000. — 384 с.

ISBN 5-211-04212-3

В учебнике геология нефти и газа представляется как одна из фундаментальных проблем естествознания, имеющая большое практическое значение для решения задач развития экономики нашей страны. Подчеркивается необходимость углубленного изучения геохимии и химии углеводородов для развития геологии нефти и газа. Типизация осадочных бассейнов проведена с позиций современной геодинамики, с использованием новейших представлений о строении земной коры и нелинейности процессов тектогенеза и литогенеза.

Для студентов, обучающихся по специальности «Геология и геохимия горючих ископаемых».

УДК 553.9(071.1)
ББК 26.325.3

ISBN 5-211-04212-3

© Центр «Интеграция», 2000

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одной из главнейших профилирующих дисциплин высшего нефтегазогеологического образования является курс «Геология и геохимия нефти и газа», опирающийся, с одной стороны, на успехи в познании геологических закономерностей размещения месторождений нефти и газа в земной коре, а с другой — на достижения в области органической геохимии, рассматривающей весь путь преобразования исходного органического вещества в литосфере и формирования состава нефти и газа. Курс представляет собой научно-прикладную дисциплину, имеющую своей задачей рассмотрение теоретических основ генерации, миграции и аккумуляции углеводородов в виде залежей и месторождений с целью выработки геологических критериев, контролирующих пространственное распространение скоплений нефти и газа на Земле.

Курс «Геология и геохимия нефти и газа» вместе с такими учебными дисциплинами, как «Нефтегазоносные бассейны России и зарубежных стран» и «Методики поисков и разведки месторождений нефти и газа» составляют основу самостоятельного раздела наук о Земле, названного академиком И.М. Губкиным «учением о нефти» (1932). В основу книги «Учение о нефти», изданной в 1932 г., был положен цикл лекций, прочитанных И.М. Губкиным в 1922–1930 гг. студентам Московской горной академии. Первым же учебником на эту тему в России явился труд К.П. Калицкого «Геология нефти» (1921), созданный на основе лекций, прочитанных студентам Петербургского горного института.

Необходимо упомянуть три издания прекрасного учебника И.О. Брода и Н.А. Еременко «Основы геологии нефти и газа» (1950, 1953, 1957), а также учебники Н.А. Еременко «Геология нефти и газа» (1961, 1968), К. Бека, И. Высоцкого «Геология нефти и газа» (1972), В.В. Семеновича, И.В. Высоцкого, Ю.И. Корчагиной и др. «Основы геологии горючих ископаемых» (1987). Только в конце 80-х годов в заглавии учебника для геологов-нефтяников появляется слово «геохимия». В 1993 г. выходит в свет учебник группы авторов (А.А. Бакиров, М.В. Бордовская, В.И. Ермолкин и др.) «Геология и геохимия нефти и газа».

Настоящий учебник отвечает программе курса, читаемого для студентов, обучающихся по специальности «геология и геохимия

нефти и газа» государственных университетов. В нем геология нефти и газа рассматривается как фундаментальная проблема естествознания, решение которой имеет большое практическое значение; показана связь дисциплины с другими направлениями геологической науки, подчеркивается увеличение роли геохимии и химии нефти в развитии геологии нефти и газа. Прослеживается ход преобразований органического вещества и связь его состава с эволюцией биосферы, последовательное изменение его от исходных биопродуцентов до углеводородов нефти, пути и механизмы превращений биологических систем в геологические объекты, их преобразование в диагенезе и катагенезе.

С позиций современной геодинамики, с использованием новейших представлений о строении и развитии земной коры дается типизация осадочных бассейнов, рассматриваются особенности их строения.

При его написании авторами использованы как опубликованные отечественные и зарубежные материалы, так и оригинальные разработки авторов.

За критические замечания и пожелания авторы будут признательны. Просьба направлять их по адресу: 119899 ГСП Москва, Воробьевы горы, МГУ. Геологический факультет.

ВВЕДЕНИЕ

Существование человечества в XXI в. будет обеспечиваться энергией в основном за счет горючих ископаемых и, прежде всего, нефти и газа при гораздо меньшей роли других источников. Это определяет необходимость развития новых путей поисков, разведки и разработки месторождений углеводородов. Новые представления о формировании этих полезных ископаемых, с учетом перманентной генерации углеводородов, в том числе на больших глубинах, являются основой построения учебника.

Нефтегазоносность Земли рассматривается как феноменальное следствие развития ее геосфер, а нефтегазообразование — частный случай дефлюидизации осадочных пород. Нефтеобразование представлено как фундаментальная проблема естествознания, тесно связанная с происхождением и эволюцией жизни на Земле и с развитием оболочек Земли. Нефть рассматривается в разных аспектах: как горючее полезное ископаемое, как природный углеводородный раствор — единственный неводный раствор на Земле, как жидкий гидрофобный продукт фоссилизации органического вещества, несущий информацию о биосферах прошлых геологических эпох.

Нефтеобразование представляется как сложный автоколебательный процесс, сопровождающий осадочное породообразование. Этот процесс саморазвивающийся, он обеспечен как энергией, заложенной в самом органическом веществе, так и внутренним теплом Земли.

На основе достижений в биогеохимии и геохимии за последние 20 лет с учетом новых представлений об эволюции биосферы рассматривается трансформация исходного вещества биоценозов в ископаемое органическое вещество (ОВ) осадочных пород, в микронефть и нефть. С использованием принципа актуализма оценивается обстановка, наиболее благоприятная для накопления высокопотенциального ОВ. Показано, что естественными телами, где протекают (или протекали) процессы нефтегазогенерации, являются нефтегазоматеринские свиты. Они рассматриваются с позиций учения о формациях с учетом иерархии уровней организации вещества геологических объектов

последовательно от индивидуальных углеводородов ОВ до углеводородной (УВ) сферы.

В книге прослеживается эволюция органического вещества и связь состава с эволюцией биосферы, его последовательное изменение от исходных биопродуцентов до углеводородов нефти, пути и механизмы превращений биологических систем в геологические объекты, их преобразование в диагенезе и катагенезе.

На основе современных геотектонических концепций показано, что само возникновение и развитие бассейнов отражает циклы развития Земли, смену режимов этого развития. Основные черты строения осадочных бассейнов и их нефтегазоносность определяются особенностями строения коры и литосферы и влиянием глубинных процессов.

На примере бассейнов разного генетического типа и возраста устанавливается связь состава нефтей и газов с катагенетической зональностью осадочного бассейна.

Все процессы нефте- и газообразования рассматриваются как характерные черты определенных этапов существования осадочных бассейнов, прослеживается путь становления бассейна нефтегазоносным.

С позиций современной геодинамики с использованием новейших представлений о строении земной коры дается типизация осадочных бассейнов, рассматриваются особенности их строения, типизация их по режимам развития. Основной упор делается на взаимосвязь всех процессов, протекающих в осадочных толщах и ОВ, с режимом развития осадочного бассейна.

Рассмотрение основных процессов формирования нефтегазоносности осадочных бассейнов производится с учетом последних представлений о литогенезе и нелинейном преобразовании ОВ и свойств осадочных пород, а также характера тектонического режима и особенностей гидродинамики осадочного бассейна. Обращено внимание на изменение состава и свойств как природных резервуаров, так и углеводородных систем в различных термобарических условиях, в том числе и на больших глубинах.

Принципиально новым является представление о решающей роли флюидодинамических процессов в развитии осадочных бассейнов, выделены критические рубежи изменения свойств пород, усиления и ослабления флюидогенерации и флюидодинамики на определенных этапах тектоноседиментационных циклов. Подчеркнута роль флюидных потоков как тепломассоносителей, их роль в нефтегенерации, перемещении углеводородов, в создании фильтрационно-емкостных свойств природных резервуаров, в формировании и разрушении их залежей.

Рассматриваются условия формирования скоплений нефти и газа в разных типах нефтегазоносных бассейнов, закономерности формирования и размещения месторождений, их тектоническая и литолого-стратиграфическая приуроченность к нефтегазоносным комплексам. Приводятся краткие сведения о запасах нефти и газа, топливно-энергетических ресурсах, их распределении в мире, распределении нефти и газа по странам, по стратиграфическому разрезу, подчеркивается неравномерность и избирательность размещения основных запасов энергетического сырья, динамика его добычи на различных территориях и в акваториях. Подчеркиваются те проблемы геологии нефти и газа, решение которых будет способствовать более рациональному и экономически выгодному комплексному использованию этих полезных ископаемых.

ГЛАВА 1

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СИСТЕМ

1.1. НЕФТЬ И ГАЗ — ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть, газ и природные продукты преобразования нефтей (мальты, асфальты, асфальтиты и др.), находящиеся в недрах, представляют собой сложную систему растворенных друг в друге органических компонентов, включающих сотни индивидуальных соединений. Нефть, природный газ и их природные производные — важнейшие горючие ископаемые — природные образования, которые могут быть источником тепловой энергии. Горючие полезные ископаемые являются ценнейшим топливом, а чтобы вещество являлось таковым, оно должно обладать достаточно высокой теплотой сгорания, быть распространенным, продукты его горения должны быть летучими, чтобы не затруднять процесса горения, и не должны быть вредными или ядовитыми для людей. В зависимости от агрегатного состояния горючие ископаемые подразделяются на твердые, жидкие и газообразные. Агрегатное состояние определяет способы добычи и использования в качестве источника энергии. Горючие ископаемые также являются ценным сырьем для химической промышленности, это в первую очередь касается нефти. Крылатая фраза Д.И. Менделеева «Нефть — ведь не топливо, можно топить и ассигнациями» в настоящее время стала особенно актуальна.

Главное свойство горючих полезных ископаемых — способность гореть, поэтому их элементный состав в общем сходен: главные элементы — углерод, водород и так называемые гетероэлементы (кислород, азот, сера), соотношение последних определяет вид или тип горючих полезных ископаемых и их свойства.

Органическое вещество горючих ископаемых состоит из огромного числа родов молекул, его можно назвать гетеромолекулярным. В отличие от химически индивидуальных веществ, состоящих из одинаковых молекул и обладающих постоянными свойствами, для гетеромолекулярных веществ характерно непостоянство их свойств. Гетеромолекулярные вещества не имеют определенных точек кипения, отвердевания; эти превращения происходят постепенно. С возрастанием величины молекул их подвижность (летучесть, растворимость) уменьшается.

Для исследования горючих полезных ископаемых приемы и методы классической химии недостаточны, поскольку она изучает химически индивидуальные вещества и не учитывает зависимости свойств от дисперсной структуры (Веселов, 1955). При изменении внешних условий (температуры, давления и др.) в веществе горючих ископаемых происходят химические реакции, при которых молекулы реагируют пропорционально их концентрациям и активностям; это групповые реакции, приводящие не к химически индивидуальным продуктам, а к смеси неопределенно большого числа родов молекул. Для горючих ископаемых в природе ведущую роль играют такие типовые реакции, которые могут быть сведены к двум простейшим типам: ассоциации—диссоциации и окислению—восстановлению. Напряженность и продолжительность протекания реакций ассоциации—диссоциации и окисления—восстановления приводят к разнообразию горючих ископаемых.

Для изучения горючих ископаемых используется широкий спектр аналитических методов. Наравне с традиционными методами фундаментальных наук (химии и физики) применяются петрографические, минералогические и другие методы. В последние годы в практику исследования горючих ископаемых внедрились новые методы: электронная микроскопия, ядерно-магнитный резонанс, хромато-масс-спектрометрия.

Классические работы Г. Потонье положили начало классификации горючих полезных ископаемых, для которых он ввел термин каустобиолиты (каустос — горючий, биос — жизнь, литос — камень), т.е. горючие камни биогенного генезиса. Для углей и горючих сланцев, а также твердых природных продуктов преобразования нефти (нафтидов) это и справедливо, но такое определение вряд ли соответствует основным горючим полезным ископаемым — нефти и горючему газу.

По типам исходных биопродуцентов и с учетом химической структуры тканей все концентрированные формы ОВ были подразделены на: 1) сапропелиты, образующиеся за счет фитозоопланктона (жиры, белки, хитин); 2) гумиты, формирующиеся за счет остатков высшей наземной растительности (углеводы и лигнин); 3) липтобиолиты с исходным материалом, образованным наиболее стойкими к разложению тканями высших растений (воски, смолы, кутикулы).

Термин «каустобиолиты» был распространен на нефть и ее природные производные, которые отнесены к классу липтосапропелитов. Впоследствии все каустобиолиты разделили на каустобиолиты угольного ряда (угли, торф, антрацит, сапропелевые угли и др.) и каустобиолиты нефтяного ряда, к которым были отнесены УВ-газы, нефти, мальты, асфальты, озокериты и прочие природные битумы.

Генетическая классификация каустобиолитов

Одна из первых классификаций каустобиолитов была предложена Э.Р. Лиллеем (1938), в которой выделялась «угольная» и «битумная» ветви, но эта классификация была основана не на генетических признаках, а на различных, иногда чисто формальных признаках — агрегатном состоянии, растворимости и др. Эта классификация сложна и не нашла широкого использования.

Более приемлемой оказалась классификация каустобиолитов, разработанная В.А. Клубовым (1948), который исходил из положения, что все каустобиолиты имеют сходный элементный состав и что количественные изменения соотношений этих элементов, происходящие в процессе образования и преобразования каустобиолитов, отразятся на соотношениях C : H и C : (O + N + S). Построенная в прямоугольной системе координат диаграмма представляла генетическую классификацию каустобиолитов, в основу которой были положены три генетических класса каустобиолитов, выделенных Г. Потонье (гумиты, сапропелиты и липтобиолиты). В.А. Клубов выделил четвертый самостоятельный класс *нефтяных битумов,* к которому отнес газы, нефти и все природные продукты ее преобразования. Сходство элементного состава антрацитов и антраксолитов, обусловленное общностью характера процессов карбонизации гумитов и нефтяных битумов асфальтового ряда, привело В.А. Клубова к необходимости выделения еще одного, пятого, класса каустобиолитов — карболитов.

Другой генетической классификацией горючих полезных ископаемых, построенной по их элементному составу, является схема А.Ф. Добрянского. Она представляет собой треугольную диаграмму, по сторонам треугольника отложено в процентах содержание углерода, водорода и суммы гетероэлементов (кислорода, азота и серы). Все точки, соответствующие элементным составам каустобиолитов разных классов, сгруппированы в две расходящиеся вверху вытянутые линии, отражающие две ветви преобразования единого исходного вещества. Схема превращения сапропелитов от керогена горючих сланцев через оксиасфальты и мальты в нефти, предлагаемая А.Ф. Добрянским (правая ветвь диаграммы), не отвечает действительным соотношениям, существующим в природе. И.О. Брод обращает внимание на то, что генетическую классификацию каустобиолитов вряд ли целесообразно строить на основе элементного анализа, поскольку количественное соотношение атомов углерода и водорода может быть сходным у веществ, имеющих различное строение и генезис. При этом он же отмечает «удачность» генетической классификации В.А. Клубова, построенной также по элементному составу, но «прибегая к иной системе изображения элементного состава, можно получить совершенно иной генетический смысл. По Добрянскому, чем глубже превращение, тем глубже расхождение сапропелитов и гумитов, по Клубову, чем глубже превращение, тем ближе сходятся эти ветви» (Брод, 1957).

Генетическая классификация каустобиолитов, в основу которой положены представления о геологических условиях их образования, была создана В.А. Успенским и О.А. Радченко. Схема представляет собой блок-диаграмму (рис. 1.1), которая состоит из двух ветвей: левой, соответствующей каустобиолитам угольного ряда, и правой, отвечающей горючим ископаемым нефтяного (битумного) ряда. Отдельные типы горючих полезных ископаемых изображены на схеме в виде блоков, на торцевой стороне которых даны геохимическая и фациальные обстановки их образования. У основания левой угольной ветви изображены две основные категории биопродуцентов — высшие растения и низшие организмы. В зависимости от исходного органического вещества и палеообстановки накопления образуются и горючие ископаемые различных типов. Угольная ветвь изображена в виде трех соприкасающихся блоков: гумусовые, гумусо-сапропелитовые и сапропелитовые угли. Нарастание интенсивности катагенетического преобразования показано в виде вертикального подъема ветви.

Правая ветвь схемы отвечает горючим ископаемым нефтяного ряда (от газов до антраксолитов и шунгитов). Генетическая связь их с сапропелитами, отложениями озер и морских водоемов, показана стрелками. Стрелками показана и генетическая связь озокеритов с легкими метановыми нефтями. В средней части правой ветви располагаются продукты гипергенетического изменения нефтей, а в верхней части — продукты катагенеза и метаморфизма нафтидов. Крайне левая и крайне правая части соответствуют наиболее выветрелым разностям как углей, так и нафтидов. И хотя не все ныне известные типы каустобиолитов на этой генетической диаграмме нашли свое место согласно условиям генезиса (просто невозможно на одной схеме представить разнообразие процессов, дающих сходные продукты), эта генетическая классификация наиболее полно отражает суть геологических обстановок углеобразования и битумогенеза.

Горючие полезные ископаемые относятся к органическим породам, подразделяемым на каустобиолиты и акаустобиолиты (мшанковые известняки, птероподовые известняки и др.). До сих пор нет единой общей классификации каустобиолитов, и, видимо, ее создавать по единому принципу невозможно, поскольку при различии исходного ОВ нефти и угля существует ряд переходных форм.

Современные классификации нефтей, газов и твердых нафтидов приводятся в соответствующих разделах.

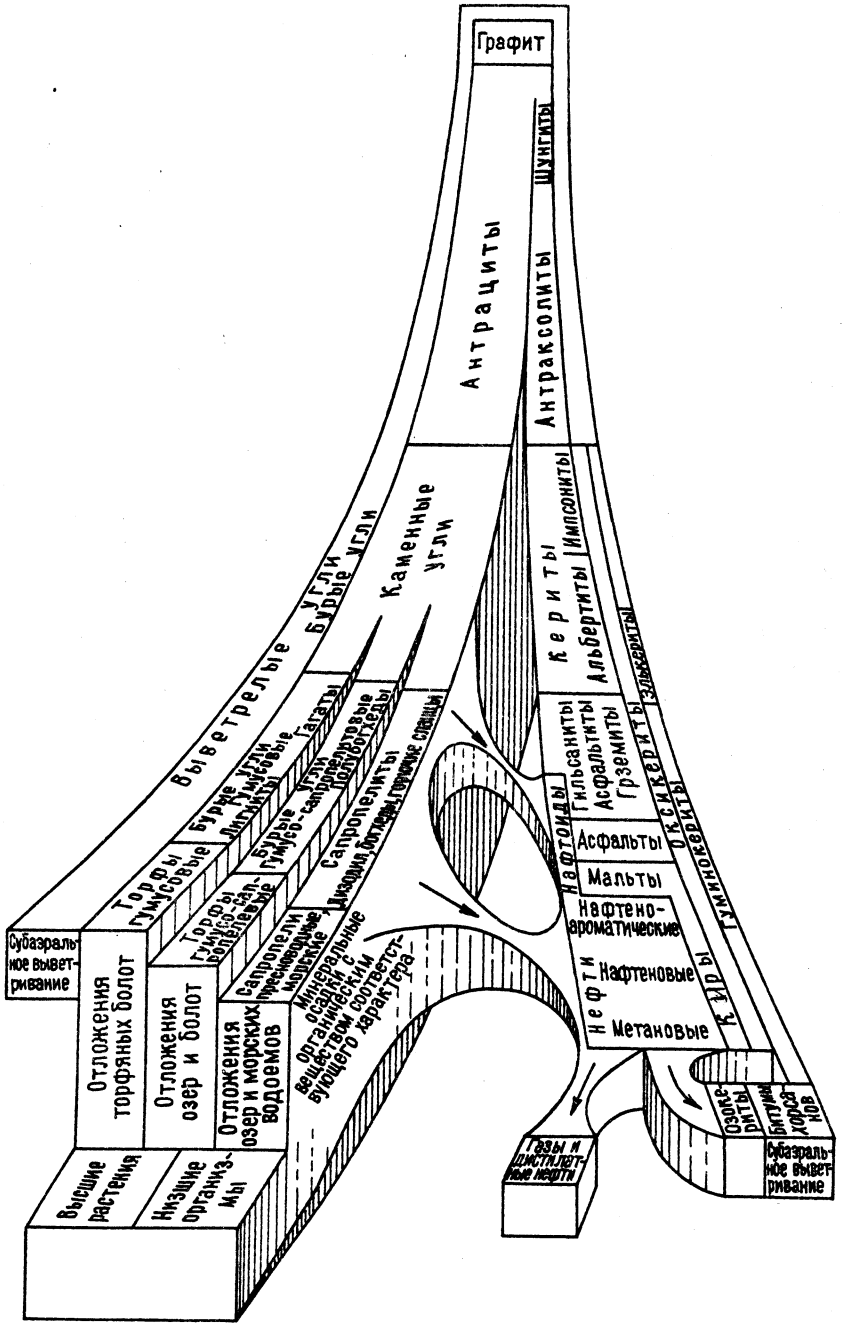


Рис. 1.1. Генетическая классификация каустобиолитов (по Успенскому, Радченко, 1961)

Нефть — это жидкие гидрофобные продукты процесса фоссилизации органического вещества пород, захороненного в субаквальных отложениях. Это образное определение нефти Н.Б. Вассоевича включает и представление о генезисе нефти. В химическом отношении нефть представляет систему сложного природного углеводородного раствора, в котором растворителем являются легкие углеводороды (УВ), а растворенными веществами прочие компоненты — тяжелые УВ, смолы, асфальтены. Характерные свойства этой системы — преимущественно углеводородный состав и фазовая обособленность от природных вод — гидрофобность, способность перемещаться в недрах, при этом не смешиваясь с водами, насыщающими горные породы.

В составе нефти обнаружены сотни углеводородов различного строения, многочисленные гетероорганические соединения. Впервые понятие о нефти как о природном УВ-растворе было введено А.Н. Гусевой. Ранее нефть считали сложной смесью природных органических соединений. Существует ли разница между двумя этими понятиями? В растворе не только присутствуют частицы растворенного вещества и растворителя, но и может происходить физическое и химическое взаимодействие частиц растворенного вещества и растворителя. Кроме того, растворы характеризуются *эмерженттными*, или вновь появляющимися свойствами, которые не были присущи исходным компонентам. К эмерженттным свойствам нефти как природного раствора относятся *солюбилизация*, или сорастворимость.

Основные химические элементы, из которых состоит нефть — углерод и водород. Содержание углерода в нефти 83–87%, а водорода 11,5–14,5%. Главные компоненты нефти — углеводороды (УВ), кроме того в нефти присутствуют гетероэлементы — кислород, азот, сера, фосфор и другие. Концентрации основных из них: сера до 7–8% (обычно меньше), азот до 2%, кислород до 4%, фосфор до 0,1%, а также многочисленные микроэлементы, среди которых по концентрации выделяются ванадий и никель, а также железо, цинк, вольфрам, ртуть, уран и др.

Гетероэлементы входят в состав неуглеводородных соединений — смол и асфальтенов. Содержание смолисто-асфальтеновых компонентов так же, как и гетероэлементов, в целом в нефтях невелико, но их содержание во многом определяет свойства нефтей. Смолы, вязкие полужидкие образования, содержащие кислород, азот и серу, растворимые в органических растворителях, молекулярная масса изменяется в пределах 600–2000. Асфальтены — твердые вещества, нерастворимые в низкомолекулярных алканах,

содержащие высококонденсированные УВ структуры с гетероэлементами молекулярной массой от 1500 до 10 000.

По содержанию асфальтеново-смолистых веществ выделяются нефти: малосмолистые 10%, смолистые 10–20% и высокосмолистые более 20%. По содержанию серы: малосернистые до 0,5%, сернистые 0,5–2%, высокосернистые более 2%.

Важным показателем качества нефти является *фракционный состав*. В процессе перегонки при постепенно повышающейся температуре из нефти отгоняют части — фракции, отличающиеся друг от друга пределами выкипания. При атмосферной перегонке получают следующие фракции: выкипающие до 350°С — светлые дистилляты: н.к. (начало кипения) 140°С — бензиновая фракция; 140–180°С — лигроиновая (тяжелая нафта); 140–220°С — керосиновая фракция; 180–350 (220–350)°С — дизельная фракция (легкий газойль, соляровый дистиллят).

Последнее время фракции, выкипающие до 200°С, называют легкими, или бензиновыми, от 200 до 300°С — средними, или керосиновыми, выше 300°С — тяжелыми, или масляными. Все фракции, выкипающие до 300°С, называют светлыми, остаток после отбора светлых дистиллятов (выше 350°С) — мазутом. Мазут разгоняют под вакуумом, при этом получают следующие фракции в зависимости от переработки: для получения топлива —350–500°С — вакуумный газойль (вакуумный дистиллят) и более 500°С — вакуумный остаток (гудрон). Для получения масел — 300–400°С — легкая фракция, 400–450°С — средняя фракция, 450–490°С — тяжелая фракция, более 490°С — гудрон.

Физические свойства

В физическом отношении нефть — сложный коллоидный природный УВ раствор. По внешнему виду нефть маслянистая жидкость коричневого, темно-коричневого или черного цвета, иногда с зеленоватым отливом, с характерным резким запахом керосина. При 20°С это подвижная жидкость.

Поскольку нефть представляет собой сложный природный УВ раствор органических соединений, то и все физические свойства — цвет, плотность, вязкость, растворимость, температура кипения и застывания, оптические и электрические свойства изменяются в зависимости от состава и структуры входящих в нефть индивидуальных компонентов.

Плотность нефти изменяется в пределах 0,730–1,04 г/см^3, наиболее распространенные величины — 0,82–0,90 г/см^3. По плотности выделяются несколько классов нефтей: очень легкие (до 0,80 г/см^3), легкие (0,80–0,84 г/см^3), средние (0,84–0,88 г/см^3), тяжелые (0,88–0,92 г/см^3) и очень тяжелые (более 0,92 г/см^3). Низкая плотность нефтей обусловлена преобладанием метановых УВ, низким содержанием смолисто-асфальтеновых компонентов, во фракционном отношении — высоким содержанием бензиновых и керосиновых фракций. Тяжелые нефти своим высоким удельным весом обязаны повышенной концентрации смолисто-асфальтеновых компонентов, преобладанию в структуре УВ циклических структур и низкому содержанию легко кипящих фракций. В недрах в условиях повышенных температур и давлений в нефти обычно растворено какое-то количество газа, поэтому плотность нефти в пласте значительно ниже, чем на поверхности. В США плотность нефти измеряется в других единицах — API (American Petroleum Institute, градус): высокие значения API соответствуют низким значениям плотности (рис. 1.2, табл. 1.1).

Вязкость — одна из самых главных физических характеристик нефти. Вязкость — это свойство оказывать сопротивление перемещению частиц под влиянием приложенной силы. В применении к жидкостям различают вязкость *динамическую* и *кинематическую*. Динамическая вязкость — сила сопротивления перемещению слоя жидкости площадью в 1 см^2 на 1 см со скоростью 1 см/с, измеряется в пуазах (г/см·с); в Международной системе единиц СИ — единица измерения Паскаль в секунду — это сопротивление, оказываемое жидкостью при перемещении относительно друг друга двух ее слоев площадью каждый 1 м^2 на расстояние 1 м со скоростью 1 м/с под действием приложенной силы 1 Н. Динамическая

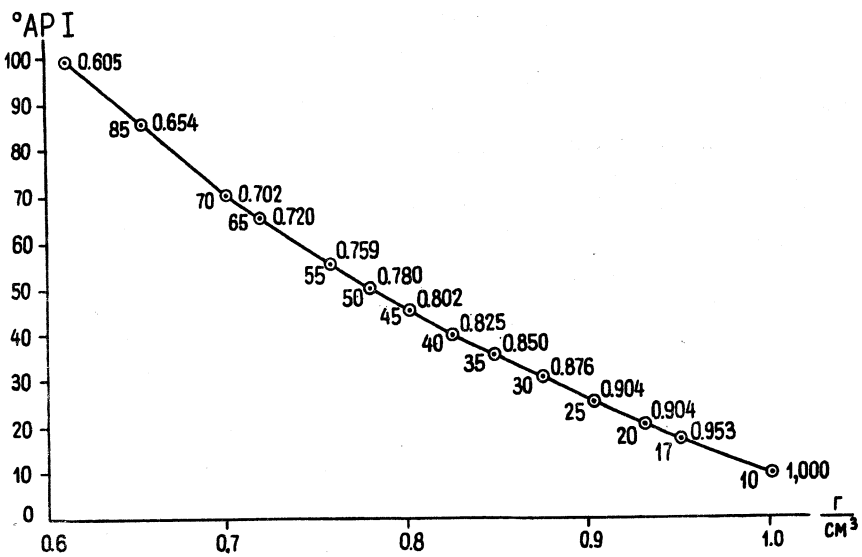


Рис. 1.2. Плотность нефти (соотношение единиц API и г/см^3)

Таблица 1.1

Плотности нефти в единицах API

API	г/см³	API	г/см³
0	1,076	40	0,8251
5	1,037	42	0,8155
10	1,000	44	0,8063
15	0,9659	45	0,8017
20	0,9340	57	0,7927
25	0,9042	50	0,7796
28	0,8871	52	0,7711
30	0,8762	60	0,7389
33	0,8602	65	0,7201
35	0,8498	70	0,7022
37	0,8398	80	0,6690

вязкость воды 1 мПа · с. Величина, обратная динамической вязкости, называется текучестью. Кинематическая вязкость — отношение динамической вязкости к плотности жидкости; (Ст = $см^2/с$ = = 10^{-4} $м^2/с$, измеряется в стоксах; в единицах СИ — $м^2/с$).

В практике также используется условная вязкость, определяемая скоростью вытекания испытуемой жидкости в стандартных условиях. Приборы для определения вязкости называются вискозиметрами. Вязкость нефти меняется в широких пределах в зависимости от свойств (от менее 0,1 до 10 мПа·с). Чем тяжелее нефть, тем она менее текучая и подвижная. Среди УВ с одинаковым числом атомов углерода в молекуле наибольшей вязкостью характеризуются нафтеновые, затем ароматические и метановые; внутри единого гомологического ряда вязкость увеличивается с ростом молекулярной массы; вязкость нефти растет с увеличением в ней смолисто-асфальтеновых компонентов. Вязкость нефти уменьшается с повышением температуры и увеличивается с повышением давления. В пластовых условиях, если в нефти растворен газ, то вязкость ее может снизиться в десятки раз.

Поверхностное натяжение нефти — важнейшее свойство, во многом определяющее перемещение ее в системе флюидов в недрах. Поверхностное натяжение — σ — стремление жидкости уменьшить свою поверхность. Оно обусловлено силами притяжения между молекулами, внутри жидкости силы взаимно компенсируются. На поверхности на молекулы действует некомпенсированная результирующая сила, направленная внутрь от поверхности жидкости, поэтому на поверхности молекулы обладают определенной потенциальной энергией.

Поверхностное натяжение — σ. Это отношение работы, требующейся для увеличения площади поверхности, к величине этого

приращения (в системе единиц СИ измеряется в $Дж/м^2$). Поверхностное натяжение также измеряется в Н/м (Ньютон на метр), или дин/см — это сила, действующая на 1 см линии, ограничивающей поверхность, направленная по нормали к этой линии в сторону уменьшения поверхности жидкости, лежащая в плоскости, касательной к жидкости в данной точке: для нефти σ = 0,03 Н/м, $Дж/м^2$, или 25–30 дин/см; для воды σ = 0,07 Н/м, $Дж/м^2$, или 73 дин/см. Чем больше поверхностное натяжение, тем больше проявляется капиллярный подъем жидкости. Величина поверхностного натяжения у воды почти в три раза больше, чем у нефти, что определяет разные скорости их движения по капиллярам. Это свойство влияет на особенности разработки залежей и т.д.

Температура застывания — важный показатель свойств нефтей. За таковую принимают температуру, при которой охлажденная в пробирке нефть не изменит уровня при наклоне на 45°. Температура застывания нефти возрастает с увеличением в ней твердых парафинов, а с повышением содержания смол температура застывания снижается.

Растворимость нефти в воде при обычных температурах ничтожна, но она резко возрастает при температуре больше 200°С. Жидкие УВ и гетероатомные соединения легче образуют в воде мицеллярный раствор. Растворимость индивидуальных УВ повышается в ряду: алканы–цикланы–арены–смолы. Растворимость УВ в воде снижается с ростом ее минерализации. Нефть хорошо растворяется в углеводородном природном газе.

Оптические свойства нефти. Нефть оптически активна, она обладает способностью вращать плоскость поляризованного луча света, люминесцировать, преломлять проходящие световые лучи. В подавляющем большинстве нефти вращают плоскость поляризованного луча света вправо, известны и левовращающие нефти. Отмечено, чем моложе нефти, тем больше угол поворота поляризованного луча. Поскольку образование веществ, обладающих оптической активностью, характерно для жизненных процессов, то оптическая активность нефтей является свидетельством их генетической связи с биологическими системами. Установлено, что главными носителями оптической активности нефти являются полициклические циклоалканы — стераны тритерпаны, так называемые хемофоссилии.

Показатель преломления нефти или узкой фракции нефти n широко используется при характеристике физических свойств флюида. Определение показателя преломления на границе воздух–жидкость производят на специальных приборах — рефрактометрах. Величина показателя преломления зависит от относительного содержания углерода и водорода в гомологических рядах,

он растет с увеличением числа атомов углерода: от метановых УВ (1,3575–1,4119) к ароматическим (у бензола n = 1,5011).

Все соединения нефти имеют определенные спектры поглощения, излучения в инфракрасном (ИК) диапазоне, а ароматические в ультрафиолетовом (УФ). На этом свойстве молекул основаны ИК и УФ спектроскопия нефтей и фракций нефтей.

Люминесценция, или «холодное» свечение под действием внешнего облучения — неотъемлемое свойство всех нефтей и природных продуктов их преобразования. Характерной чертой люминесценции является то, что способностью люминесцировать обладают не чистые вещества, а растворы. Нефть — это природный раствор способных к люминесценции веществ — смол в *нелюминесцирующих* в основном соединениях — углеводородах. Люминесцирующие вещества имеют свои определенные спектры, отражающиеся в цвете люминесценции, их концентрация выражается в интенсивности свечения. На люминесцентных свойствах соединений нефти основан ряд методов исследования: люминесцентная спектроскопия, люминесцентная микроскопия, битуминология и др. Эти методы благодаря очень высокой чувствительности, экспрессности и простоте аналитических приемов широко используются в нефтяной геологии и геохимии.

Нефть является диэлектриком и обладает высоким удельным сопротивлением (10^{10}–10^{14} Ом · м).

Углеводородный состав нефти

Основную наиболее ценную часть нефти составляют углеводороды (УВ). Молекулы углеводородов состоят только из двух элементов — углерода и водорода. Удивительная способность атомов углерода образовывать прочные связи друг с другом обусловило формирование колоссального количества соединений углерода и водорода. Углеводороды группируются в три главных класса: алкановые, циклоалкановые и ароматические.

Алкановые (метановые, алифатические, парафиновые УВ) или алканы — предельные или насыщенные УВ с открытой цепью C_nH_{2n+2}. Углеродный скелет алканов представляет собой линейные или разветвленные цепи углеродных атомов, соединенных простыми связями. Алканы с линейной цепью называются нормальными (н-алканы), с разветвленной — изоалканы. Ковалентные связи атомов углерода в цепи в обычном состоянии образуют угол 109,5°, поэтому алкановые цепи обычно изображают зигзагообразно, так что соседние связи имеют тупой угол (рис. 1.3).

Метановые УВ в обычных условиях находятся в разных фазовых состояниях: C_1–C_4 — газы, C_5–C_{15} — жидкости, C_{16} и выше — твердые вещества, твердые парафины обычны в нефти до C_{40}, в то же время разветвленные изомеры того же молекулярного веса

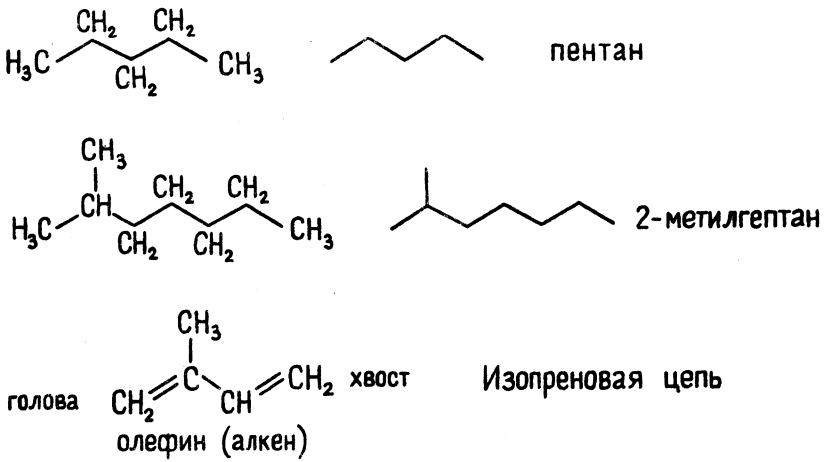


Рис. 1.3. Примеры записи алифатических углеводородов

в зависимости от структуры могут быть жидкими или твердыми. Алканы практически не растворимы в воде, но хорошо растворимы в ароматических УВ и органических растворителях. Алканы химически наиболее инертная группа УВ не способная к реакции присоединения, поскольку все связи насыщены, но для них свойственна реакция замещения, особенно с галогенами, а также дегидрирование, окисление, изомеризация.

Метановые УВ присутствуют во всех нефтях; если их содержание более 50%, то такие нефти называются метановыми. Известны нефти, в которых эти УВ составляют 70% — обычно мезозойские и палеозойские нефти глубоких горизонтов (нефти Марковского месторождения Восточной Сибири, Саратовского Поволжья, ряда месторождений Западной Сибири, например, Самотлор, Усть-Балык и др., месторождения Паромай и Тунгор на Сахалине, Озексуат в Ставропольском крае и др.).

Использование газожидкостной хроматографии для изучения состава нефтей и, прежде всего, алканов с середины 60-х годов позволило проводить эти исследования на другом качественном уровне.

В легких нефтях обычно в максимальных концентрациях присутствуют н-алканы C_5–C_{10}, в тяжелых нефтях максимум распределения н-алканов сдвинут в область C_{18}–C_{20} и выше. Помимо характера распределения в геохимии н-алканов используется показатель нч/ч (отношение нечетных алканов к четным — коэффициент нечетности); это отношение изменяется с увеличением степени зрелости нефти; некоторые исследователи рассматривают его как генетический показатель. В природных условиях зон

идио- и криптогипергенеза н-алканы могут легко окисляться микроорганизмами — поэтому часто в залежах на малых глубинах н-алканы особенно средних фракций практически отсутствуют (биодеградированные нефти). Н-алканы $C_{18}H_{38}$ и выше представляют твердые парафины нефтей, содержание которых влияет на различные свойства нефти (вязкость, плотность, температура застывания). Обычно содержание твердых парафинов в нефтях редко превышает 10%, а в отдельных случаях 20% (в триасовых нефтях Восточного Предкавказья до 35%).

Изоалканы (и-алканы) по сравнению с нормальными изомерами имеют пониженную плотность и более низкую температуру кипения. В нефтях они концентрируются главным образом в низких и средних фракциях. Основная масса их представлена УВ с одной короткой боковой цепью — метилалканами и несколькими регулярно чередующимися метильными радикалами в цепи (изопреноидными углеводородами). Изоалканы окисляются легче соответствующих н-алканов, поэтому при химическом окислении нефти количество изоалканов сокращается. При биодеградации же нефтей, наоборот, изоалканы труднее н-алканов подвергаются воздействию микроорганизмов, поэтому геохимический показатель и-алканы/н-алканы в таких нефтях достаточно высок. Повышенные (приблизительно 1) значения этого показателя в небиодеградированных нефтях — показатель невысокого уровня зрелости этой нефти.

Среди разветвленных алканов особый интерес для геохимии нефти представляют изопреноидные УВ (изопренаны), имеющие характерную структуру. Основой таких изопреновых структур является изопрен (изопреновая цепь) (см. рис. 1.3). Но не все изопреноидные алканы состоят из изопреновых единиц. Критерием для отнесения алканов к изопреноидным УВ служит правильное чередование метильных групп в основной углеродной цепи независимо от числа атомов углерода в молекуле (Петров, 1984). В нефтях идентифицированы изопренаны от C_9 до C_{40}, наиболее распространенными УВ такого типа являются пристан и-$C_{19}H_{40}$, и фитан и-$C_{20}H_{42}$. Источником этих УВ считаются биологические соединения с изопреноидной структурой и их кислородные производные: спирты, альдегиды, кетоны и др. Подробнее это рассматривается в разделе «хемофоссилии».

Циклоалкановые УВ — цикланы, циклоалканы, полиметиленовые УВ, их называют также циклопарафинами — насыщенные циклические УВ. Ранее наиболее широко для них использовался термин — нафтены; в современной литературе этот термин применяется в основном для обозначения цикланов, содержащих пять

иди шесть метильных групп. Циклы УВ этого класса построены на трех и более метиленовых (—CH_2) групп. Молекула представлена от трех до шестичленных циклов (рис. 1.4).

В нефтях цикланы представлены главным образом пяти- и шестичленными циклами. Поскольку в структуре молекулы циклопентана и циклогексана фиксируется наименьшее отклонение от 109,5° (угол валентных связей трех атомов углерода), то эти соединения наиболее устойчивы. Цикланы с одним циклом называются моноциклическими с общей формулой C_nH_{2n}, с двумя — бициклическими — C_nH_{2n-2}, с тремя — трициклическими — C_2H_{2n-4}. В нефти также идентифицированы УВ, представляющие собой различные комбинации пяти и шестичленных циклов, водород метильных групп цикланов часто замещается боковыми цепями алкильных групп (см. рис. 1.4).

По физическим и химическим свойствам цикланы близки к алканам (занимают промежуточное положение между алканами и аренами с тем же числом атомов в молекуле). Цикланы C_3–C_4 — газы, C_5–C_7 — жидкости, C_8 и выше — твердые вещества. Цикланы весьма устойчивые вещества, в химические реакции вступают

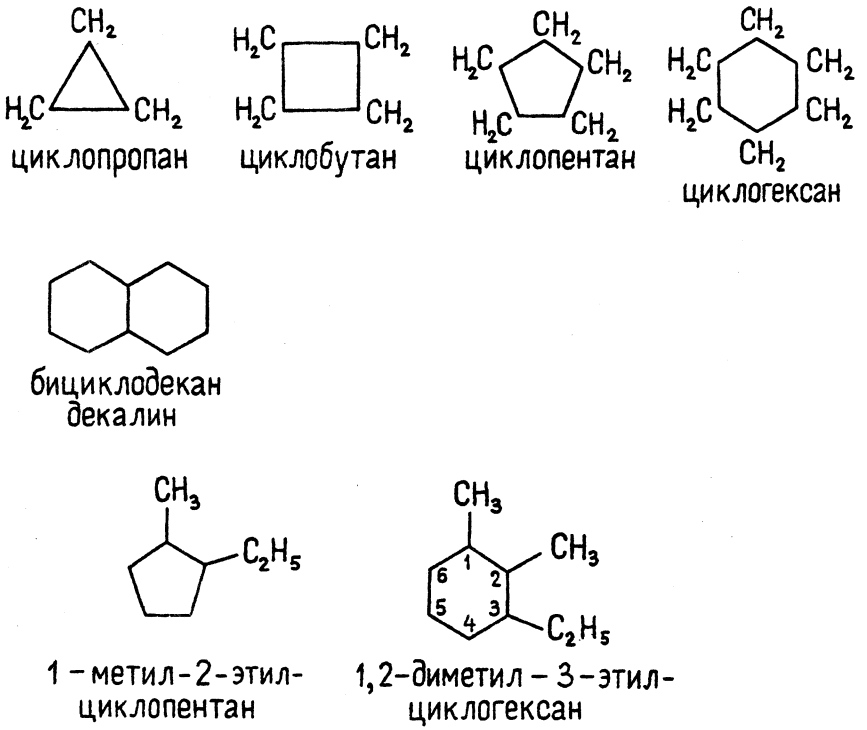


Рис. 1.4. Примеры цикланових (нафтеновых) углеводородов

только в присутствии катализаторов и при высокой температуре. Термокаталитические превращения цикланов в зависимости от условий могут сопровождаться изомеризацией боковых цепей и циклов, разрывом углерод-углеродных связей, деструктивным гидрированием, дегидрированием и ароматизацией. Так, циклогексан под действием высоких температур в присутствии платинового катализатора теряет водород и превращается в ароматический (реакция Зелинского), которая имеет следующий вид:

$$C_6H_{12} \xrightarrow{Pl,\ 300°C} 3H_2 + C_6H_6 \ .$$

Реакция обратима при менее жестких термобарических условиях (150°С) и катализаторе никеле. Специфической реакцией цикланов является диспропорционирование — перераспределение водорода между молекулами одного и того же вещества.

Содержание цикланов в нефтях колеблется в широких пределах от 25 до 79%. Цикланы присутствуют во всех фракциях; их содержание обычно растет по мере утяжеления фракций, но снова падает в наиболее высококипящих фракциях за счет роста содержания аренов. Отмечено распределение цикланов по фракциям: моноцикланы содержатся во фракциях до 300–350°С, бициклические — 160–400°С, трициклические — выше 350–400°С.

Разработан масс-спектрометрический метод определения концентраций цикланов, содержащих от 1 до 5 циклов в молекуле. Относительное распределение нафтенов в зависимости от числа циклов в молекуле называется нафтеновым паспортом. На рис. 1.5 приведены примеры нафтеновых паспортов нефтей различных регионов. Заштрихованные участки соответствуют области изменения нафтеновых паспортов соответствующих регионов. Так, в нефтях Волго-Уральского региона резко преобладают моно- и бициклы, в южном Каспийском бассейне, так же в сравнимых концентрациях присутствуют тетроциклы. Нафтеновый паспорт является важным геохимическим параметром, одним из критериев установления генетических связей нефтей.

Большинство нефтей с высоким содержанием цикланов приурочено к палеоген–неогеновым отложениям бассейнов альпийских складчатых областей (нефти Азербайджана, Сахалина, Калифорнии, Аляски, Венесуэлы, Индонезии). В многопластовых месторождениях содержание цикланов растет от нижних горизонтов к верхним. Вне зависимости от возраста вмещающих отложений повышенным содержанием цикланов характеризуются, так называемые, незрелые нефти (бассейны Восточного Китая, нефти севера Западной Сибири, Предкавказья).

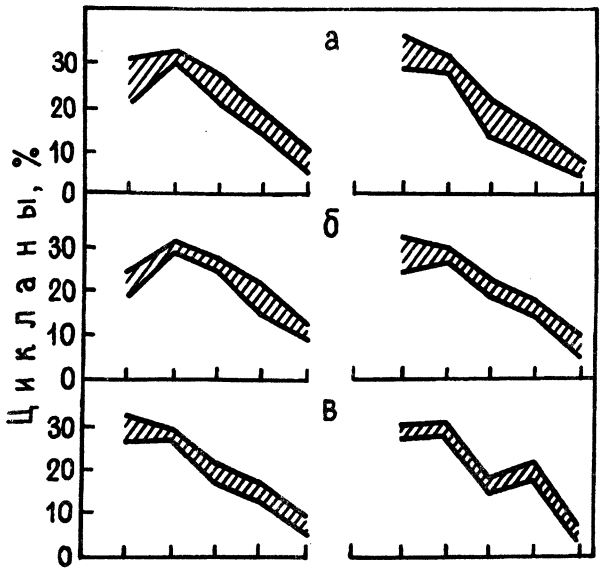


Рис. 1.5. «Нафтеновые паспорта» нефти: *а* — Тимано-Печорский регион; *б* — Прикаспийская впадина; *в* — Днепрово-Донецкая впадина; по горизонтали — число циклов (по А.А. Петрову, 1984)

Особую группу циклановых УВ составляют полициклические УВ, относящиеся к хемофоссилиям или реликтовым УВ, главнейшими из которых являются стераны и гопаны, они подробно рассматриваются в разделе «хемофоссилии».

Ароматические УВ — арены — класс углеводородов, содержащих шестичленные циклы с сопряженными связями. Общая формула C_nH_{2n-p} (p = 6, 12, 14, 16, 18, 20, 24, 28, 30, 36). Простейший представитель этого класса УВ — бензол — моноциклический ароматический УВ. Сопряженные (конъюгированные) связи между атомами углерода занимают промежуточное положение между двойными и одинарными. Расстояния между атомами в цикле — 152 Å.

Ароматические УВ в нефтях представлены моноароматическими УВ — бензолом и его гомологами; бициклические — бифенилом и нафталином и их гомологами, три-, тетра- и другие полициклические арены — фенантреном, антраценом, хризеном, пиреном и другими и их гомологами (рис. 1.6). К ароматическим относят также гибридные УВ, содержащие не только ароматические циклы и алкановые цепи, но и насыщенные циклы. Полициклические арены имеют как конденсированную структуру типа нафталина, так и неконденсированную, при которой ароматические циклы не имеют общих углеродных атомов (типа

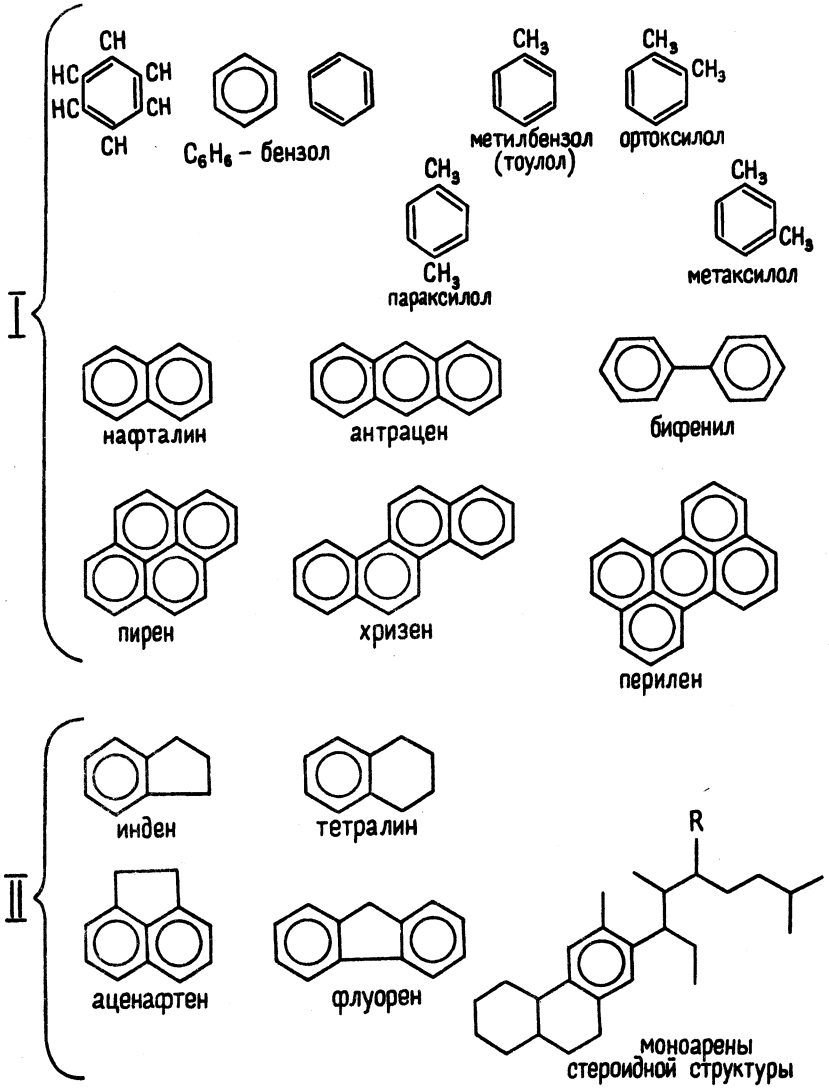


Рис. 1.6. Ароматические (I) и гибридные (II) углеводороды

бифенила), при этом циклы могут быть отделены друг от друга алкановой цепью различной длины.

В бензиновых фракциях преобладают толуол и метил-ксилол; гомологи бензола содержатся в основном во фракции 180–200°С. В керосиновых фракциях содержатся нафталин и его гомологи, концентрация собственно нафталина ниже, чем его метилпроизводных, как и толуола по сравнению с бензолом. В более высококипящих фракциях помимо полициклических аренов идентифицированы моноароматические УВ, имеющие по несколько насыщенных колец, генетически связанные с УВ ряда гопана и стерана.

По физическим свойствам арены отличаются от алкановых и циклановых УВ с тем же числом углеродных атомов в молекуле более высокой плотностью, показателем преломления, температурой кипения и кристаллизации. Арены растворяются в полярных растворителях, лучше других УВ растворяются в воде; сорбируются полярными сорбентами. Характерная особенность аренов — способность избирательно растворяться в некоторых веществах. На этом основано селективное извлечение аренов из сложных растворов и их легкая идентификация.

Ароматические УВ легко вступают в химические реакции, не приводящие к изменению ароматического ядра, а также в реакции замещения (нитрирования, сульфирования, галогенирования, алкилирования и др.). Реакция же гидрирования ареновых циклов протекает в жестких термобарических условиях. Би-, три- и полициклические арены более реакционноспособны, чем моноциклические. В замещенных аренах наличие алкильного радикала увеличивает способность молекулы к окислению, при этом сначала окисляются боковые алифатические цепи, а затем ароматические ядра. Происходит окислительное конденсирование с образованием полициклических ядер с кислородосодержащими группировками периферии. Эти новообразования входят в состав смол, формирование которых происходит в процессе окисления нефтей.

Содержание аренов в нефтях изменяется в широких пределах — от 10 до 50%, но в целом их содержание ниже, чем алканов и нафтенов, а наиболее распространенная концентрация — 10–25%, повышенные значения аренов (37%) отмечаются в малопарафиновых нефтях.

Непредельные углеводороды (олефины) — УВ с открытой цепью — алкены; общая формула C_nH_{2n}; содержат одну двойную связь. Принято считать, что олефины отсутствуют в природной (сырой) нефти и что они образуются в процессах переработки нефти — при каталитическом термолизе и пиролизе и являются важнейшим сырьем для нефтехимического синтеза.

В последние годы Е.Б. Фроловым и М.Б. Смирновым во многих образцах природных нефтей были обнаружены олефины (15%). Авторами разработана и экспрессная методика оценки содержания алкенов в нефтях с помощью тонкослойной хроматографии. Предел обнаружения 0,1–0,2%. На хроматограммах олефины идентифицируют как смесь алкенов нормального строения, причем каждый образец олефинов оказался в целом более высокомолекулярным, чем насыщенные УВ той же нефти (Фролов,

Смирнов, 1990). При термокаталитическом крекинге, используемом для получения олефинов в нефтехимической промышленности, образовавшиеся алканы характеризовались существенным уменьшением углеродной цепи и молекулярной массы по сравнению с исходными насыщенными УВ. Идентифицированные же в природных нефтях олефины более высокомолекулярны, чем насыщенные. По мнению тех же авторов, олефины нефтей — продукты радиолитического дегидрирования насыщенных УВ нефти под воздействием естественного радиоактивного излучения в недрах. В пользу такого радиолитического механизма образования нефтяных олефинов свидетельствует и тот факт, что они в заметных концентрациях присутствуют в венд-кембрийских и рифейских нефтях юга Сибирской платформы, залегающих близко к поверхности фундамента. Повышенные количества олефинов (8–10%) отмечаются в нефти месторождения Ярега (район г. Ухты), вблизи которого находятся радоновые источники.

Неуглеводородные соединения нефти

Помимо углеводородов в нефтях присутствуют соединения, содержащие гетероэлементы или гетероатомы (кислород, азот, серу и десятки других элементов), из-за малого содержания которых называются микроэлементами (МЭ).

Подавляющая часть гетероэлементов и МЭ присутствует в смолах и асфальтенах, однако не исключено попадание их в процессах аналитических операций в малых количествах и в углеводородные формации нефти. Существует связь между количеством гетероэлементов в нефтях и ее плотностью.

Кислородосодержащие соединения нефти представлены кислотами, фенолами (ароматическими спиртами), кетонами и различными эфирами (рис. 1.7). Наиболее распространенными из них являются кислоты и фенолы, которые обладают кислыми свойствами и могут быть выделены из нефти щелочью. Их суммарное количество обычно оценивают кислотным числом — количеством миллиграммов KOH, используемых для титрования 1 г нефти.

Термин *нефтяные кислоты* подразумевает все алифатические (жирные), алициклические (нафтеновые), ароматические и кислоты гибридного строения. В настоящее время в нефтях идентифицированы все кислоты нормального строения до 25 атомов углерода в цепи; их общая формула RCOOH. По мере повышения температуры кипения нефтяных фракций в них появляются кислоты изостроения, установлены кислоты и с изопреноидной структурой; например 2, 6, 10, 14-тетраметилпентадекановая (пристановая), 3, 7, 11, 15-тетраметилгексадекановая (фитановая) и др. Строение алифатических кислот тесно связано со строением алифатических

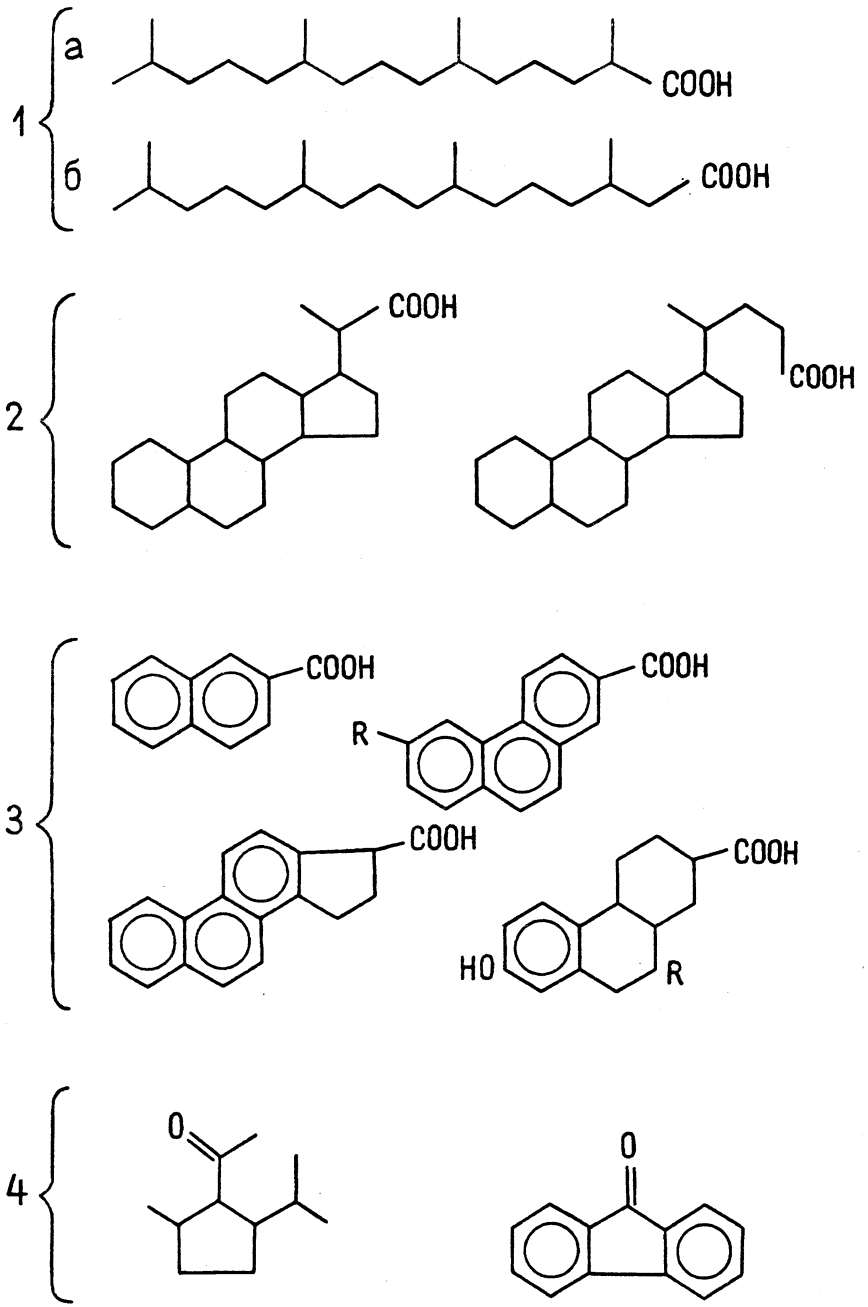


Рис. 1.7. Кислородсодержащие соединения нефти: кислоты: *1* — алифатические (*а* — пристановая, *б* — фитановая); *2* — нафтеновые кислоты стероидного строения; *3* — ароматические и гибридного строения; *4* — циклические кетоны

углеводородов тех же фракций и изменяется по аналогичным законам. Алициклические или нафтеновые кислоты, установлены как моно-, так и полициклические, содержащие до пяти колец, моноциклические имеют общую формулу $C_nH_{2n-1}COOH$.

Моно- и бициклонафтеновые кислоты построены в основном из циклопентановых и циклогексановых колец, в полициклонафтеновых кислотах все циклы сконденсированы в единую систему, причем циклы в основном шестичленные, для тетрациклических нафтеновых кислот характерна стероидная структура (см. рис. 1.7).

В нефтях содержатся также разнообразные ароматические кислоты и кислоты смешанной нафтеноароматической структуры (см. рис. 1.7). Нефтяные фенолы изучены недостаточно, наиболее известны низкие фенолы C_6–C_9. В высококипящих фракциях нефтей присутствуют фенолы, содержащие до шести конденсированных колец.

К *нейтральным соединениям* нефти относят кетоны, а также простые и сложные эфиры. Идентифицированы как алифатические кетоны, так и циклические, первые присутствуют в основном в бензиновой фракции, циклические — в высококипящих фракциях нефти, а также присутствуют сложные эфиры, многие из последних имеют ароматическую структуру. Простые эфиры, по мнению многих исследователей, носят циклический характер.

Промышленное значение из всех кислородосодержащих соединений нефти имеют только нафтеновые кислоты и их соли — нафтенаты. Благодаря хорошим поверхностно-активным свойствам нафтеновые кислоты и их соли щелочных металлов используются как моющие средства.

Серосодержащие соединения. Сера является наиболее распространенным гетероэлементом в нефтях и продуктах ее преобразования. Содержание серы в недрах колеблется от сотых долей до 15% (некоторые нефти Калифорнии). Наиболее богаты серой нефти, пространственно связанные с не терригенными породами — карбонатами, эвапоритами, силицитами, вулканогенными породами. Сера присутствует как в смолисто-асфальтеновой части, так и в дистиллятных фракциях, причем в основном в высококипящих. В нефтях сера встречена в виде элементной серы, сероводорода, меркаптанов, сульфидов, дисульфидов и производных тиофена, а также в виде сложных соединений, содержащих кроме серы и другие гетероэлементы (рис. 1.8).

Элементная сера содержится в нефти в растворенном состоянии (до 0,1%); присутствие связано, видимо, с селективным ее растворением УВ из заключающих нефть пород. Сероводород встречается в нефтях достаточно часто, особенно приуроченных к древним карбонатным отложениям. Сероводород так же как и сера, не является непосредственно сернистым соединением нефти.

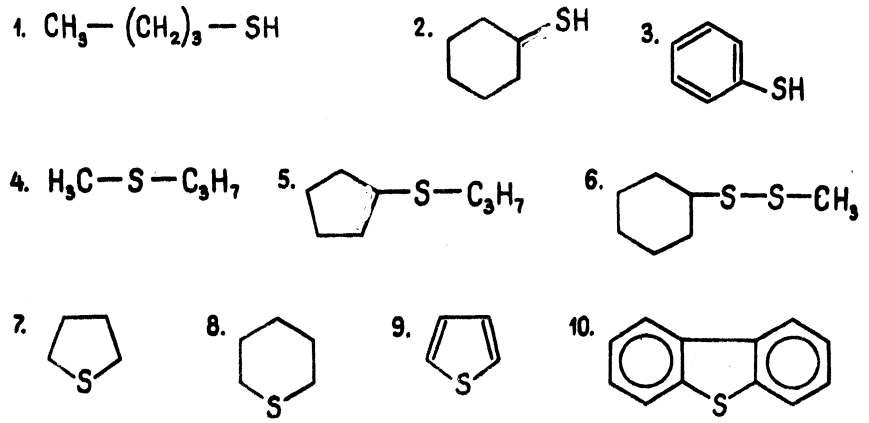


Рис. 1.8. Серосодержащие соединения нефтей: меркаптаны: *1* — бутилмеркаптан, *2* — циклогексилмеркаптан, *3* — тиофенол; сульфиды: *4* — метилпропилсульфид, *5* — пропилциклопентилсульфид; дисульфид: *6* — метилциклогексилдисульфид; тиоцикланы: *7* — тиофан, *8* — тиопиран, *9* — тиофен, *10* — дибензотиофен

Меркаптаны (тиоспирты) — соединения с общей формулой R–SH, где R — углеводородный радикал, а SH — аналог спиртовой группы, т.е. эти соединения — аналоги спиртов с заменой кислорода серой (см. рис. 1.8). Это вещества с резким неприятным запахом, поэтому низкомолекулярные меркаптаны добавляют в бытовой газ для легкого обнаружения утечки.

В бензиновых и керосиновых фракциях обнаружены меркаптаны двух гомологических рядов: алифатические HSC_nH_{2n+1} и циклические HSC_nH_{2n-1}. В высших фракциях нефти меркаптаны не обнаружены. Обычно содержание меркаптанов в нефти невелико, но известны и исключения, например в нефти Марковского месторождения (Восточная Сибирь) они составляют 75% всех серосодержащих соединений.

Сульфиды (тиоэфиры) R_1-S-R_2 и *дисульфиды* $R_1-S-S-R_2$ содержат по два углеводородных радикала, которые могут отличаться строением (см. рис. 1.8). Нефтяные сульфиды подразделяются на две группы: содержащие атом серы в открытой цепи — тиаалканы и циклические сульфиды — тиацикланы, в которых атом серы входит в полиметиленовое кольцо. Первые свойственны нефтям метанового основания, тиацикланы — нафтеновым и нафтеново-ароматическим нефтям. Тиаалканы обнаружены в бензиновых и керосиновых фракциях, выше 350°С они отсутствуют. *Тиацикланы* во многих нефтях составляют главную часть сульфидов средних фракций. Тиофен и его производные содержатся главным образом в средне- и высококипящих фракциях нефти. Тетра- и пентациклические системы, включающие тиофеновое кольцо, характерны для тяжелых и остаточных фракций нефти.

Азотсодержащие соединения. Содержание азота в нефтях обычно невелико (не более 1%), оно, как правило, снижается с глубиной залегания нефти и не зависит от типа и состава вмещающих пород. Азотистые соединения сосредоточены в высококипящих фракциях и тяжелых остатках. Азотсодержащие соединения нефти принадлежат в основном двум группам соединений: азотистые основания и нейтральные азотистые соединения.

Азотистые основания — это ароматические гомологи пиридина — соединения, состоящего из ароматического кольца, в котором один атом углерода замещен азотом (рис. 1.9). Эти соединения легко окисляются кислородом воздуха с образованием конденсированных продуктов.

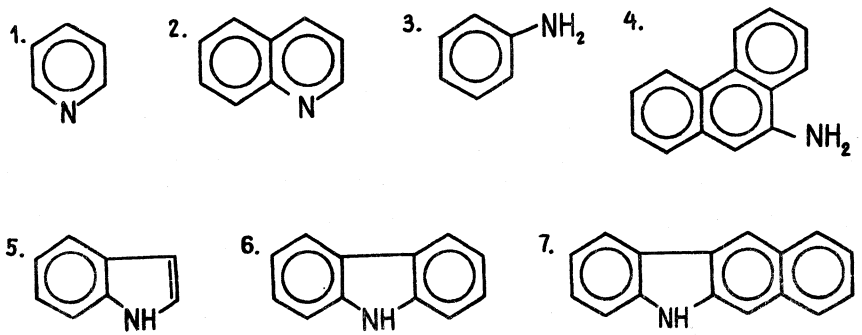
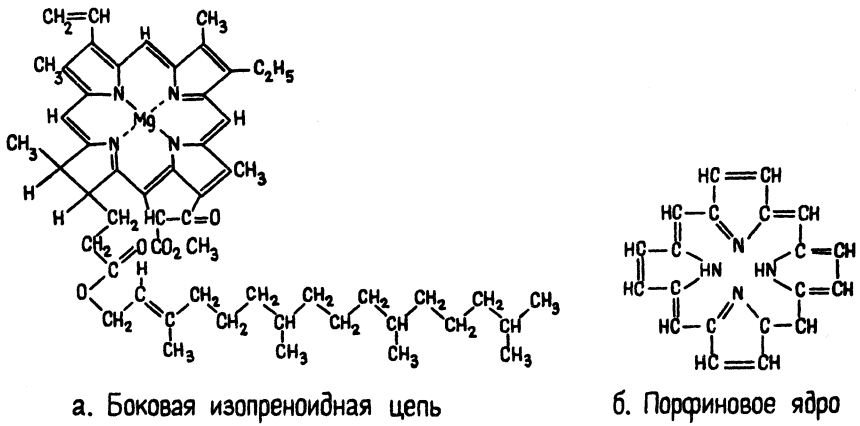


Рис. 1.9. Азотсодержащие соединения нефти: *1* — пиридин, *2* — хинолин, *3* — анилин, *4* — фенантредин, *5* — индол, *6* — карбазол, *7* — бензокарбазол

Нейтральные азотистые соединения нефти представлены производными пиррола, например индола, карбазола, бензокарбазола (см. рис. 1.9) и амидами кислот. Особым типом азотсодержащих соединений нефтей являются порфирины. Они содержат в молекуле четыре пиррольных кольца, соединенных мостиками, и встречаются в нефтях в форме металлокомплексов ванадия и никеля. По строению молекулы порфирины близки к хлорофиллу, что позволило отнести эти структуры к реликтовым, унаследованным от исходной биомассы, а сами соединения к хемофоссилиям (рис. 1.10).

Минеральные компоненты. В состав нефти входят многие элементы. В золе нефтей обнаружены металлы: щелочные и щелочноземельные L, Na, K, Ba, Ca, Sr, Mg; металлы подгруппы меди — Cu, Ag, Au; цинка — Zn, Cd, Hg; бора — B, Al, Ca; ванадия — V, Nb, Ta; многие металлы переменной валентности — Ni, Fe, Mo, Co, W; а также элементы-неметаллы — S, P, As, Cl и др. Малые концентрации перечисленных выше элементов (их называют микроэлементами — МЭ) (10^{-2}—10^{-8} и менее), не позволяют точно



а. Боковая изопреноидная цепь б. Порфиновое ядро

Рис. 1.10. Молекула хлорофилла — зеленого пигмента растений

идентифицировать вещества, в которые они входят. Считают, что МЭ присутствуют в нефтях в виде металлоорганических соединений, т.е. содержащие связь металл—углерод; солей органических кислот, хелатов, т.е. внутримолекулярных комплексов циклического строения, в роли центрального ядра которых выступают металлы. Наиболее хорошо изученными внутримолекулярными комплексами являются порфириновые, центральной частью которых являются никель и ванадий (см. рис. 1.10). В зависимости от летучести порфириновых комплексов эти металлы могут присутствовать как в дистиллятных фракциях, так и главным образом в смолах (никель-порфирины) и асфальтенах (ванадий-порфирины). В порфириновых комплексах связано от 4 до 20% ванадия и никеля, находящегося в нефти. Более сложные внутримолекулярные комплексы металлов отлагаются в смолах и асфальтенах, где в комплексообразовании участвуют помимо азота, сера и кислород.

Из всех фракций нефти более всего обогащены МЭ асфальтены. Установлено, что если асфальтены обогащены МЭ, то они характеризуются повышенным содержанием гетероэлементов, кроме того, концентрация МЭ растет с увеличением молекулярной массы асфальтенов.

Несмотря на то, что концентрация микроэлементов в нефтях невелика, они значительно влияют на процессы ее переработки и дальнейшее использование нефтепродуктов.

Данные о составе МЭ, характере их распределения во фракциях нефти несут и генетическую информацию об исходном материнском веществе нефти, о путях ее дальнейшего преобразования.

Хемофоссилии

Хемофоссилии — биологические метки, реликтовые вещества, химические ископаемые, биологические фоссилии, молекулярные фоссилии, биомаркеры и др. Эти различные названия были предложены геохимиками разных стран для обозначения химических соединений, встречающихся в нефтях (в ОВ пород и углях), близких по структуре биологическим молекулам. А.Н. Гусева и И.Е. Лейфман определяют хемофоссилии как остатки органических соединений организмов, распознаваемые на химическом молекулярном уровне. По мнению А.А. Петрова, к таковым следует относить все углеводородные и неуглеводородные соединения, в которых узнается структура биологических предшественников, а не только те, которые без изменения перешли из исходного ОВ в нефть.

Хемофоссилии, являясь биологическими индикаторами, могут нести информацию об исходном материнском веществе нефти, использоваться в качестве корреляционных параметров (нефть–нефть и нефть–материнская порода), для реконструкции условий осадконакопления, для определения диагностических обстановок и степени катагенетической преобразованности и зрелости.

Конкретные индикаторы исходного ОВ — типов биопродуцентов, условий их накопления и преобразования будут рассмотрены в соответствующих главах.

Хемофоссилии включают две группы соединений: неуглеводородные соединения и УВ. Наиболее широко распространенными представителями первой группы являются порфирины. Эти соединения были идентифицированы в нефтях еще в 1934 г. А. Трейбсом. Порфирины — тетрациклические азотсодержащие органические соединения, основой их структуры является порфиновое ядро, состоящее из четырех связанных друг с другом пирольных колец (см. рис. 1.10).

В нефтях содержатся металлопорфирины, в которых азот пирольных колец соединен с ванадием или никелем. Биологическими предшественниками нефтяных порфиринов считают широко распространенные в природе пигменты, имеющие порфириновую структуру. Хлорофилл растений содержит металлоорганические порфириновые комплексы с магнием, гемоглобин животных, металлокомплексы с железом.

Количество порфиринов в нефтях обычно выражают в мг/100 г нефти. Высокое (200–300 мг/100 г нефти) содержание порфиринов обычно характерно для тяжелых высокосмолистых и высокосернистых нефтей. Нефти с высоким содержанием ванадил-порфиринов являются сырьем для получения ванадия.

Группа хемофоссилий — углеводородов или реликтовых УВ включает нормальные и изопреноидные алканы, циклические изопреноиды — стераны, тритерпаны.

А.А. Петров все УВ нефти подразделяет на преобразованные, утратившие черты, свойственные биомолекулам, и реликтовые, которые, в свою очередь, делятся на реликтовые УВ изопреноидного строения. По мнению А.А. Петрова, к реликтовым следует относить все УВ, сохранившие характерные черты строения исходных биологических молекул независимо от того, присутствовали эти углеводороды в исходной биомассе или образовались позже из других соединений (Петров, 1989).

Реликтовые УВ неизопреноидного типа строения представлены алифатическими соединениями с н-алкальными или слаборазветвленными цепями. Наиболее распространенные хемофоссилии — н-алканы — это относительно инертные молекулы, они подвергаются незначительному химическому преобразованию, их относительное количество уменьшается в результате генерации новых н-алканов. Характер распределения н-алканов — соотношение четные/нечетные УВ дает представление о генетическом типе исходного ОВ. Примеры хемофоссилий этого класса УВ будут рассмотрены при характеристике исходного ОВ. Изопреноидные реликтовые УВ в нефтях представлены значительно большим числом различных соединений, чем группа неизопреноидных хемофоссилий. Причем число соединений изопреноидного типа, обнаруженных в нефти, растет ежегодно. В российских нефтях изопреноидные алканы впервые были идентифицированы в 1969 г., их состав C_{10}–C_{20}, в настоящее время в нефтях установлены изопреноидные УВ как алифатического, так и алициклического строения, с числом циклов в молекуле от одного до пяти.

Важнейшим свойством реликтовых УВ является их гомологичность, т.е. эти УВ присутствуют в виде серии гомологов, имеющих в основе общую структурную группу. Другое важное свойство реликтовых УВ — их высокая концентрация в нефтях, обычно значительно превышающая равновесные концентрации близких по строению изомеров.

Реликтовые УВ являются источником значительной части преобразованных УВ нефтей. Реликтовые углеводородные соединения тесно связаны с исходными биомолекулами. Знание этой связи облегчает исследование нефтяных УВ, так как гомологические серии обычно имеют характерные для исходных веществ черты строения, которые затем реализуются в их нефтяных производных — углеводороды состава вплоть до C_{40}. Самыми распространенными из них являются пристан и-$C_{19}H_{40}$ (2, 6, 10, 14-тетраметил пентадекан) и фитан и-$C_{20}H_{42}$ (2, 6, 10, 14-тетраметил гексодекан),

изоалканы с регулярным чередованием метильных групп. Известны нефти, содержащие до 3,3% фитана и до 2,5% пристана на нефть. Наиболее вероятным предшественником этих УВ является ненасыщенный спирт фитол $C_{20}H_{39}OH$, входящий в состав «хлорофиллового хвоста» (рис. 1.11). В нефтяной геохимии широко используется показатель — отношение пристан/фитан. По мнению исследователей (Д. Вельте, И.В. Гончаров и др.) преобладание того или иного УВ определяется условиями захоронения исходного ОВ. Различные пути преобразования исходного фитола в восстановительной и окислительной обстановке показаны на рис. 1.11. В первом случае фитол восстанавливается до дигидрофитола, из которого при последующей дегидратации и восстановлении получается фитан; в другом случае кислород верхнего слоя осадка окисляет фитол до фитеновой кислоты, за счет декарбоксилирования которой образуется пристен, затем пристан. Установлено также, что соотношение пристан/фитан может использоваться как корреляционный параметр для установления конк-

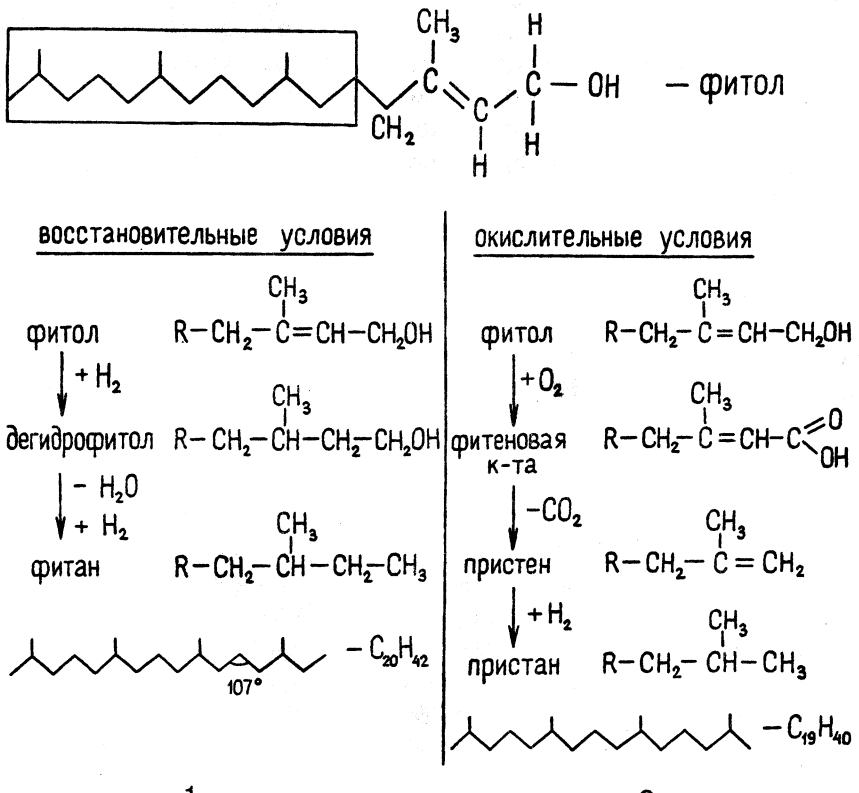


Рис. 1.11. Пути образования фитана (*1*) и пристана (*2*) из фитола

ретных НМ-толщ, этим показателем не рекомендуется пользоваться для нефтей, претерпевших длительную миграцию.

Полициклические нафтены и, прежде всего, стераны и тритерпаны являются важнейшими хемофоссилиями. Помимо нефтей, они встречены в ОВ пород, в углях и горючих сланцах.

Стерановые УВ в нефтях открыты уже более 20 лет, но геохимическое значение этих реликтовых УВ резко возросло в последние годы благодаря работам по стереохимии стеранов, выполненным в геохимических школах разных стран (Франции, Англии, США, России).

Главная особенность этих УВ соединений — способность при изменении условий в процессе диа- и катагенеза изменять пространственное положение определенных атомов. Эта эпимеризация (пространственная изомеризация) является как бы степенью преобразованности исходных биомолекул в процессе созревания вещества нефти.

На рис. 1.12 показан ход преобразования структуры стеранов с обозначением особенностей пространственного строения и нумерацией атомов углерода. Обычные стераны состава C_{28} и C_{29} имеют следующие хиральные центры (способные к эпимеризации) С-5, С-14, С-17, С-20 и С-24. Структура α-стерана отвечает природному α-холестану, имеющему конфигурацию 5α, 14α, 17α, 20R соответствующих хиральных центров — биостеран. Под воздействием различных факторов (катализаторы, температура, давление и др.) происходит изменение конфигурации молекул с образованием изостеранов (геостеранов), имеющих структуру 5α, 14β, 17β, 20R и 20S, а также изомер 5α, 14α, 17α, 20S.

На основе отношения биостеранов и новообразованных изомеров — изостеранов рассчитывается коэффициент созревания или зрелости нефти, кроме того, для корреляции используется показатель соотношения стеранов C_{27}:C_{28}:C_{29}.

Тритерпаны (гопаны), как и стераны являются важнейшими УВ нефтей, сохранившими структуру исходных природных биомолекул, и изменившие пространственное расположение отдельных атомов. Углеводороды ряда гопана присутствуют в нефтях в виде серии гопанов состава C_{27}–C_{35}. УВ ряда гопана характеризуются одинаковой пентациклической системой и отличаются длиной алкильного заместителя. Структурная формула и особенности пространственного строения гопанов приведены на рис. 1.12. Собственно гопан — это УВ состава $C_{30}H_{52}$. Существуют два основных типа гопанов: 17α, 21β — нефтяной и 17β, 21β — биологический, последний термодинамически неустойчив, в нефтях встречается редко и в очень малых концентрациях. В нефтях в небольших количествах встречается УВ с конфигурацией 17β,

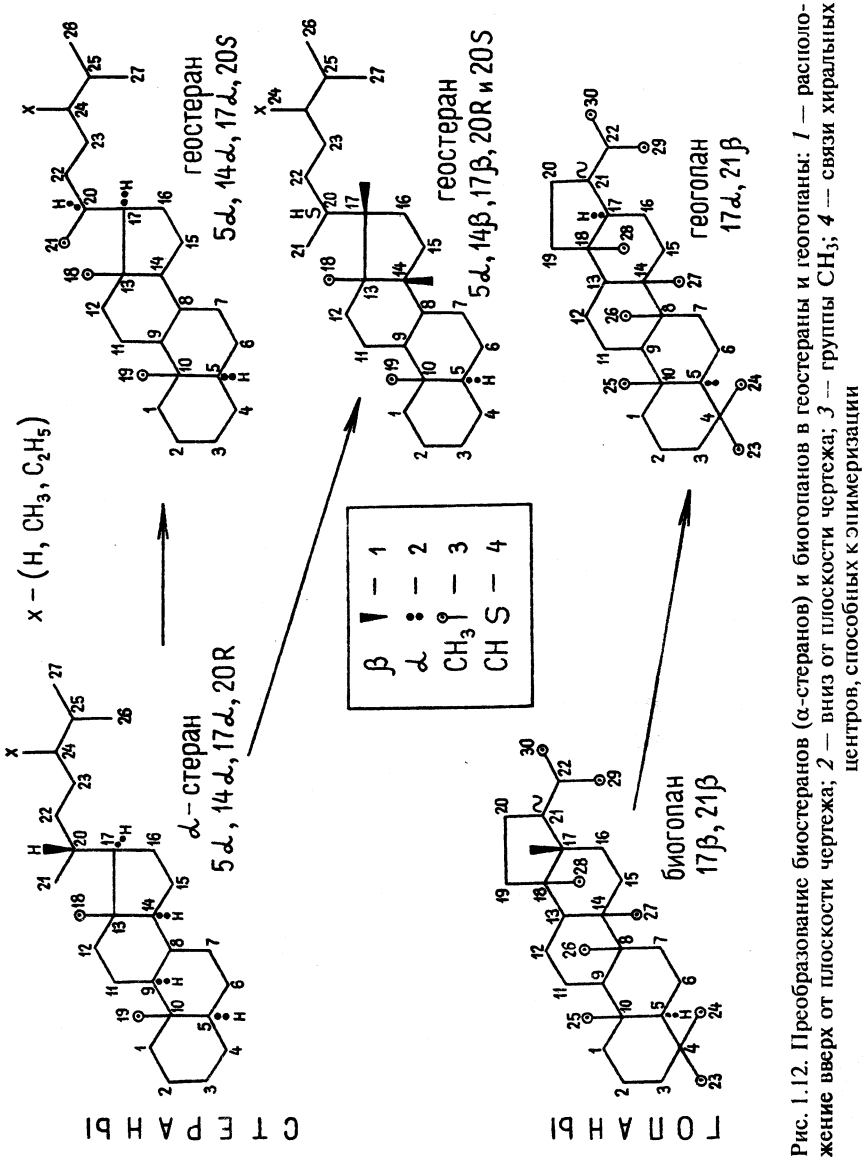


Рис. 1.12. Преобразование биостеранов (α-стеранов) и биогопанов в геостераны и геогопаны: *1* — расположение вверх от плоскости чертежа; *2* — вниз от плоскости чертежа; *3* — группы CH_3; *4* — связи хиральных центров, способных к эпимеризации

21α — моретан, основная же масса представлена нефтяными или 17α, 21β. Для УВ ряда гопана состава C_{31} и выше, т.е. в тех случаях, когда атом C_{22} становится хиральным, возможно существование двух эпимеров, отличающихся R- или S-конфигурацией хирального центра C_{22}. В биогопанах состава C_{31} и выше атом C_{22} имеет R-конфигурацию, созревание или переход к нефтяным гопанам сопровождается эпимеризацией центра C_{22} и переходом в S-конфигурацию. Степень созревания или зрелости в нефти при наличии гопанов C_{31} и выше определяется по отношению $K_{зр} = 22S/(22S + 22R)$.

Относительное концентрационное распределение гопанов C_{27}–C_{30} рассматривается в нефтяной геохимии как характерный генетический признак нефтей конкретной толщи, района, возраста и др., а также как информативный показатель — отношение адиантана C_{29} к моретану C_{30}.

Пентациклические тритерпеноиды вначале были обнаружены в папоротниках, мхах и других низших наземных растениях, затем они были открыты в анаэробных бактериях и других организмах. Подробнее вопрос о генезисе гопаноидов будет рассмотрен в разделе об исходном ОВ.

Для установления корреляционных связей ОВ нефть–нефть и нефть–ОВ конкретных толщ также используется показатель стераны/гопаны.

Стераны и гопаны являются основными источниками оптической активности нефтей. Известно, что наибольшая оптическая активность наблюдается для фракции 420–550°С, УВ молекулярная масса которых 350–450, т.е. это УВ состава C_{27}–C_{35} — стераны и тритерпаны.

Химические классификации нефтей

Существуют различные классификации нефтей по химическому составу. В основу большинства из них положен углеводородный состав или углеводородный состав отдельных фракций нефти, т.е. преобладание УВ того или иного класса. Как правило, оказывается, что выделенные классы нефтей, так или иначе, коррелируются с содержанием серы, смолисто-асфальтеновых компонентов, твердых парафинов и плотностью нефти.

По классификации, разработанной Грозненским нефтяным исследовательским институтом, выделяется шесть классов нефтей: 1) метановые, 2) метаново-нафтеновые, 3) нафтеновые, 4) нафтеново-метаново-ароматические, 5) нафтеново-ароматические, 6) ароматические. В *метановых* нефтях во всех фракциях содержится значительное количество алканов: в бензиновых более 50%, в масляных более 30%, типичными нефтями этого класса являются нефти полуострова Мангышлак (месторождения Узень и Жетыбай).

829090

Метаново-нафтеновые нефти содержат в соизмеримых количествах алкановые и цикловые УВ, при незначительном содержании аренов, как правило, не более 10%, к этому классу относится большая часть нефтей крупных месторождений Волго-Уральской области и Западной Сибири. Нефтям 1 и 2 класса свойственны невысокие содержания смолисто-асфальтеновых компонентов.

Для *нафтеновых* нефтей характерно содержание цикловых УВ во всех фракциях приблизительно 60% и более, алканов, как и смолисто-асфальтеновых компонентов, в этих нефтях мало; типичными являются Балаханская и Сураханская нефти Баку. В нафтеново-метаново-ароматических нефтях алканы, цикланы и арены присутствуют примерно в одинаковых количествах, при этом отмечаются значительные концентрации (до 10%) смол и асфальтенов.

Нафтеново-ароматические нефти характеризуются преобладанием нафтенов и аренов, алканы отмечены только в легких фракциях, причем в небольшом количестве, концентрация смолисто-асфальтеновых компонентов еще более возрастает (15–20%). *Ароматические* нефти отличаются повышенным содержанием аренов во всех фракциях, это тяжелые нефти, они редко встречаются в природе; к нефтям этого класса, например, относится Бугурусланская нефть Урало-Поволжья.

Близка к рассмотренной классификация нефтей О.А. Радченко и Ф.Б. Инденбом, в которой выделено 5 классов, аналогичных вышеупомянутым, только отсутствует класс ароматических нефтей. Граничные параметры выделенных классов отличаются для бессернистых и сернистых нефтей, для последних они в соответствующих фракциях выше у метановых и ароматических УВ и ниже у нафтеновых.

А.Ф. Добрянский и С.С. Наметкин классифицировали нефти также по содержанию алканов с учетом еще 13 показателей на 7 классов.

В классификации нефтей Б. Тиссо и Д. Вельте (1978) в качестве главного параметра рассматривается содержание насыщенных УВ, которое отрицательно коррелируется с содержанием ароматических УВ, смол, асфальтенов и серы. Эмпирически на основе рассмотрения характера распределения УВ нефтей более 500 месторождений установлено две четких моды, совокупности: 1) парафинистые и парафино-нафтеновые нефти, 2) ароматические и асфальтеновые (примерно по 50%). Нефти определяются как «нафтеновые» или «парафиновые», если общее содержание насыщенных УВ в них превышает 50%. Для практического использования вводится дополнительная граница, соответствующая 40% алканов и циклоалканов (рис. 1.13). Эти границы отделяют нафтено-

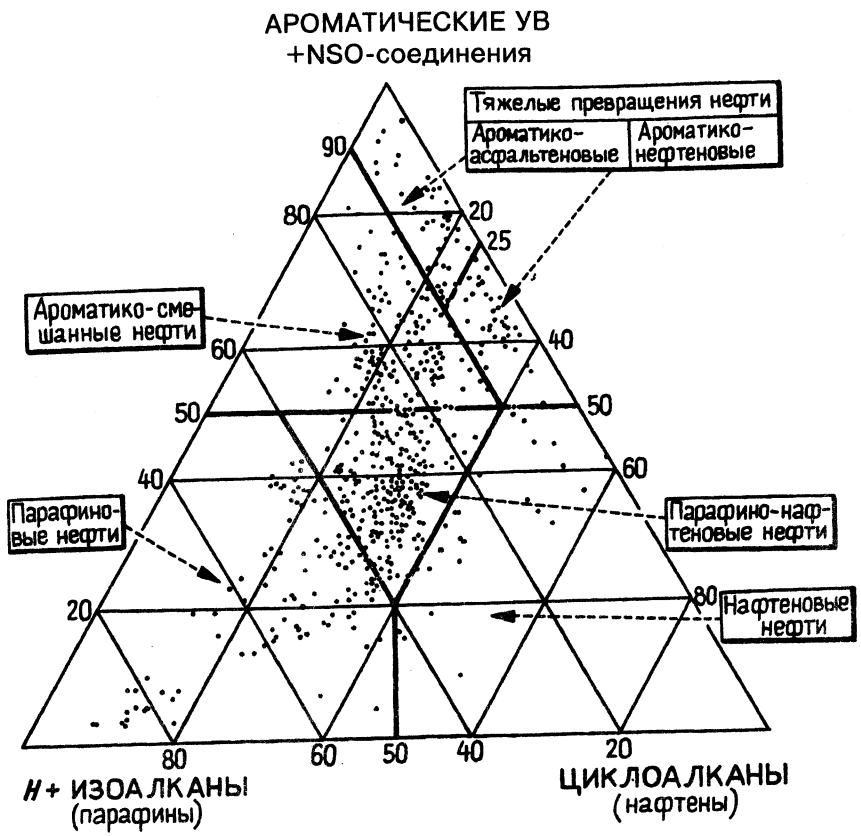


Рис. 1.13. Треугольная диаграмма состава шести классов нефтей (по Тиссо и Вельте)

вые и парафиновые нефти от парафино-нафтеновых. Нефти определяются как ароматические, если общее содержание аренов, смол и асфальтенов больше 50%. Дополнительная граница разделяет ароматико-смешанные нефти, содержащие более чем 10% алканов, и тяжелые превращенные нефти с содержанием алканов менее 10%. Последний класс подразделяется на два подкласса: ароматико-асфальтеновые нефти, для них характерна высокая сернистость и концентрация цикланов менее 25% и ароматико-нафтеновые нефти, концентрация цикланов в них более 25%, они обычно содержат серы не более 1%.

Нефти выделенных классов распространены в природе крайне неравномерно. По встречаемости и распространенности месторождений, выделенные классы нефтей распределены следующим образом: парафиново-нафтеновые, ароматико-смешанные и парафиновые. Если же рассматривать общие запасы, то картина изменится: в количественном отношении наиболее важны

тяжелые превращенные нефти, затем и ароматико-смешанные. Первый класс представлен аномальными запасами Атабаски (Канада) и Восточной Венесуэлы; ароматико-смешанный класс — колоссальными скоплениями нефти в Персидском заливе.

А.А. Петровым предложен совершенно другой принцип типизации нефтей. Используя современные методы — газожидкостную хроматографию и масс-спектрометрию — автор изучил более 400 нефтей из разновозрастных толщ практически всех основных бассейнов России и стран ближнего зарубежья. Основой его типизации является распределение нормальных и изопреноидных алканов. Все исследованные нефти были разделены на две большие группы: *нефти категории А*, на хроматограммах фракции 200–430°С которых четко проявляются в аналитически определяемых количествах пики нормальных и изопреноидных алканов. В свою очередь в зависимости от соотношения выделяются два типа нефтей: $А^1$, в которых пики нормальных преобладают над соответствующими изопреноидами, и $А^2$, в которых пики изопреноидов заметно преобладают над алканами и при этом увеличивается высота фона (или горба, состоящего из УВ, неразделенных газожидкостной хроматографией).

На хроматограммах фракции 200–430°С нефтей, отнесенных к *категории Б*, также подразделенной на два типа, пики н-алканов отсутствуют. На хроматограммах нефтей типа $Б^2$ над еще более увеличенным фоном четко проявляются только пики изопреноидных алканов. Хроматограмма нефтей типа $Б^1$ представляет сплошной фон неразделяющимися хроматографически УВ, пики как нормальных, так и изопреноидных алканов, полностью отсутствуют. На рис. 1.14 приведены хроматограммы выделенных типов нефтей.

Нефть типа $А^1$ по групповому составу фракции 210–430°С соответствуют нефтям парафинового и нафтено-парафинового основания. Как правило, это нефти с высоким содержанием бензиновых фракций и низким смол. Нефти этого типа наиболее распространены в природе и встречаются в отложениях разного возраста от рифея до неогена, это основные высокодебитные нефти (месторождения Ромашкино, Самотлор и др.).

Нефти типа $А^2$ соответствуют нафтено-парафиновым и парафиновым. Концентрация алканов в них несколько ниже (25 и 40%) по сравнению с нефтями $А^1$, изопреноиды преобладают над н-алканами, при этом концентрация последних на порядок меньше, чем в нефти типа $А^1$. Эти нефти приурочены к относительно небольшим глубинам (меньше 2000 м) и встречены в отложениях кайнозоя и мезозоя. Типичные представители — нефти Южного Каспия (Сураханы, Нефтяные Камни, Дувай-море).

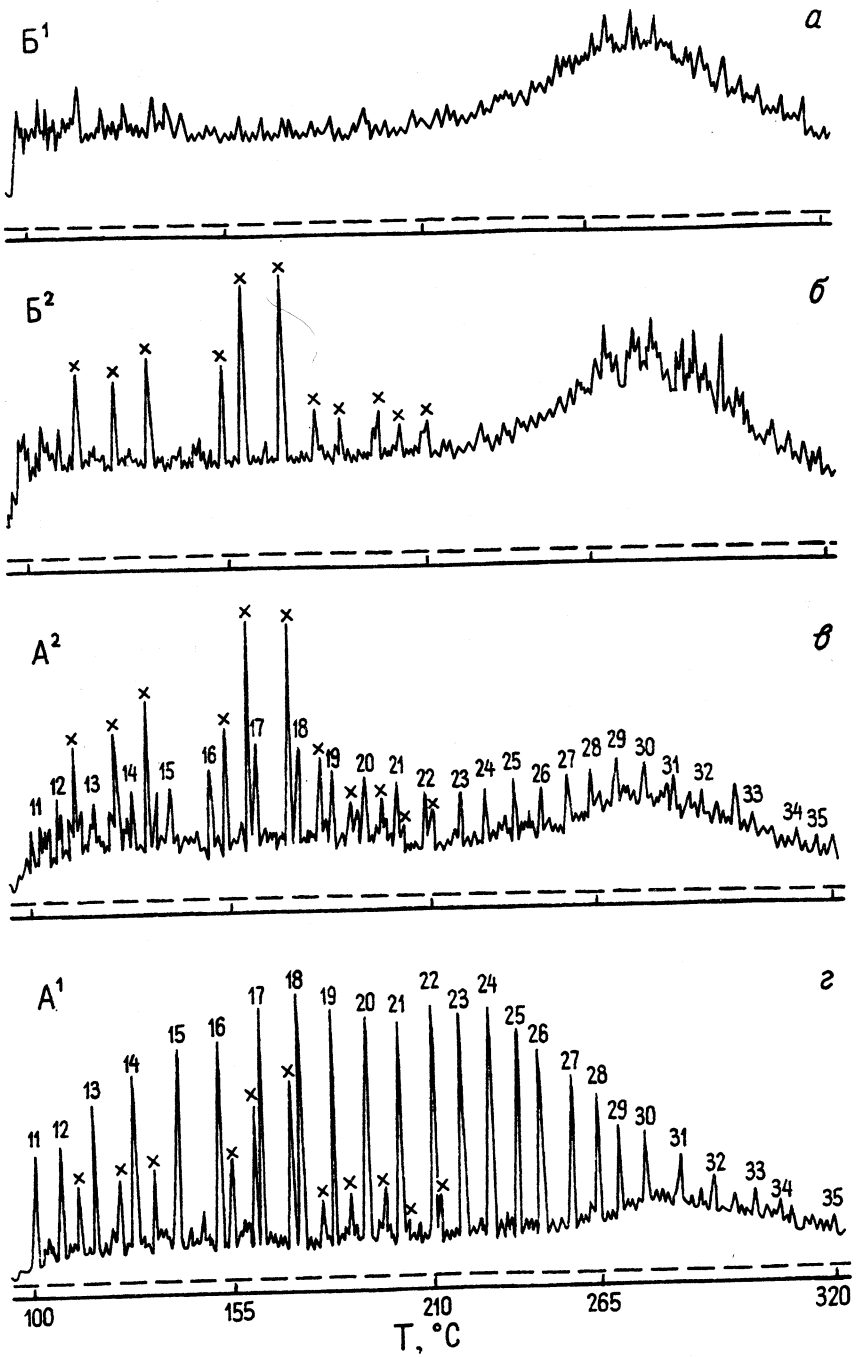


Рис. 1.14. Хроматограммы нефтей различных химических типов (по Петрову, 1984): *а* — $Б^1$; *б* — $Б^2$; *в* — $А^2$; *г* — $А^1$

Нефти типа Б² соответствуют нефтям главным образом нафтенового, реже парафино-нафтенового основания. Среди насыщенных УВ в них преобладают циклоалканы (60–75%), концентрация изопреноидов (0,5–6%) на фракцию 200–430°С. Нефти этого типа распространены в основном в молодых отложениях на небольших глубинах, хотя известны и исключения. Типичные представители этого типа: нефти месторождения Старо-Грозненское, Анастасиевско-Троицкое (Северный Кавказ).

Нефти типа Б¹ имеют нафтеновое и нафтеново-ароматическое основание, как правило, они содержат мало легких фракций и характерно полное отсутствие алканов. Это типичные кайногенные нефти, их залежи находятся на глубине 300–1000 м. Типичными нефтями Б¹ являются нефти месторождений Грязевая Сопка, Сураханы, Балаханы (Южный Каспий), месторождение Русское (Западная Сибирь). На рис. 1.15 представлено среднестатистическое распределение нефтей различных химических типов по возрасту вмещающих отложений и глубине залегания. А.А. Петров отмечает четко проявляющуюся зональность: максимум залежей нефтей типов А², Б² и Б¹ приурочен к глубинам 500–1000 м, нефти типа А¹ преобладают с глубины 2 км. В целом независимо от возраста отложений с увеличением глубины постепенный переход от нефтей типа Б¹ к типу А¹. Причины такой зональности очень сложны и неоднозначны. Они обусловлены как условиями генезиса нефти, так и характером ее дальнейших преобразований. Подробнее эти вопросы будут рассматриваться в гл. 4.

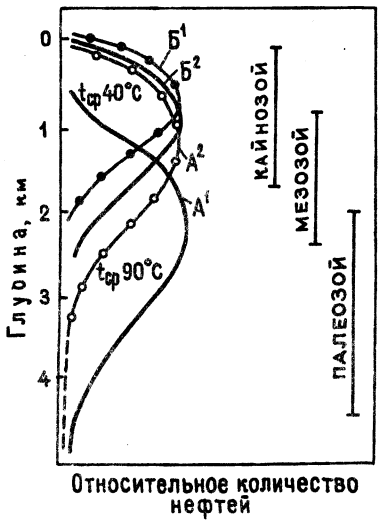


Рис. 1.15. Среднестатистическое распределение нефтей различных химических типов по глубинам залегания и по возрасту вмещающих отложений (по Петрову, 1984)

1.3. ГАЗОВЫЕ УГЛЕВОДОРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Углеводородные газы УВГ являются частью природных углеводородных систем, газовой фазой природных УВ. Природные газы — это УВ растворы, имеющие газообразное в нормальных (атмосферных) условиях состояние, выделенные из состава более сложных природных систем. Типы природных газов земной коры

Таблица 1.2

Типы природных газов

Природная система	Дегазация или сепарация	
	самопроизвольная (спонтанная)	принудительная
Подземный газ (пластовый)	Свободный газ	Газ дегазации и дебутанизации сырого конденсата
Пластовая нефть	Нефтяной газ	Газ глубокой стабилизации нефти
Природная вода	Водорастворенный спонтанный газ	Водорастворенный газ
Природные гидраты	Газогидратный газ	Водорастворенный газ газогидратной воды
Горная порода	Природные газы открытого трещинно-порового пространства	Газы закрытых пор, окклюдированный, сорбированный и т.д.

приведены в табл. 1.2. Природные газы находятся на Земле в различном состоянии: свободные в атмосфере и в газовых залежах, растворенные в водах, сорбированные, окклюдированные, в виде твердых растворов — газогидратов; газы, растворенные в нефти и выделяющиеся при разработке и самоизлиянии, называются попутными газами. Высокое энергосодержание, способность к химическим превращениям, низкое загрязнение биосферы обусловливают использование УВГ в качестве наиболее удобного топлива и ценного химического сырья.

Состав и свойства газов

Основными компонентами природного (горючего) газа являются углеводороды от метана до бутана включительно, отмечаются следы C_5–C_8. Природные газы также содержат и неуглеводородные компоненты: углекислый газ, азот, сероводород, инертные газы. Главным компонентом природных горючих газов является метан. Природный газ считается *сухим*, если он состоит главным образом из метана (более 85%), с низким содержанием этана (менее 10%), практическим отсутствием пропана и бутана; с содержанием менее 10 см³/м³ способных конденсироваться жидкостей. *Тощий* газ — пластовый газ метанового состава с низким содержанием этана, пропана и бутана. Количество конденсата в нем составляет 10–30 см³/м³. Газ *жирный,* если содержание конденсата составляет от 30 до 90 см³/м³. В геохимии широко используется показатель «коэффициент сухости» (CH_4/C_{2+}).

Природные газы бесцветны, легко смешиваются с воздухом, растворяемость их в воде и нефти различна. Свойства газов на поверхности и в пластовых условиях отличаются, они во многом

определяются термобарическими условиями и физико-химическими параметрами среды. На растворимость природного газа влияют температура, давление, состав газа и нефти. Растворимость газа в нефти повышается с ростом давления и уменьшается с ростом температуры; она растет в ряду C_1–C_4. Растворимость газа уменьшается с увеличением плотности нефти. Давление, при котором данная нефть полностью насыщена газом, называется *давлением насыщения*; если давление в залежи падает, то газ выделяется в свободную фазу.

Плотность газов — масса вещества в единице объема, выражается в г/см^3 или отношением молекулярной массы (в молях) к объему моля $\rho = M/22{,}4$ л. Плотность метана $7{,}14 \cdot 10^{-4}$, бутана $25{,}93 \cdot 10^{-4}$, диоксида углерода $19{,}63 \cdot 10^{-4}$ г/см^3. Обычно используется относительная плотность по воздуху (безразмерная величина — отношение плотности газа к плотности воздуха, при нормальных условиях плотность воздуха 1,293 кг/м^3). Относительная плотность метана 0,554 (20°С), этана 1,05, пропана 1,55, диоксида углерода 1,53, сероводорода 1,18.

Газонасыщенность (Г) — важный показатель газоносности недр; газонасыщенность нефти — газовый фактор. Газонасыщенность вод (см^3/л, м^3/м^3) — суммарное содержание газа в указанном объеме флюида (л, м^3). По данным А.С. Панченко и В.П. Ильченко (1978), аномалии по величине газонасыщенности сопровождают все газоконденсатные месторождения Предкавказья. Вблизи контура газоконденсатных залежей независимо от гидрохимической зональности значения Г = 2–4 м^3/м^3.

В кайнозойских нефтегазоносных бассейнах Сахалина, Куринской депрессии газонасыщенность вод газами УВ состава до глубины 3 км не превышает 3,3 м^3/м^3, расчетная газонасыщенность вод на глубине 6 км достигает 7,7 м^3/м^3. В Западной Сибири газонасыщенность вод УВ газами до глубин 3 км колеблется от 0,3 до 1,5 м^3/м^3, расчетная газонасыщенность на глубине 6 км около 7,5 м^3/м^3. В Мексиканском бассейне на глубине 4358 м (скв. Делкамбер) газонасыщенность вод 8–9 м^3/м^3, газонасыщенность резко возрастает при аномально высоком пластовом давлении (АВПД).

Газонасыщенность вод не только показатель газоносности недр. Эти воды сами могут быть источником газа. Добыча растворенного в воде УВ газа успешно ведется в Японии (префектура Сидзоука).

Метан (CH_4) — наиболее распространенный и миграционноспособный УВ газ в природе, он характеризуется низкой сорбционной способностью, небольшой растворимостью в воде, которая также зависит от температуры: 0,055 м^3/м^3 (0°С), 0,033 (20°С), 0,017 (100°С). Метан легко загорается ($T_{восп}$ = 695–742°С), его теплота

сгорания 50 МДж/кг. Смеси метана с воздухом взрывоопасны (нижний предел взрываемости 5%). Метан не содержит связей С–С, менее прочных, чем С–Н, что обусловливает его термическую прочность и устойчивость к химическим воздействиям. Генезис метана может быть биохимическим, термокаталитическим (катагенетическим), метаморфическим, вулканическим. Подробно этот вопрос, как и генезис других газов, будет рассмотрен ниже.

Газообразные *гомологи метана* — ТУВ (этан C_2H_6, пропан C_3H_8, бутан C_4H_{10}) имеют большую, по сравнению с метаном сорбционную способность и низкий коэффициент диффузии, что позволяет им концентрироваться в газах закрытых пор. Наибольшая из всех УВ газов растворимость в воде у этана (0,047 м^3/м^3 при 20°С). Смеси этих газов с воздухом также взрывоопасны. Содержание каждого из гомологов в газах чисто газовых залежей обычно менее 0,5%, в нефтяных попутных газах достигает 30%. Газообразные гомологи метана — ценное сырье нефтехимической промышленности — они используются в производстве синтетического каучука, полиэтилена, пластмасс. Промышленное значение имеют газы, содержащие не менее 2–3% ТУВ.

Двуокись (диоксид) углерода (углекислота) CO_2 в нормальных условиях — газ, при 78°С — твердая снегоподобная масса (сухой лед), при нагревании непосредственно переходит в газ; CO_2 в полтора раза тяжелее воздуха. Содержание CO_2 в газах и нефтях изменяется от 0 до 59%, двуокись углерода хорошо растворяется в воде, растворимость возрастает с увеличением давления. Так, при 20°С и 0,1 МПа в одном объеме воды растворяется приблизительно один объем CO_2. При давлении 30 МПа и 100°С в одном объеме воды может раствориться 30 объемов CO_2. Двуокись углерода имеет различный генезис: образуется при окислении углеводородов и других органических соединений, при декарбоксилировании органических кислот, при разложении бикарбонатов, возможно и мантийное происхождение CO_2.

Азот — бесцветный газ без запаха, содержание его в воздухе 75,5% по весу (78,09 об.%), в природных газах варьирует в широких пределах (от сотых долей до 99%). В нефтяных попутных газах содержание азота изменяется от 0 до 50%. При длительной эксплуатации попутный нефтяной газ обедняется азотом, что связано с его малой растворимостью в нефти. Газ химически инертный. Азот может быть атмосферного, биохимического и глубинного происхождения; в водах верхней части осадочного чехла он чаще всего атмосферный, с глубиной его содержание обычно падает. Показатель $\Sigma УВ/N_2$ — коэффициент химической закрытости недр — возрастает с увеличением глубины.

Природный азот состоит из двух стабильных изотопов ^{14}N и ^{15}N. Для атмосферного азота отношение $^{14}N/^{15}N = 273$ (стандарт). Изотопный состав азота природных газов варьирует в широких пределах: $\delta^{15}N$ изменяется от −10 до +18‰.

Сероводород (H_2S) — бесцветный горючий газ с характерным резким запахом, хорошо растворимый в воде. Плотность его 1,538 г/л, теплота сгорания 2,3 МДж/м^3; температура кипения 60° К. Сероводород высокотоксичный газ, при концентрации его в воздухе более 0,1% может наступать летальный исход; предельно допустимое содержание в воздухе 0,01 мг/л. Сероводород встречается в свободных природных газах, обычно его концентрация редко превышает 1%. В газах, связанных с карбонатно-сульфатными толщами, концентрация H_2S увеличивается до 10—20, редко до 50%. Сероводород встречается также в вулканических и фумарольных газах. В природе известны разные источники H_2S: биохимическое окисление ОВ, восстановление сульфатов сульфат-редуцирующими бактериями, при химическом восстановлении сульфатов, при термолизе ОВ и т.д. Промышленную ценность представляют газы, содержащие 0,05—0,1% сероводорода.

Водород (H_2) самый легкий газ в природе (легче воздуха в 14 раз), бесцветный, не имеет запаха, плотность по воздуху 0,0695, высшая теплота сгорания 12,2 МДж/м^3. Водород имеет два стабильных изотопа: протий (^1H) и дейтерий (Д, или ^2H) и один радиоактивный — тритий; доля дейтерия в водороде Земли очень мала. Водород природных газов несколько обогащен дейтерием: отношения $^1H : Д = 1 : 4000$ (в воде это отношение 1 : 6500). Водород в природных газах содержится в количестве от тысячных долей до 60%. Повышение его концентрации свойственно вулканическим и другим глубинным газам. В.И. Молчанов считает водород обычным газом осадочных пород, не приуроченным к определенному диапазону толщ. Чаще всего водород ассоциируется с соленосными, угленосными и нефтеносными отложениями; он приурочен к наиболее погруженным частям депрессий. В газах нефтегазоносных районов H_2 присутствует довольно редко. В Западной Сибири из 1000 опробованных участков водород отмечен в восьми, причем он более свойствен вмещающим породам, чем пластам-коллекторам. По мнению В.А. Соколова, водород — типичный газ древних отложений. Селенгинская депрессия Иркутского амфитеатра, например, характеризуется повсеместным присутствием водорода.

Основным источником свободного водорода в земной коре является вода, при взаимодействии которой с окислами металлов при высоких температурах образуется водород; водород также типичный компонент вулканических фумарольных и прочих

глубинных газов. Возможен генезис водорода при биохимическом и радиоактивном разложении ОВ.

Гелий — газ без цвета и запаха, химически инертный, т.е. неспособный к химическим реакциям, горению, взрыву. Среднее содержание гелия в земной коре $1 \cdot 10^{-6}$ вес.%, в атмосфере $5{,}2 \cdot 10^{-4}$ об.%. В природных газах содержание гелия достигает 18 об.%, в свободных не превышает 10%, в попутных 0,5%. Природные газы с повышенным содержанием гелия являются ценным химическим сырьем.

Стабильные изотопы гелия ^3He и ^4He имеют главным образом радиогенный генезис — образуются при α-распаде радиоактивных элементов (урана, тория) и характеризуются абсолютным преобладанием ^4He ($^3He/^4He = 10^{-10}—10^{-9}$ в урановых минералах); первичный же гелий имеет соотношение $^3He/^4He = n \cdot 10^{-4}$. Гелий атмосферы представляет смесь первичного и радиогенного с относительно постоянным составом ($^3He/^4He = 1{,}4 \cdot 10^{-6}$). Повышенные концентрации гелия отмечаются в зонах нарушений. Данные об изотопном составе гелия используются для определения его корового или мантийного генезиса.

Классификации газов

В природе газы распространены очень широко и составляют газовую оболочку — атмосферу. Они присутствуют в свободном, растворенном, сорбированном, механически и химически связанном состоянии в гидросфере и литосфере. Существует много классификаций газов по разным признакам: химическому составу, генезису, месту нахождения (В.В. Белоусов, А.Л. Козлов, М.И. Суббота, И.В. Высоцкий, Н.А. Еременко и С.П. Максимов и др.).

Одним из первых создал классификацию природных газов В.И. Вернадский (1912), он подразделил газы по разным принципам:

1) по форме нахождения — на газы свободные и жидкие и твердые растворы; 2) по источникам образования — на газы земной поверхности, глубоких частей литосферы и газы, проникающие из мантии; 3) по химическому составу — на азотные, углекислые, метановые, водородные и сероводородные.

В.В. Белоусов предложил генетическую классификацию природных газов, подразделив их на газы: 1) биохимического, 2) воздушного, 3) химического и 4) радиоактивного происхождения. А.Л. Козлов построил свою классификацию газов также по генетическому принципу и выделил два основных класса: А) газы, образующиеся в земной коре (биохимические, химические, метаморфические) и Б) газы миграционные (космические, магматические, мантийные). Генетическая классификация И.В. Высоцкого включает характеристику исходного материала газов, основные

газообразующие процессы, форму нахождения и химический состав. Согласно этой классификации выделяется пять генетических типов газов: 1) биохимический, 2) литохимический, 3) радиоактивный — газы, формирующиеся в земной коре, 4) атмосферный — циркуляционные газы, 5) космический — реликтовые газы.

Классификация растворенных в пластовых водах газов по составу была предложена М.И. Субботой (1961), а затем Л.М. Зорькиным (1971) и приведена в табл. 1.3. Авторы различных классификаций границу углеводородных компонентов для определения класса и типа газа проводят в пределах от 75 до 100%. Разницы в химическом составе свободных и растворенных газов нет. По условиям нахождения газов в породе Е.В. Стадник выделяет три группы: рассеянные газы пород, газы подземных вод и газы залежей. Рассеянные делятся на газы закрытых и открытых пор, среди которых различаются: 1) свободные, 2) растворенные в воде,

Таблица 1.3

Классификация растворенных в пластовых водах газов по их составу (по Л.М. Зорькину)

Класс газа	Тип газа	Содержание компонентов
Углеводородный	метановый	$75 \geq C_nH_m \geq 50$; $N_2 \leq 25$ $(CO_2 + H_2S) \leq 25$
	азотно-метановый	$C_nH_m \geq 50$; $50 \geq N_2 \geq 25$ $(CO_2 + H_2S) \leq 25$
	углекислый-метановый	$75 \geq C_nH_m \geq 50$; $N_2 \leq 25$ $50 \geq (CO_2 + H_2S) \geq 25$
Азотный	азотный	$N_2 > 75$; $C_nH_m < 25$ $(CO_2 + H_2S) \leq 25$
	метано-азотный	$75 \geq N_2 \geq 50$; $50 \geq C_nH_m \geq 25$ $(CO_2 + H_2S) \leq 25$
	углекисло-азотный	$75 \geq N_2 \geq 50$; $C_nH_m \leq 25$ $(CO_2 + H_2S) \geq 25$
Углекислый	углекислый	$(CO_2 + H_2S) \geq 75$; $C_nH_m \leq 25$ $N_2 \leq 25$
	азотно-углекислый	$75 \geq (CO_2 + H_2S) \geq 50$; $C_nH_m \leq 25$ $N_2 \geq 25$
	метано-углекислый	$75 \geq (CO_2 + H_2S) \geq 50$; $50 \geq C_nH_m \geq 25$ $N_2 \leq 25$
Углекисло-азотно-метановый	углекисло-азотно-метановый	$C_nH_m \leq 25$; $N_2 \geq 25$
	метано-углекисло-азотный	$(CO_2 + H_2S) \geq 25$
	метано-азотно-углекислый	$N_2 \leq 50$; $(CO_2 + H_2S) \geq 25$ $C_nH_m \geq 25$ $(CO_2 + H_2S) \leq 50$; $C_nH_m \geq 25$ $N_2 \geq 25$

3) сорбированные минеральной частью породы, 4) сорбированные органическим веществом, 5) межслоистых пространств минералов (Зорькин и др., 1985).

Природные газовые смеси осадочного чехла по соотношению компонентов, с учетом классификации Л.М. Зорькина (1973), предложено разделять следующим образом: азотные (N_2 более 50%), углеводородные (CH_4 высш. более 50%), кислые (CO_2 более 50%), водородные (H_2 более 50%) и смешанные, когда концентрация любого компонента не превышает 50% (Зорькин и др., 1985).

Природные газы, как свободные, так и присутствующие в растворенном состоянии в воде часто представляют собой сложную по составу и генезису смесь, поскольку разные процессы приводят к образованию газов сходного состава.

Гидраты природных газов

Свойства гидратов и условия их образования. Согласно современным представлениям отдельные газы или их смеси способны образовывать газовые гидраты. *Газогидраты* — твердые кристаллические вещества, так называемые газовые клатраты. Кристаллическая решетка клатратов построена из молекул воды, во внутренних полостях которых размещены молекулы газа, образующего гидрат. Они удерживаются силами Ван-дер-Ваальса. Незаполненная газом решетка существовать не может, в этом ее принципиальное отличие от кристаллической решетки льда. Газогидраты кристаллизируются в две структуры кубической сингонии.

I структура — объемно-центрированная кубическая решетка размером 1,2 нм, ее элементарная ячейка, построенная из 46 молекул воды, содержит 8 полостей: 6 больших (0,59 нм) и 2 малых (0,52 нм), в которых располагаются молекулы газа. Большие полости представляют собой тетраэдры, малые — пентагондодекаэдры (рис. 1.16).

II структура — гранецентрированная кубическая решетка типа алмаза с параметрами 1,73–1,74 нм; элементарная ячейка этой структуры построена из 136 молекул воды и содержит 16 малых (0,48 нм) и 8 больших (0,69 нм). Малые, как и структуры I типа — пентагональные додекаэдры, большие представляют собой сферические гексадекаэдры, т.е. если величина молекул газа меньше 0,6 нм (CH_4, C_2H_6, CO_2, H_2, O_2), то образуется гидрат I структуры, если меньше 0,69 нм, то гидрат II структуры (C_3H_8, C_4H_{10} и др.), если больше 0,69 нм, то гидраты вообще не образуются. Внешний вид кристаллов газовых гидратов достаточно разнообразен и зависит как от состава, так и от гидродинамических параметров гидратообразования. Было установлено, что чем меньше молекулярная масса газа, тем более прямолинейными получаются

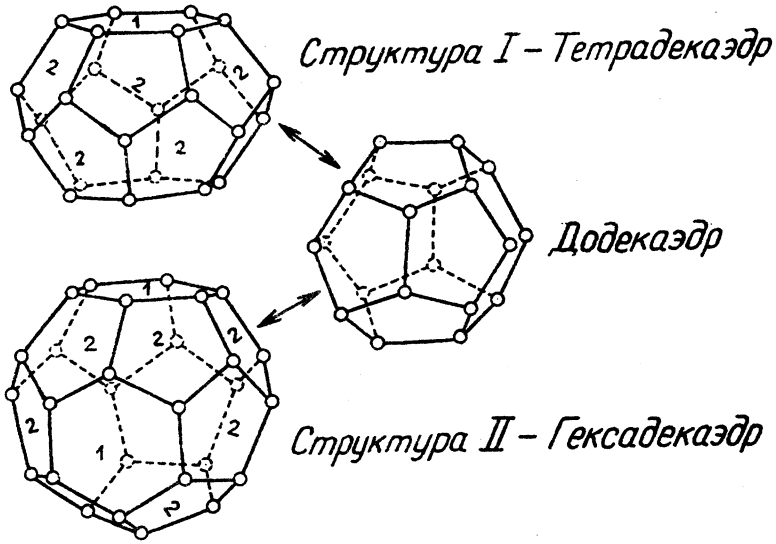


Рис. 1.16. Структуры газогидратов

газогидраты. Так, гидрат CH_4 образует почти прямолинейные кристаллы, C_2H_6 — нитевидные, C_3H_8 — беспорядочно разветвленные кристаллы. Физико-химические свойства некоторых гидратов приведены в табл. 1.4.

Таблица 1.4

Физико-химические свойства некоторых гидратов (Бык, Фомина, 1970)

Газ гидратообразователь	η	V, см³	ρ, г/см³
CH_4	5,75	1,26	0,92
C_2H_6	5,75	1,285	1,00
C_2H_6	17,0	1,307	0,88
C_4H_{10}	17,0	1,314	0,90
CO_2	5,75	1,28	1,11
H_2	57,6	1,26	1,05

Примечание. ρ — плотность; V — удельный объем воды в гидрате; η — отношение числа молекул воды к числу молекул газа в гидрате.

Условия образования газогидратов наглядно иллюстрирует диаграмма гетерогенного равновесия в координатах P–T, показывающая начальные условия образования гидратов отдельных газов.

На рис. 1.17 приведена диаграмма гидратообразования для CH_4, CO_2, C_2H_6, C_4H_{10}, C_3H_8, H_2S, т.е. газов наиболее распространенных в осадочных бассейнах, отражающая линейную зависимость между температурой и давлением. С ее помощью можно легко определить равновесные условия гидратообразования для

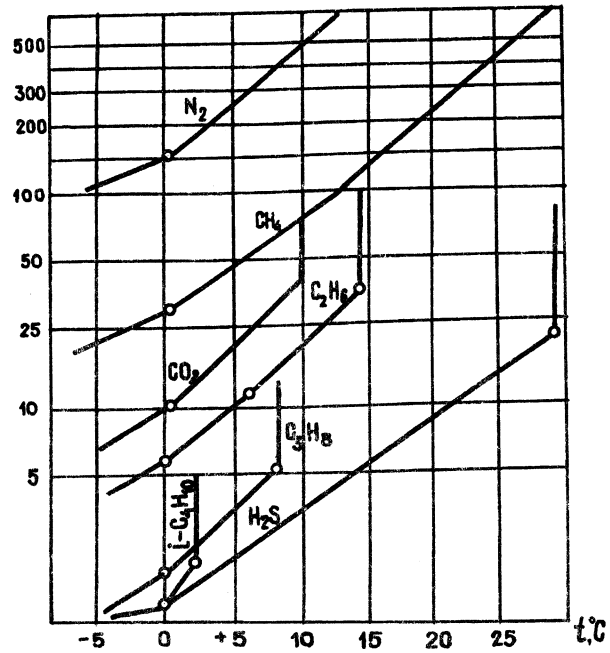


Рис. 1.17. Условия образования гидратов индивидуальными компонентами природных газов (Бык, Фомина, 1970)

каждого из этих газов. Изучение природных газогидратов насчитывает всего 20-летнюю историю, хотя техногенные гидраты известны более 150 лет. Гидратные пробки в газопроводных скважинах и стволах затрудняют разработку и транспортировку газа.

В конце 60-х годов была открыта возможность существования газа в естественных условиях в гидратном состоянии; было проведено лабораторное моделирование природных процессов гидратообразования (С.Ш. Бык, Ю.Ф. Макагон, Д.М. Медовский, В.П. Царев, А.Ф. Безносиков). Впервые природные гидраты газа наблюдались в современных осадках Каспийского моря и были описаны А.Ю. Ефремовой и Б.П. Жижченко (1972). В последнее десятилетие гидратоносность Мирового океана доказана глубоководным бурением в различных районах, получены газогидраты в грязевых вулканах в Черном море. В настоящее время природные газогидраты получены в 155 точках Мирового океана.

Распространению и сохранности газогидратов в земной коре, разработке методов поисков и разведки, а также возможности их использования в качестве промышленного энергетического сырья посвящен ряд работ Ю.Ф. Макагона, А.А. Трофимука, Н.В. Черского, В.П. Царева.

Классификации природных газогидратов. Природные газогидраты классифицируются по разным признакам. Морфологически выделено четыре основных вида: мелковкрапленные, узловатые, слоистые, массивные (плотные). В петрографическом смысле в качестве породообразующего компонента газогидраты подразделяются на три типа: 1) гидрат — мономинеральная порода, 2) гидрат — главный породообразующий компонент (минерал), 3) гидрат — акцессорный. Выделенным типам отвечают известные формы подземного льда. В качестве модели природного гидратообразования Г.Д. Гинсбургом также был использован хорошо изученный процесс льдовыделения при промерзании неконсолидированных пород. Примером первого типа гидратопороды является чистый массивный гидрат, описанный в керне скважины 570 DSDP на континентальном склоне Центральноамериканского желоба среди алевритовых глин палеоценового возраста. По данным каротажа мощность гидрата 3–4 м, его плотность 1,1 г/см^3. Аналогов льда — породообразующего минерала второго типа — газогидратов известно достаточно много. Гидраты такого типа встречены в породах разного литологического состава и структуры. Газогидрат, видимо, заполняет поры и играет роль цемента. Третий тип газогидратов — акцессорный — наиболее распространенный. Они описываются как включения «льдоподобных образований», выполняют гнезда, пустоты, трещины в породах и осадках разного состава.

Е.С. Баркан и Г.Д. Гинсбург по генетическому признаку выделяют четыре основных типа газогидратов: 1) криогенный, 2) седиментогенный, 3) фильтрогенный и 4) диагенетический.

Под *криогенным* газогидратом понимается такое скопление гидрата, которое образуется в результате понижения температуры в уже существовавшей ко времени охлаждения залежи газа.

До сих пор не известны такого типа месторождения или залежи, которые однозначно можно отнести к подобным газогидратным скоплениям. По геофизическим и геохимическим показателям предполагается, что газ в виде гидратов присутствует в Мессояхском газовом месторождении, находящемся в Усть-Енисейском районе Красноярского края.

Седиментогенные газогидраты образуются на континентальных склонах и у их подножий. К ним приурочена подавляющая часть известных проявлений гидратов в морях. Формирование седиментогенных гидратов определяется сочетанием благоприятных термобарических условий и повышенных концентраций органического вещества, которое является и источником биогенного метана и прочих газов.

Отложения континентального склона и подножия формируются за счет суспензионных потоков, свойственная им турбулентность, высокая водо- и газонасыщенность обеспечивают оптимальный режим гидратообразования, близкий к техногенному.

Фильтрогенные газогидраты формируются при фильтрации газа или газонасыщенной воды через зону, отвечающую термодинамической стабильности гидратов. Такой тип образуется в осадочной толще в участках разгрузки флюидной системы, каковой может служить в том числе и подводный грязевой вулканизм.

Диагенетический тип газогидратов формируется вследствие связывания с поровой водой газов, образовавшихся при диагенетических процессах. Некоторые исследователи (А.А. Трофимук, Н.В. Черский, В.П. Царев и др.) прогнозируют крупнейшие скопления газогидратов именно этого типа. Скопления газогидратов в пределах континентального склона, видимо, имеют полигенную природу: как диагенетическую, так и седиментогенную. Диагенетическим газогидратам также свойственна прямая связь с содержанием ОВ.

Газогидраты в морских бассейнах. Гидратоносность различных районов Мирового океана доказана и подтверждена глубоководным бурением. В полярных морях, характеризующихся близкими к 0°С (273 К) и незначительными колебаниями температур, верхняя граница гидратообразования приближается к поверхности. Поскольку температура воды даже на экваторе на глубине 1000 м составляет 288 К, а с глубиной она остается практически постоянной (274–276 К), то гидратообразование происходит во всех акваториях независимо от широты. Минимальная глубина верхней зоны гидратообразования для метана в Атлантическом океане 550 м, в Тихом океане 500 м, в Индийском 600 м; площадь распространения вышеуказанных глубин составляет более 70% площади Мирового океана.

Наиболее перспективными в отношении газогидратов являются участки сочленения шельфа арктических морей с материком. Термодинамический режим Северного Ледовитого океана соответствует условиям формирования газогидратов на всей территории вблизи дна, причем в направлении материка отмечено поднятие газогидратного слоя.

Гидраты отмечены в разных районах Мирового океана, в окраинных и внутренних морях. В верхней части осадочной толщи Каспийского моря предполагается наличие двух зон гидратообразования — в котловинах Среднего и Южного Каспия. Зона распространения гидратов в Среднем Каспии ограничивается изобатой 390 м. Мощность зоны гидратообразования (ЗГО) 134 м, в Южном Каспии она ограничена изобатой 152 м, мощность зоны 480 м. Масштабы гидратообразования в морях несравненно выше, чем на суше.

Газогидраты представляют собой объект поиска, во-первых, как источники УВ сырья, во-вторых, по мнению многих исследователей (Ю.Ф. Макагон, А.А. Трофимук и др.), газогидраты способны образовывать непроницаемый экран, который может служить непроницаемой покрышкой для жидких и газообразных УВ. Образование газогидратов сопровождается геохимическими эффектами, связанными как с водной, так и с газовой составляющей. Во-первых, в формировании гидратов участвует только пресная вода, поэтому в процессе связывания воды в гидратах происходит увеличение общей минерализации, возросшая соленость оставшихся вод тормозит дальнейший процесс гидратообразования. При этом в самих гидратоносных отложениях отмечается уменьшение солености. Во-вторых, в процессе гидратообразования неизбежно происходит фракционирование газа. Наиболее свободно переходят в гидраты этан и изобутан, труднее метан. Свободный газ обедняется этаном, изобутаном и обогащается н-бутаном, который в гидраты не переходит.

При поисках газогидратных залежей и установлении границ ЗГО в морях и океанах широко используются различные геофизические методы. Лабораторные исследования образцов горных пород, содержащих гидраты, показали, что гидраты обладают аномальными упругими свойствами, по сравнению с вмещающими породами, скорости продольных и поперечных волн в них выше, чем в породах, заключающих в себе жидкость или газ. На этих свойствах основано акустическое эхолотирование и сейсмические исследования.

Известно несколько видов сейсмических аномалий, видимо, обусловленных газогидратами (яркие пятна, BSR, пагодные структуры, аномалии типа VAMP). Газогидраты, как источники УВ сырья представляют бесспорный интерес. Разработка газогидратных залежей основывается на переводе газа из твердого состояния в свободное в пластовых условиях. Распад газогидратов возможен при повышении температуры, при понижении давления, а также путем ввода в пласт веществ, разлагающих гидрат, например, бромида кальция.

Для морских газогидратных залежей предлагается фактически только один метод — механическое разрушение струей воды. Предполагается, что газ, выделяемый из гидратов, будет сразу же растворяться в пульпе, отбор газа из пульпы должен производиться при помощи дегазации на поверхности.

Проблеме гидратов газа и их промышленного использования посвящена многочисленная литература. Однако проблема газогидратов далека от своего полного разрешения, поскольку многие вопросы теории и практики газовых гидратов разработаны недостаточно. Задача ближайших лет — установление масштабности проявлений газогидратов; необходимо решить основной вопрос, являются ли газогидраты уникальным природным образованием или нетрадиционным промышленным источником газового сырья, с которым связаны перспективы добычи газа в будущем.

Газоконденсатные системы

Если сжимать чистый газ, то он будет конденсироваться, возникает жидкая фаза, которая может сосуществовать с газовой. В многокомпонентных системах, каковыми являются природные УВ системы, увеличение давления ведет к тому, что жидкость, т.е. нефть, растворяется в газе — образуется, так называемая, «газорастворенная нефть» — *газоконденсат* — газоконденсатная система (ГКС).

Теоретические разработки и многочисленные эксперименты по взаиморастворимости жидкостей и газов (Т.П. Жузе, М.А. Капелюшников, Я.Д. Савина, И.С. Старобинец, Г.С. Ушакова, Г.Н. Юшкевич, А.И. Ширковский и др.) позволили установить, что формирование ГКС происходит в результате ретроградных явлений в условиях надкритических температур и давлений. Если при обычном испарении и обычной конденсации при повышении давления испарение уменьшается, а конденсация растет (в изотермических условиях), то в многокомпонентных смесях при росте давления испарение увеличивается — жидкость переходит в газообразное состояние, а при падении давления газ (пар) конденсируется, т.е. процесс идет в обратном направлении. Эти процессы получили название *ретроградное* испарение *и ретроградная* конденсация. Ход фазовых превращений рассмотрен на примере двухкомпонентной системы: метан—жидкие УВ (рис. 1.18); на фазовой диаграмме в координатах давление (Р)—температура (Т).

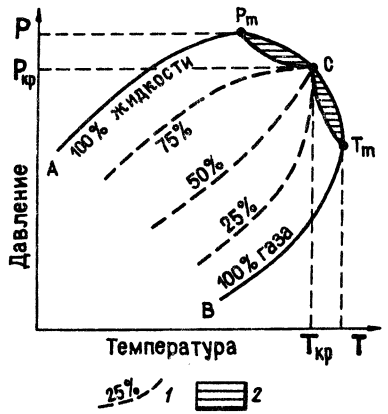


Рис. 1.18. Фазовая диаграмма многокомпонентной системы в координатах давление (Р) — температура (Т), иллюстрирующая ретроградные явления: *1* — линии равных содержаний жидкой фазы; *2* — область ретроградных процессов; $P_{кр}$ — критическое давление; $T_{кр}$ — критическая температура; С — критическая точка; $P_м$ — криконденбар; $T_м$ — криконденterm

Критическая температура $T_{кр}$, выше которой газ с повышением давления не может быть превращен в жидкость. В природных условиях осадочной толщи в жидком состоянии не могут существовать метан, водород, кислород; пропан, бутан, H_2S, CO_2 легко превращаются в жидкости.

Критическое давление $P_{кр}$ — давление, необходимое для конденсации пара при критической температуре. В двухкомпонентной смеси в отличие от однокомпонентной в критической точке С еще сосуществуют газовая и жидкая фазы, а $T_{кр}$ и $P_{кр}$ не являются максимальными. Максимальные для системы температуры и давления отмечены соответственно в точках T_m и P_m, где P_m — максимальное давление — *криконденбар*, при котором еще существует газовая фаза, T_m — максимальная температура, при которой еще сохраняется жидкая фаза — *криконденterm*. Ретроградные явления испарения и конденсации происходят в узкой термобарической области, лежащей между криконденбаром и критической точкой с одной стороны и криконденtermом с другой (заштрихованная область на рис. 1.18). Таким образом, *газоконденсатными* называются такие пластовые УВ системы, в которых при данных термобарических условиях УВ (C_{5+}) находятся в растворенном парообразном состоянии; растворителями являются метан, гомологи метана, углекислота.

Константы фазовых равновесий ГКС в недрах определяются пластовыми давлениями и температурами; они также зависят от состава жидкой и газовой фазы, их соотношения, литологических свойств пород и т.д. Различают сырой конденсат и стабильный. Сырой представляет собой извлеченную на поверхность жидкую фазу, в которой растворены газообразные компоненты. Сырой конденсат получают непосредственно в промысловых сепараторах при давлениях и температурах сепарации. Стабильный газоконденсат получают из сырого путем его дегазации, он состоит только из жидких УВ — пентана и высших.

Газоконденсаты в стандартных условиях представляют собой жидкости, обычно прозрачные, бесцветные, желтоватые, слабо коричневатые, иногда зеленоватые, плотности их колеблются в пределах 0,620–0,825 г/см^3; обычно плотность конденсатов увеличивается с глубиной, также она меняется (обычно увеличивается) в процессе разработки.

Как правило, конденсаты характеризуются низкой температурой начала кипения (24–92°С). Большую часть конденсатов составляют фракции, выкипающие до 250, реже до 300°С и лишь незначительная их часть выкипает выше 300°С.

В групповом составе УВ составляют более 90%, смолы, как правило, не превышают 5%, асфальтены — десятые, сотые доли процента. Углеводородный состав газоконденсатов варьирует в широких пределах, особенно в распределении ароматических соединений, концентрация которых колеблется от 2 до 48% (таких колебаний УВ состава в нефтях не встречено) (Чахмахчев, 1983). В целом конденсатам свойственны более простые индивидуальные

соединения, чем нефти, что связано с растворяющей способностью газов. На состав конденсата влияет состав исходных нефтей. Например, как было установлено В.А. Чахмахчевым, мезозойские конденсаты Западного Предкавказья по составу близки одновозрастным нефтям и отличаются от кайнозойских нефтей.

Залежи газоконденсата распространены в широком гипсометрическом диапазоне от 710 до 4600 м, минимальные температуры и давления составляют 25° и 7,5 МПа, максимальные 195° и 62 МПа.

Количество растворенного газоконденсата — конденсатный фактор $K_ф$ меняется в широких пределах от n·10 до 1000 см^3/м^3 и более; повышенные содержания конденсата отмечены, например, на месторождении Карачаганакское (P_1ar) — 900–1130 см^3/м^3, на месторождении Талалаевском на Украине $K_ф$ еще больше и достигает 1500 см^3/м^3.

Формирование в природных условиях газоконденсатов, видимо, может происходить различными путями. Конденсаты, которые сформировались в результате термобарических превращений газонефтяной системы, называют вторичными, в отличие от первичных ГКС, образовавшихся за счет генерации газа и микронефти из ОВ пород. Первичные ГКС — исходные, вторичные — новообразованные. Для первичных ГКС характерно отсутствие нефтяной оторочки, размещены они ниже нефтяных залежей в более жестких термобарических условиях, на больших глубинах, соответствующих нижней части зоны мезокатагенеза. Эти ГКС отличаются низкими значениями конденсатных факторов, преобладанием в жидкой фазе ароматических УВ (20–45% на фракцию н.к 200°С), а в газах — метана и углекислого газа. Бензиновая фракция первичных ГКС характеризуется повышенной концентрацией бензола, толуола, циклогексана и метилциклогексана, пониженной — алканов, а в них н-алканов.

Вторичные ГКС отличаются присутствием нефтяной оторочки в залежах, в бензинах резко преобладают алканы, в газах — доля гомологов метана составляет 15–20%. В этих ГКС велико содержание конденсата: $K_ф$ колеблется от 120 до 1000 см^3/м^3; залежи этих конденсатов располагаются на меньших глубинах (Чахмахчев, 1983).

Состав газоконденсата меняется в процессе разработки залежи. Поскольку при ретроградной конденсации в жидкую фазу будут переходить в первую очередь высокомолекулярные нафтеновые и ароматические УВ, то доля низкомолекулярных алканов будет расти. Во избежание потерь жидкой фазы в порах пласта необходимо поддерживать пластовое давление в залежах выше точки обратной конденсации.

1.4. ПРОДУКТЫ ПРИРОДНОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ НЕФТЕЙ

Продукты природного преобразования нефтей издавна называют природными битумами (первоначальное значение термина «битум» — вспыхивающая смола). Термин «битум» употребляется в разных значениях и в трех совершенно различных понятиях: генетическое, аналитическое и техническое, но при этом всегда имеются в виду признаки сходства с нефтью или ее производными. В настоящее время эта многозначность термина устранена с помощью нескольких других понятий: аналитическое «битумоид»; техническое понятие «технобитум»; генетическое — битум, объединяющее нефть, газ и всю совокупность родственных ей веществ (жидких и твердых). Продукты природного преобразования собственно нефтей следует называть *нафтидами* (термин В.Н. Муратова), причем это понятие включает и исходные продукты, генетически связанные, т.е. объединяет газы, газоконденсаты, нефти и их естественные производные.

Понятие «природные битумы» не включает жидкие и газообразные нафтиды, но включает понятие «нафтоиды». *Нафтоиды* — особая генетическая ветвь природных битумов, генетически не связанных с нефтью, а представляющих собой продукты природного процесса термического распада и возгонки концентрированных форм органического вещества пород — это пиро- и тектогенетические аналоги нафтидов. Нафтоиды представляют минералогический и генетический интерес, но ввиду очень локального распространения практического значения не имеют. Но поскольку нафтоиды природные образования, по внешнему виду и свойствам соответствующие нафтидам, то их генезис будет рассмотрен в общей схеме природного битумогенеза.

<table>
<tr><td colspan="3">НАФТИДЫ</td><td rowspan="2">НАФТОИДЫ</td></tr>
<tr><td>газ</td><td>нефть</td><td>продукты природного преобразования нефти</td></tr>
<tr><td colspan="3"></td><td>природные битумы</td></tr>
</table>

Первая классификация нефтяных битумов была сделана Г. Гефером (1908 г.), который все образования такого рода разделил на: 1) газы, 2) жидкие битумы, куда вошли нефть и мальта, 3) твердые битумы, включающие горный воск, горную смолу и асфальт. Помимо указанных нефтяных битумов, Г. Гефер выделил смеси их с разными веществами. А. Смеси с каменным углем: 1) с бурым углем (дизодил и гагат); 2) с черным углем (кеннель, богхед, торбанит). Б. Смеси с неорганическими веществами (горные породы): 1) битуминозные горные породы; 2) смолистые породы (смолистый сланец, смолистый песчаник); 3) асфальтовые горные породы (асфальтовый известняк, асфальтовый песчаник).

Вопросам классификации нафтидов и битумов посвящены исследования И.А. Орлова (1934), В.А. Успенского, О.А. Радченко (1961, 1964, 1979), В.Н. Муратова (1954) и др. Наиболее полной как по физическим свойствам, так и в генетическом плане является схема В.А. Успенского, О.А. Радченко, согласно которой приняты и классификационные границы разнопорядковых подразделений нафтидов.

В.А. Успенский, О.А. Радченко и др. (1964) выделяют 12 классов нафтидов: I — газы; II — нефти; III — мальты; IV — асфальты; V — озокериты; VI — элатериты; VII — альгариты; VIII — асфальтиты; IX — кериты; X — антраксолиты; XI — оксикериты; XII — гуминокериты. В основу этой классификации положен прежде всего химический состав, хотя каждый класс соответствует определенной генетической группе. Как подчеркивают авторы, «химическая характеристика ... выступает в качестве одного из средств определенных генетических групп».

Классификация нафтидов В.Н. Муратова основана на генетическом принципе, хотя для выделения классов и отрядов в ней используются классификационные параметры В.А. Успенского. Нафтиды и нафтоиды выделяются в самостоятельные классы. Класс нафтидов подразделяется на шесть подклассов: I — нефти; II — продукты гипергенного изменения нефтей, подразделяемые на три отряда: 1) продукты подземного выветривания (мальты, асфальты); 2) продукты глубокого субаэрального выветривания (оксикериты, гуминокериты); 3) продукты микробиального выветривания (альгариты, элатериты); III — продукты верхней зоны катагенеза (асфальтиты); IV — продукты метаморфизма нафтидов (кериты, антраксолиты); V — продукты контактового метаморфизма нафтидов; VI — продукты физической дифференциации нефтей (озокериты). При использовании этой классификации необходимо помнить, что нафтиды любого генетического подкласса не являются изолированными объектами, они обычно образуют непрерывные ряды переходных форм.

Исследования последних двух десятилетий позволили выделить линию битумогенеза, связанную с фазовыми переходами дифференциацией вещества при миграционных процессах (Гольдберг, 1975; Баженова и др., 1979). С учетом этих данных предложена типизация нафтидов, в которой с позиций формирования состава и свойств нафтидов (и/или нафтоидов) выделяются три основные генетические линии битумогенеза, отвечающие трем группам процессов: 1) гипергенных; 2) термально-метаморфических; 3) фильтрационно-миграционных (рис. 1.19). Соответственно этим

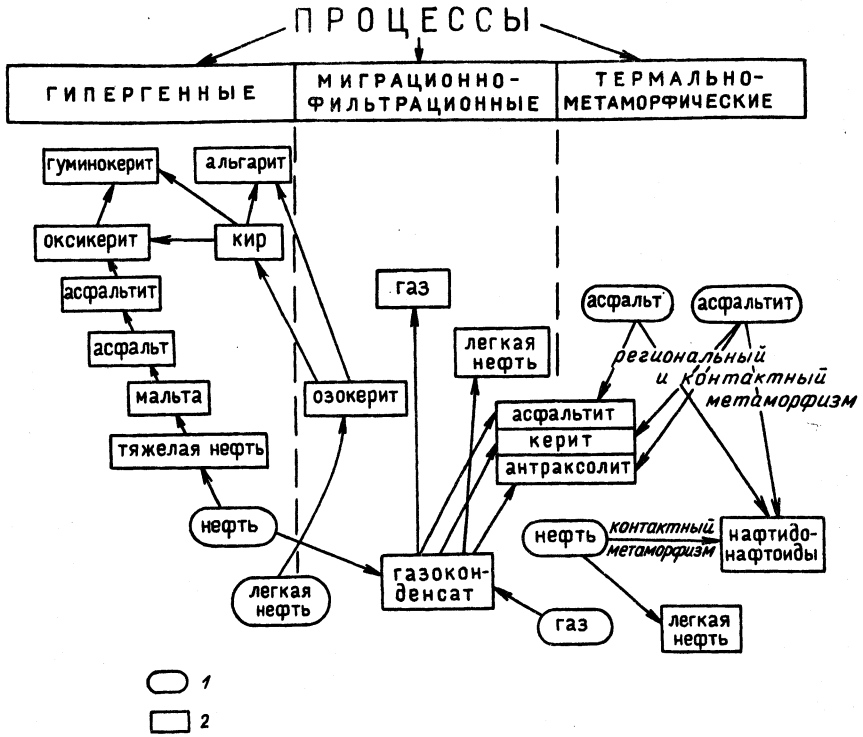


Рис. 1.19. Схема образования нафтидов различных генетических линий в природе: *1* — первичный продукт, *2* — новообразованный продукт

линиям (и/или группам процессов) выделяются генетические группы, подразделяемые, в свою очередь, по химическому составу на классы. Причем представители разных генетических групп по химическому составу могут соответствовать одному классу (например, асфальтиты, кериты).

Гипергенная группа является наиболее многочисленной и широко распространенной в природе. Формирование нафтидов этой генетической линии обусловлено окислением первичных нефтей в зоне гипергенеза. Эта генетическая линия включает две подгруппы. I. Непрерывный генетический ряд: мальта—асфальт—асфальтит—оксикерит—гуминокерит; II. Продукты микробиального окисления нафтидов: альгариты и элатериты.

Формирование нафтидов I подгруппы, образующих непрерывный генетический ряд мальты → гуминокериты, происходит в зоне крипто- и идиогипергенеза и связано с увеличением действия гипергенных факторов. В зоне криптогипергенеза, где отсутствует свободный кислород, происходит микробиальное окисление легкой малосмолистой нефти и превращение ее в тяжелую,

богатую смолисто-асфальтеновыми компонентами. При дальнейшем окислении такой тяжелой нефти вследствие излияния нефти на поверхность или доступа кислородсодержащих вод биохимическое окисление дополняется чисто химическим и физическим. В результате нефть утрачивает свой определяющий признак — преимущественно УВ состав и превращается в мальту.

Мальты обычно вязкие, вязкожидкие, реже твердые нафтиды плотностью 0,965—1,03 г/см^3. По содержанию масел (40—65%) мальты занимают промежуточное положение между тяжелыми нефтями и асфальтами. Консистенцию мальт определяет содержание асфальтенов, которое изменяется в широких пределах от 0 до 40%. В компонентном составе в них, как правило, преобладают смолы; элементный состав мальт: C = 80—87%, H = 10—12%. Масляная фракция мальт в соответствии с условиями образования обычно характеризуется отсутствием легких фракций и преобладанием циклических структур.

Асфальты — продукт дальнейшего преобразования мальт в зоне гипергенеза. Формирование асфальтов обусловлено дальнейшим окислением масел и конденсацией смол, в результате чего нафтид приобретает твердую консистенцию. Асфальты твердые, легкоплавкие образования; плотность 1—1,10 г/см^3; содержание масел в них 25—40 и 60—75% смолисто-асфальтеновых компонентов. Содержание асфальтенов варьирует в широких пределах от 10—15 до 45—50%; разности с высоким содержанием асфальтенов (45—50%) отличает повышенная хрупкость. Элементный состав асфальтов варьирует в зависимости от степени окисленности: C = 80—85%, H = 9—10%, O = 0,3—3%, сера от долей процента до 7—10%. Разности с повышенной концентрацией серы иногда называют тиоасфальтами.

В зарубежных классификациях мальты в отдельный класс не выделяются, а объединяются в один класс с асфальтами; диагностическим показателем асфальтов является содержание масел (25—50%).

Особое положение занимают продукты выветривания легких парафинистых нефтей в подзоне идиогипергенеза, так называемые *киры*. Они принадлежат к классу асфальтов по групповому составу и по внешнему виду похожи на них, но отличаются по ряду признаков от типичных асфальтов, формирование которых происходило главным образом в подзоне криптогенеза. В природе киры встречаются довольно редко; на поверхности Земли они обнаруживаются в виде образований натечного характера — кировые шляпы, кировые корки. Киры отличаются от типичных асфальтов повышенным содержанием кислорода и пониженным азота, резким преобладанием спирто-бензольных смол над бензольными.

Для киров характерно резкое превалирование метаново-нафтеновых УВ и незначительное содержание ароматических УВ, что не свойственно обычным асфальтам.

Асфальтиты — твердые, хрупкие, относительно высокоплавкие нафтиды, полностью растворимые в хлороформе и других органических растворителях. Содержание масел в них менее 25%, соответственно смолисто-асфальтеновых компонентов более 75%. Асфальтиты представляют собой продукты дальнейшего преобразования асфальтов в зоне гипергенеза. От асфальтов они отличаются повышенным содержанием асфальтенов, т.е. большей конденсированностью структуры. Это позволило Н.В. Муратову отнести асфальтиты к продуктам зоны катагенеза. В.А. Успенский считает их продуктами зоны гипергенеза. Многочисленными наблюдениями природных нафтидопроявлений в ряде районов прослежен непрерывный ряд нафтидов в едином объекте: мальты–асфальт–асфальтит, что утвердило точку зрения В.А. Успенского. По мнению некоторых исследователей, возможно образование асфальтитов в результате фазово-миграционных процессов.

Асфальтиты имеют плотность 1–1,2 г/см^3, температуру плавления 100–300°С. Они разделяются на два подкласса: гильсониты и грэемиты. *Гильсониты* плавятся при температуре до 150°С без видимого разложения, имеют блестящий раковистый излом. *Грэемиты* более тяжелые (плотность 1,15–120 г/см^3), более тугоплавкие ($t_{пл}$ = 180–300°С), плавление сопровождается вспучиванием; они отличаются повышенной хрупкостью, неровным изломом. По элементному составу грэемиты беднее водородом; в них асфальтены резко преобладают над смолами. Считают, что грэемиты — это более преобразованные гильсониты. В.А. Успенский подчеркивал, что эти два подкласса асфальтитов имеют генетические отличия, обусловленные различием состава исходных нефтей.

Количественный и элементный состав каждого из выделенных классов нафтидов варьирует в зависимости от формы нахождения.

Гипергенная подгруппа нафтидов ряда мальты–асфальты–асфальтиты широко распространена в природе; она составляет подавляющую массу первичных продуктов преобразования нефтей. Залежи и нафтидопроявления этих веществ отличаются большим разнообразием. Выделяется три типа залежей: пластовый, трещинный и покровных излияний. Наиболее распространенный пластовый тип залежей образуется на месте первичных нефтей; крупнейшие скопления такого типа приурочены к склонам щитов и антеклиз (Атабаска, Оленекское, Анабарское, Урало-Поволжье). Залежи трещинного типа формируются на путях миграции первичной нефти, этот тип наиболее характерен для асфальтов и асфальтитов. Залежи типа покровных излияний образуются в результате преобразования нефти, излившейся на поверхность. Такого типа залежи характерны для тектонически активных областей. В случае крупных масс излившейся нефти и благоприятных структурных форм образуются асфальтовые озера, наиболее крупные из которых известны в Венесуэле (Гуанако) и на о. Тринидад; небольшие озера известны на Северном Сахалине и в Азербайджане.

Дальнейшее гипергенное изменение нафтидов ряда мальты–асфальты–асфальтиты в зоне идиогипергенеза приводит к образованию так называемых оксибитумов или оксинафтидов, подразделяющихся в зависимости от степени окисленности на классы *оксикеритов* и *гуминокеритов*. В результате глубокого субаэрального выветривания различные линии превращения нафтидов этого асфальтового ряда смыкаются, признаки первичных нефтей теряются, развиваются процессы гумификации, т.е. происходит образование свободных гуминовых кислот. Внешне это выражается в побурении нафтида. По мере углубления гумификации вся масса нафтида приобретает бурый цвет, теряется блеск. Габитус гумифицированных нафтидов землистый или порошкообразный.

В компонентном составе оксинафтидов различают первичные компоненты, растворимые в органических растворителях, и вторичные, растворимые в щелочах и азотной кислоте. По соотношению этих компонентов выделяются классы: *оксикериты* — с преобладанием первичных компонентов, и *гуминокериты*, в которых преобладают компоненты, растворимые в щелочах. Гуминокериты по составу и физическим свойствам напоминают землистые бурые угли; они характеризуются высоким содержанием кислорода (более 20%). Высшей стадией преобразования гуминокеритов является полная гумификация и переход в продукты, растворимые в природных водах. Убыль массы асфальтового нафтида в процессе окисления, согласно расчетам И.С. Гольдберга, по отношению к массе первичной нефти ориентировочно составляет для мальты 35–50%, асфальта 50–65%, асфальтита 65–80% (Гольдберг, 1981). Глубокое субаэральное выветривание нафтидов приводит в конечном итоге к полному исчезновению нафтидов этого ряда.

Вторая подгруппа нафтидов гипергенного ряда включает продукты микробиального выветривания нафтидов — альгариты и элатериты.

Альгариты — природные образования углеводно-белкового происхождения, генетически связанные с нафтидами, продукт бактериальной переработки парафинов. Альгариты имеют вид желтых, коричневато-бурых корочек, иногда роговидных. Они

легко набухают в воде и частично растворяются. Наряду с углеводно-белковыми веществами в альгаритах содержатся и компоненты, растворимые в органических растворителях, видимо, представляющие собой остатки исходного нафтида. Кроме того, в некоторых альгаритах обнаружены гуминовые вещества, растворимые в щелочах. В альгаритах, как правило, отмечается высокая зольность (до 50%), элементный состав их: C = 36,6–47,8%; H = 6,2–7,4%, характерно повышенное содержание азота (до 7,5%). Свое название «альгариты» эти образования получили от «альга», потому что их сначала приняли за продукты переработки водорослей.

Впервые они были обнаружены в Калифорнии, затем были описаны во многих нефтегазоносных областях — на Апшероне, в Фергане, Закаспии, Минусинской котловине. Подавляющее число находок альгаритов относится к областям с засушливым климатом. Процесс образования альгаритов, вероятно, широко распространен, но неустойчивость к воде определяет их редкую встречаемость.

К продуктам микробиального выветривания относятся также и *элатериты*. Они имеют вид светло-серых, буроватых пленок и мелких шаровидных включений. Их характерная черта — пластичность, а также свойственна каучукообразная консистенция, слабая растворимость в органических растворителях. Битумоидная фракция элатеритов включает твердые парафины, смолы и жидкие масла. Нерастворимая часть сложена полимерными веществами, близкими к каучуку. Основа их скелета — алифатические цепи, связанные мостиковыми связями, включающими гетероэлементы. Элементный состав варьирует: C = 75–87%, H = 10–13%. Элатериты встречены в озокеритовых месторождениях, известны также элатериты нафтоидной природы в гидротермальных жилах.

Термально-метаморфическая группа объединяет два типа природных битумов, различающихся по исходному веществу и соответственно подразделяется на две подгруппы: 1) продукты метаморфического преобразования нафтидов — кериты и антраксолиты; 2) нафтоиды — природные битумы, представляющие собой продукты пиролиза и возгонки обогащенных ОВ пород.

Первая подгруппа включает нафтиды разной степени преобразованности. *Кериты* — это углеподобные, твердые, не плавящиеся без разложения и нерастворяющиеся полностью в органических растворителях нафтиды, что отличает их от асфальтитов. Кериты представляют собой продукты начального метаморфизма нафтидов, при региональном метаморфизме уровень преобразования, видимо, соответствует позднему метакатагенезу. От антраксолитов — высоко преобразованных нафтидов — они отличаются повышенным (более 5%) содержанием водорода.

Образование керитов связано с уплотнением и конденсацией молекул. Смолы трансформируются в асфальтены, последние переходят в нерастворимые конденсированные образования — карбены и карбоиды.

Кериты могут образовываться в результате регионального, контактного и динамометаморфизма. По степени метаморфизации класс керитов подразделяется на два подкласса: низшие кериты — *альбертиты* и высшие кериты — *импсониты*.

Альбертиты — твердые, блестящие, черные, хрупкие образования, плотностью 1,07–1,15 г/см^3, при нагревании в пламени они набухают и горят. Они не растворяются в петролейном эфире, частично растворимы в хлороформе и сероуглероде. Асфальтены в них преобладают над нерастворимыми компонентами. Элементный состав: C = 83–87%; H = 8–9%. Альбертиты широко распространены в Канаде, в провинци Альберта, откуда они и получили свое название.

Высшие кериты — *импсониты* — черные, блестящие, углеподобные образования с раковистым изломом, плотность их несколько выше — 1,10–1,25 г/см^3. При нагревании они слабо тлеют, не вспучиваясь. Только ничтожная часть их растворяется в органических растворителях. Элементный состав: C = 85–90%; H = 5–8%. Кериты редко встречаются в пластовых залежах, жильные кериты распространены наиболее широко.

Антраксолиты — класс нафтидов высшей степени метаморфизма. Антраксолиты — твердые, антрацитоподобные образования, неплавкие и нерастворимые в органических растворителях. Граница антраксолитов в ряду нафтидов устанавливается на основании элементного анализа: H < 5%, C > 90% при полном отсутствии плавкости и растворимости. Условия нахождения антраксолитов отличны от нормальных условий нахождения нафтидов. Районы распространения антраксолитов, как правило, прямо не связаны с нефтеносными территориями и характеризуются проявлением магматизма, а также высокой степенью метаморфизма вмещающих толщ. Форма проявлений антраксолитов чаще всего жильная, гнездовидная, хотя нельзя исключить возможность нахождения антраксолитов в виде мелких включений, выполняющих поровое пространство коллектора. Часто проявления антраксолита в жилах сопровождаются кварцем, кальцитом и другими минералами, свидетельствующими о гидротермальном генезисе жил.

По степени метаморфизма антраксолиты подразделяются на низшие, средней степени метаморфизма и высшие.

3 Зак. 446

Низшие антраксолиты — твердые, черные образования, плотность 1,3–1,4 г/см^3, твердость, по Моосу, 2–3, элементный состав: С = 89–93%, Н = 3–5%.

Антраксолиты средней степени метаморфизма более плотные — 1,4–1,7 г/см^3 и более твердые (3–4); содержание в них Н < 1–3%, С = 93–97%.

Высшие антраксолиты имеют металловидный блеск, электропроводны, плотность 1,8–2 г/см^3, С = 96–99%, Н < 1%. К ним относятся шунгиты — высокоуглеродистые образования, распространенные в протерозойских породах Карелии первично осадочного генезиса, впервые описаны около д. Шуньга. Шунгиты встречаются в виде жил и пропластков. Сингенетично обогащенные углеродом метаморфические породы, видимо не стоит относить к антраксолитам, а считать нафтидами только жильные шунгиты. В шунгитах установлено присутствие групп: CH_2, CH_3, C=C, C=O. Изотопный состав углерода варьирует от 1,74 до 3,99%. В вопросе генезиса шунгитов очень много дискуссионных моментов. В последние годы интерес к ним резко возрос благодаря обнаружению в них фуллеренов. Шунгиты известны также в Канаде, Индии, Швеции.

Если кериты и атраксолиты не представляют практической ценности в качестве УВ сырья, то как источник редких, рассеяных и редкоземельных элементов, они безусловно интересны.

В результате контактного воздействия интрузий на залежь нафтидов образуется *нефтяной кокс.* В.А. Успенский отнес подобные образования к нафтидо-нафтоидам. Их проявления отмечены в ряде мест на Сибирской платформе на контакте с интрузиями траппов. Нефтяной кокс по элементному составу относится к высшим антраксолитам (С = 95–98%, Н = 1,5–2,5%), но отличается характерной пористой «коксоподобной» текстурой.

Вторая подгруппа термально-метаморфической группы природных битумов представляет собой сложный спектр различных нефтеподобных веществ — *нафтоидов*, генезис которых обусловлен пиролитической деструкцией и возгонкой ОВ пород в первую очередь при контактном метаморфизме. Нафтоиды также бывают образованы в результате тектонических деформаций или воздействия высших давлений — тектонафтоиды.

Нафтоиды по химическому составу близки к нафтидам, но они имеют локальное распространение и представляют чисто минералогический и генетический интерес.

Механизм аккумуляции возгонов связан главным образом с постмагматическими процессами. По степени дифференциации возгонов выделяются следующие генетические линии нафтоидов (Успенский, Радченко, 1961): 1) α-*нафтоиды*, или черные нафтоиды — недифференцированные продукты деструкции ОВ. Они образуют широкий спектр разностей от газов и мальт до антраксолитов. Их характерная черта — присутствие непредельных УВ; 2) β-*нафтоиды — парафиниты* (гатчетиты, хризматиты, альгариты и др.). На Нижней Тунгуске был встречен гатчетит в полиметаллической жиле в лаве вблизи контакта с туфовой толщей. Гатчетит имел кристаллическую форму, (2 пинакоида), восковой блеск, прозрачен; химическая формула $C_{21}H_{42}$, он был назван эвенкит. Помимо собственно парафиновых минералоидов к β-нафтоидам относятся олефиниты — каучукоподобные углеводородистые образования, формирующиеся за счет полимеризации непредельных УВ возгона; 3) γ-*нафтоиды — кертизитиды* — образования, являющиеся результатом глубокого пиролиза преимущественно гумусового материала. Типичный представитель — кертизит — углеводород полициклоароматического строения.

Фильтрационно—миграционная группа объединяет нафтиды, образование которых связано с дифференциацией УВ-флюидов в процессе миграции и фазовыми превращениями газонефтяного флюида.

Намечается несколько линий формирования нафтидов этой группы, которые дают широкий спектр разностей, охватывающий разные классы нафтидов. Соответственно этим линиям битумогенеза выделяются и подгруппы нафтидов.

Образование нафтидов первой подгруппы связано с дифференциацией углеводородных флюидов в процессе восходящей миграции. В результате фазово-ретроградных процессов в жидкой фазе происходит накопление и осаждение наиболее высокомолекулярных компонентов парафинового ряда. Наиболее широко распространенным представителем последнего являются *озокериты* — твердые и воскообразные нафтиды, от светло-желтого, почти белого, до черного цвета, плотностью 0,85–0,97 г/см^3, температура плавления 40–50°С, известны и более высокоплавкие (до 100°С) разности. Элементный состав: С = 83,5–85; Н = 12–14,5. Характерной чертой озокеритов является то, что их масляная фракция состоит практически полностью из твердых УВ парафинового ряда (C_{21} до C_{55}); озокериты также содержат некоторое количество жидких масел и смол. Содержание этих компонентов варьирует в широких пределах. Жидких УВ от 2 до 35%, а смол от 3 до 56% (Успенский и др., 1961). Их соотношение определяет консистенцию и цвет озокеритов.

Образование озокеритов связано с дифференциацией высокопарафинистых нефтей и тяжелых конденсатов. Поскольку твердые УВ концентрируются преимущественно во фракциях, выкипающих при температуре выше 300°, образование высокопарафинистых

нефтей такого генезиса возможно только за счет тяжелых конденсатов, мигрировавших с больших глубин. Тяжелые конденсаты с повышенным содержанием твердых УВ известны во многих районах (Челекен, Предкарпатье, Западная Сибирь, Предкавказье).

Несмотря на широкое распространение высокопарафинистых нефтей — потенциальных источников озокерита, скопления его в промышленных масштабах редки. Это связано с тем, что формирование скоплений озокеритов определяется сочетанием ряда геологических факторов: 1) существование крупной глубокозалегающей газоконденсатной залежи; 2) периодическое разрывообразование, сопровождаемое трещинообразованием; 3) наличие АВПД в залежи и предопределяющее периодическое раскрытие разрывов, способствующих увеличению емкости трещин.

Условия озокеритообразования — ретроградная конденсация газоконденсатного флюида в сочетании с сильным охлаждением за счет адиабатического расширения газов, в результате происходит «вымораживание» даже легких фракций озокеритов с последующим удалением жидких фракций. В результате формируется жильный (более чистые разности) и поровый озокерит. Чтобы сформировалась залежь озокерита, необходимо многократное повторение этого процесса. Озокериты — образования нестойкие, парафины легко подвергаются бактериальному разрушению, поэтому промышленные залежи известны только в молодых — кайнозойских отложениях подвижных областей — Предкарпатье, Фергана, Туркмения.

К классу озокеритов относятся *гатчетиты* — озокеритоподобные, существенно парафиновые нафтиды кристаллического строения. Они образуют светлые и светло-желтые таблитчатые и чешуйчатые кристаллы ромбической сингонии; форма залегания — гнезда, натеки прожилки часто в угленосных толщах.

В процессе восходящей миграции особенно по слабопроницаемым породам происходит фильтрация нефтей с осаждением асфальтово-смолистых компонентов, что приводит к формированию микроскоплений твердых нафтидов асфальтового ряда.

Вторая подгруппа нафтидов фильтрационно-миграционной группы была выделена сравнительно недавно. В середине 70-х годов при изучении газоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных залежей палеозоя (и допалеозоя) в породах-коллекторах были обнаружены твердые плохо растворимые или нерастворимые в органических растворителях битумы, для которых абсолютно исключалось и гипергенное и термально-метаморфическое преобразование под действием магматических процессов. Довольно широкое развитие этих битумов, особенно в древних залежах, позволило выделить их в особую подгруппу, генезис которой связан

с фазовыми превращениями УВ-флюидов и прежде всего с *деасфальтизацией* нефтей. Формирование широкого ряда нафтидов этой генетической линии связано с осаждением из нефти асфальтенов и части смол при поступлении в первичные залежи нефти легких метановых нефтей и газов, и перехода части их в нерастворимое состояние — *асфальтениты*. Характерной особенностью нафтидов этого генетического ряда является то, что твердые компоненты концентрируются за счет непосредственного осаждения из исходного флюида, что приводит часто к совместному нахождению твердых нафтидов и безасфальтеновых нефтей или газов. Отличительная черта этих нафтидов — резкое преобладание в растворенной фракции асфальтенов над смолами, повышенное содержание углерода 83–88% и водорода 10% при низком содержании кислорода. Этот ряд нафтидов, объединяющий асфальтиты, кериты, антраксолиты, получил название *асфальтенитового*. Эта генетическая линия твердых нафтидов — асфальтенитов отражает многофазный процесс миграции и формирования залежей. Распределение нафтидов этого генетического типа контролируется структурами древнего заложения, зонами выклинивания продуктивных пластов, а также районами распространения легких метановых нефтей и конденсатных залежей главным образом в палеозойских и допалеозойских отложениях. Нафтиды этой подгруппы широко распространены в Тимано-Печорском бассейне (Усинское, Возейское, Пашнинское месторождения), в Восточной Сибири (многочисленные проявления в рифейских и вендских и нижнепалеозойских отложениях), Балтийской нефтегазоносной области.

ГЛАВА 2

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО — ИСТОЧНИК УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ

2.1. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Органическое вещество (ОВ) как в концентрированной, так и в рассеянной форме является важнейшим генератором флюидов в осадочных бассейнах: углеводородов нефти, газоконденсатов, газов и не углеводородов H_2O, CO_2, N и др. Главным элементом ОВ в любой форме, т.е. и всех горючих ископаемых, является углерод.

Углерод, формы нахождения на Земле

Углерод (carbon) — четырехвалентный элемент, четвертой группы периодической системы, четвертый по распространенности во Вселенной (после водорода, гелия и кислорода) и занимает 10–11-е место в земной коре. Он присутствует в разнообразных формах, соединяется с водородом, серой, азотом, кислородом, металлами. Самая же уникальная черта углерода — способность атомов связываться друг с другом, образуя длинные углеродные цепи, кольца и более сложные комплексные образования, причем связь может быть не только C–C (83 ккал/моль), но и C=C. Благодаря этой способности число соединений, содержащих углерод, составляет 4,4 млн, в то время как всего в мире установлено 4,5 млн соединений. Углерод способен образовывать более прочные ковалентные связи, благодаря которым на внешней орбите атома оказывается восемь электронов, соответствующих наиболее стабильному состоянию вещества. Такая связь в атоме углерода возможна благодаря разделению электронов между углеродом и другими элементами: например кислородом и водородом с образованием наиболее распространенных на Земле — CO_2 — наиболее окисленная форма углерода и CH_4 — наиболее восстановленная форма.

Атомная масса углерода 12,011, дробное число определяется наличием двух стабильных изотопов ^{12}C и ^{13}C и одного радиоактивного изотопа — ^{14}C с периодом полураспада 5570 ± 30 лет.

Кроме трех природных изотопов, известны три искусственных — ^{10}C, ^{11}C, ^{15}C. В природных соединениях резко преобладает ^{12}C; кларки изотопов ^{12}C — 98,89%, ^{13}C — 1,11%. Изотопный состав или соотношение изотопов углерода в природных объектах определяют, используя величину $\delta^{13}C$, выраженную в частях на тысячу (промилле ‰), вычисляя ее на основе уравнения:

$$\delta^{13}C = \left[\frac{(^{13}C/^{12}C)_{\text{образца}}}{(^{13}C/^{12}C)_{\text{стандарта}}} - 1 \right] \times 1000 .$$

В качестве стандарта используется отношение $^{13}C/^{12}C$ в белемните мелового возраста формации Пи-Ди (PDB). Углерод известняков обычно более тяжелый, по сравнению со стандартом, т.е. отличается более высокой концентрацией $\delta^{13}C$, органическое (биогенное) ОВ характеризуется более легким составом, причем различные его компоненты также отличаются по соотношению изотопов. Изотопный состав углерода индивидуальных природных соединений определяется их генезисом: составом исходного вещества, степенью его разделения или фракционирования в тех или иных процессах. Глубина фракционирования контролируется, прежде всего, кинетическими и термодинамическими факторами. При нормальной температуре наиболее восстановленные соединения с углерод-водородными связями — метан, УВ нефти содержат больше легких изотопов, а высокоокисленные кислород-углеродные — CO_2, CO обогащены тяжелыми изотопами. Углерод карбонатов, как правило, тяжелее стандарта. В процессе фотосинтеза в углероде увеличивается содержание легких изотопов. Характер фракционирования также определяется температурой: при высокой температуре фракционирование минимальное. На рис. 2.1 приведены пределы колебаний содержания $\delta^{13}C$ в различных природных объектах.

Из анализа приведенной схемы видно, что высоко восстановленный углерод (метан) имеет резко различный изотопный состав: значения $\delta^{13}C$ для биогенного метана и метана из срединной долины рифтовых зон отличается на 75‰. Углерод древнего докембрийского ОВ более легкий ($\delta^{13}C = -29...-30$‰), чем палеозойский, при этом углерод морского позднепалеозойского и мезозойского ОВ «легче», чем континентального. Для современного и плиоценового ОВ морского генезиса характерен, наоборот, более «тяжелый» изотопный состав ($\delta^{13}C = 16–23$‰). Наземное ОВ того возраста обычно более «легкое» ($\delta^{13}C = 23–33$‰). В целом, органический углерод осадочных толщ в среднем содержит на 25‰ изотопа $\delta^{13}C$ меньше, чем углерод карбонатов. Это обусловлено процессами фотосинтеза, при которых происходит очень широкое фракционирование изотопов. Дефицит $\delta^{13}C$ служит показателем биогенного генезиса углерода, а «легкий» углерод карбонатов является показателем их генетической связи с трансформацией ОВ.

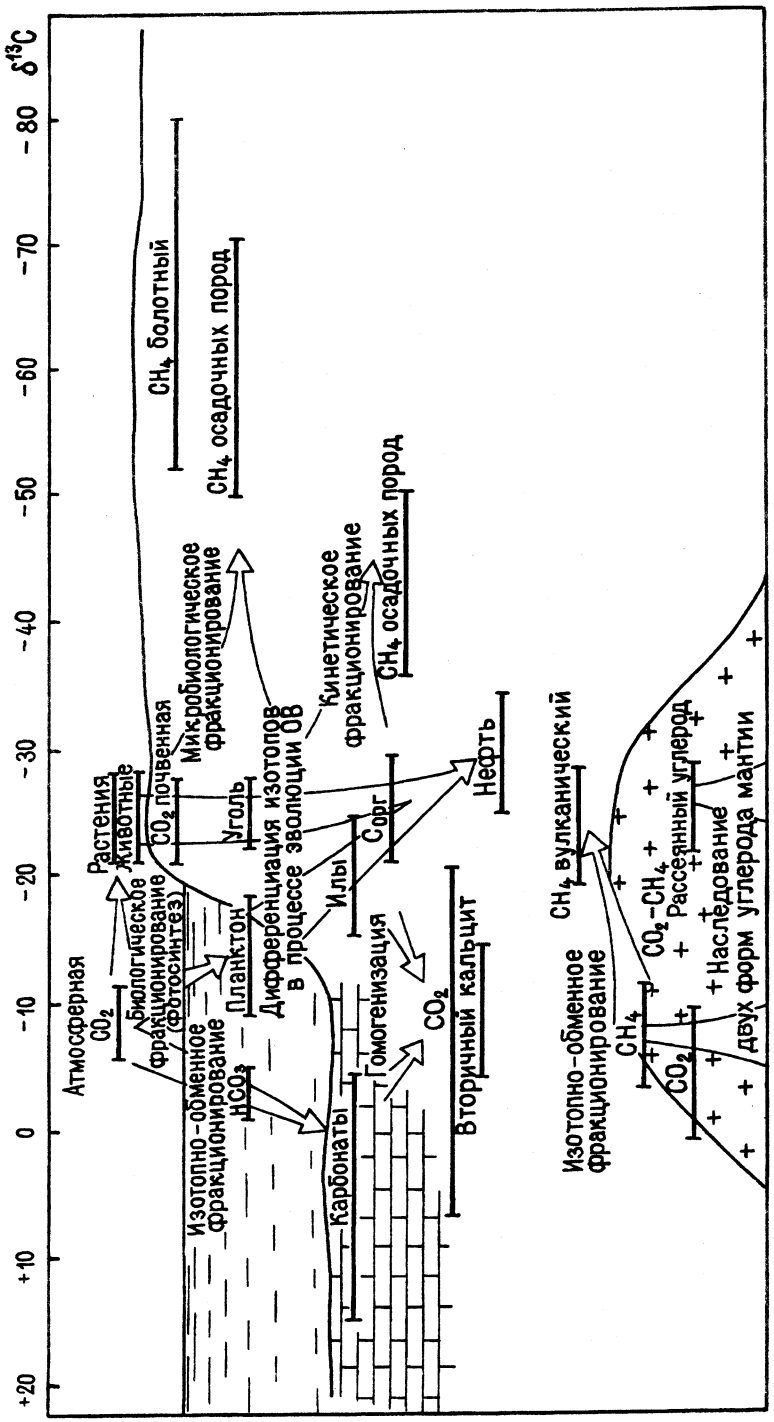


Рис. 2.1. Распределение стабильных изотопов углерода в различных природных объектах (по Галимову)

Углерод способен образовывать различные аллотропные соединения. В настоящее время установлено пять аллотропных соединений углерода различных по структуре: алмаз, графит, карбин, поликумулен, фуллерен. Последний открыли совсем недавно. Возможно, что число аллотропных соединений со временем возрастет.

Для алмаза характерно трехмерное расположение атомов углерода в пространстве, на равном расстоянии друг от друга. Алмаз не поглощает свет и отличается большой твердостью. Графит имеет плоскостное расположение атомов углерода, составляющих правильные шестиугольники, которые по общим граням образуют сетки, напоминающие пчелиные соты (расстояние между атомами 1,42 Å). Сетки расположены одна над другой слоями, причем связь между ними менее прочная (с расстоянием 3,3 Å), поэтому легко расщепляются. Карбин — линейный полимер, представляющий собой цепочку чередующихся одинарных и тройных связей атомов углерода (−C≡C−C≡C−). Поликумулен также линейный полимер, но характеризующийся двойными связями атомов углерода в молекуле (C=C=C=C=C). Фуллерен известен только с 1990 г. Он представляет собой полые образования типа футбольного мяча C_{60} и C_{70}. Структурные элементы фуллеренов подобны таковым графита, только плоская гексагональная сетка последнего свернута и сшита в замкнутую сферу или сфероид. При этом часть шестиугольников преобразуется в пятиугольники. В силу полого строения молекул фуллерен обладает небольшой плотностью (1,7 г/см^3), что значительно ниже, чем у графита и тем более алмаза. Перспектива использования фуллеренов разнообразна — аккумуляторные батареи, полупроводники, сырье для получения алмазов, основа для запоминающей среды со сверхвысокой плотностью информации.

Фуллерены синтезированы в лаборатории, но имеющиеся способы получения дорогие и малопроизводительные. Установлено, что возможно получение фуллеренов из природных углеродистых образований — шунгитов — высших антраксолитов. Содержание фуллеренов в шунгите достигает 0,1%, т.е. разработка технологии получения фуллеренов из шунгитов, запасы которых в Карелии огромны, является важнейшей задачей.

В природе углерод распространен очень широко как в органических, так и в неорганических соединениях, подавляющая часть которых принадлежит к группе карбонатных минералов.

В осадочных породах углерод присутствует в виде карбонатов (4/5) и органического вещества (1/5) и находится как в рассеянной форме, так и в концентрированной, в том числе в виде залежей горючих полезных ископаемых. В гидросфере немногим более 90% углерода представлено в карбонатной форме, около 9% в

виде растворенного ОВ. Углерод найден в метеоритах, главным образом в карбидной форме, обнаружен в кометах, в атмосферах планет, причем, по данным спектрального анализа, космический углерод присутствует как в форме CO_2, так и виде органических соединений CH, CN, CS_2, HCN и более сложных.

Органическое вещество в стратисфере, распределение и состав

Органическое вещество (ОВ) является обязательным компонентом практических всех осадочных образований, начиная с конца архея. Н.Б.Вассоевич еще в 1967 г. предложил применять термин «органический» лишь в смысле «биогенный», т.е. связанный с организмами; термин «органические соединения» заменить «кахигены», созданные углеродом и водородом (carbon, hydrogen, genesis). Понятие «органическое вещество», представляющее сложную природную смесь кахигенов, заменить понятием «кахигениты», который впоследствии был трансформирован в термин «кахиты», а ОВ осадочных пород и осадков стало именоваться «седикахиты» (СК) (Вассоевич, 1967).

Среднее содержание органического ($C_{орг}$) или некарбонатного углерода, составляет для осадочных пород около 0,55–0,6%, что соответствует 13–15 кг $C_{орг}$ на 1 $м^3$. Средние величины содержания того или иного элемента (кларковые значения или кларки, а для отдельных типов пород — субкларки) несколько различны по данным разных исследователей. Также они варьируют в зависимости от региона и возраста отложений. Так, Ф. Кларк определил величину $C_{орг}$ для осадочных пород в 0,65%, субкларк для глинистых — 0,80%; П. Траск определил субкларк для кластических пород — 0,75%, для карбонатов — 0,49%. На большом фактическом материале им было показано, что присутствие $C_{орг}$ свойственно всем современным и ископаемым осадкам, что его содержание колеблется по стратиграфическому разрезу, достигая максимума в кайнозое; в глинистых породах содержание $C_{орг}$ в два раза больше, чем в алевритовых, в последних — в два раза больше, чем в песчаных. Установленная зависимость содержания $C_{орг}$ от типа осадка была названа Н.Б. Вассоевичем «закономерностью Траска», она неоднократно подтверждалась для различных регионов мира.

А.Б. Роновым и А.А. Мигдисовым (1970) на примере Русской платформы показано возрастание содержания $C_{орг}$ от протерозойских пород к кайнозойским как для всех типов пород: PR 0,18%, PZ 0,34%, MZ + KZ 0,64%, так и для отдельных литотипов: глины PR 0,35%; PZ 0,7%; MZ + KZ 0,94%; пески—алевролиты 0,08–0,36%; карбонаты 0,06–0,47%.

Таблица 2.1

Классификация осадочных пород по содержанию ОВ ($C_{орг}$)

Группа	Подгруппа	Содержание $C_{нк}$, %	Характеристика		Преобладающий тип ОВ
Рассеянное ОВ (РОВ)	1	≤ 0,61 (кларк 0,6)	Сильно рассеянное ОВ		Сапропелевый
	2	0,62–2,5	Умеренно рассеянное ОВ		
Концентрированное ОВ (КОВ)	3	2,51–10	Слабо концентрированное ОВ	Доманикиты Баженовиты	
	4	10,01–40	Умеренно концентрированное ОВ	Каустобиолиты	Гумусовый
	5	> 40	Значительно концентрированное ОВ		

На основе анализа всех опубликованных данных и нескольких тысяч анализов содержания и состава $C_{орг}$, Н.Б. Вассоевичем приняты следующие субкларки: глинистые породы 0,9%, алевритовые 0,45%, песчаные и карбонатные 0,2%, для всех типов пород 0,58% (табл. 2.1).

Кларковые значения $C_{орг}$ для всех пород стратисферы континентов составляет 0,50 % (по Ронову, Ярошевскому, 1976), для океанов — 0,51% (Троцюк, Марина, 1988).

Распределено ОВ в осадочных породах крайне неравномерно. В табл. 2.2. приведена классификация осадочных пород по содержанию ОВ ($C_{орг}$). В ней прежде всего выделяются две основные группы: рассеянное ОВ — РОВ и концентрированное ОВ — КОВ. Граница между ними проведена условно по содержанию $C_{орг}$ = 2,5%; это значение в четыре раза выше кларка. В следующих графах нижний предел концентраций $C_{орг}$ в каждом случае в четыре раза больше значений в предыдущей графе. Породы первой подгруппы резко преобладают среди отложений различных возрастных диапазонов. Породы 5-й и частично 4-й подгрупп, содержащие повышенное $C_{орг}$ (более 20%), относятся к каустобиолитам, на долю которых, по расчетам Н.Б. Вассоевича, приходится всего 2% общей массы $C_{орг}$ континентального сектора стратисферы. Другие авторы оценивают их долю еще меньшими цифрами. Своеобразной группой пород являются глинисто-карбонатные, иногда глинисто-карбонатно-кремнистые породы, содержащие $C_{орг}$ в количестве, на порядок превышающий кларк. Они получили название доманикиты по их широкому распространению в доманиковом горизонте (D_3) на северо-востоке Русской платформы. По аналогии с доманикитами выделяют баженовиты (J_3

Таблица 2.2

Ориентировочные субкларки компонентов ОВ для осадочных пород континентального сектора стратисферы (КСС) (Вассоевич, 1972)

Осадочные породы			Органический углерод $C_{орг}$, %		Битумоиды (хлороформенный экстракт) ХБ, %		
породы*	роль в сложении КСС, %	Общая масса, 10^{16} т	содержание в породе	общая масса	содержание		общая масса
					в породе	в ОВ(β)	
Глинистые	51,4	60	0,9	75	0,06	5	68,57
Алевритовые	16,3	19	0,45	11,80	0,03	5	10,86
Песчаные	13,7	16	0,2	4,44	0,016	6	4,95
Карбонатные	18	21	0,2	5,83	0,03	11–12	12,0
Соли, сульфаты	0,3	0,4	0,1	0,06	0,01	7,5–8	0,08
Угли ископаемые	0,3	0,003	67	0,28	0,8	0,9–0,95	0,05
Горючие сланцы	0,3	0,0036	16,5	0,08	1,0	4,5–5	0,07
Доманикиты и баженитиы	0,3	0,3	6	2,50	0,6	7,5–8	3,43
Все породы (КСС) (без эффузивных)	100	115–120 (116,7)	0,62	100	0,045	5,4–5,8	100

*Общий объем КСС (без эффузивных пород) при плотности 2,5 т/м^3 равен $470 \cdot 10^6$ км^3.

Западной Сибири), ходумиты (P_3, ходумский горизонт Предкавказья). В настоящее время к доманикитам относятся породы глинисто-карбонатные или глинисто-кремнистые с содержанием $C_{орг} > 5\%$; породы сходного литологического состава, но содержащие $C_{орг}$ (РОВ) в количестве от (0,5)–1 до 5% называются доманикоиды. Нижняя граница концентрации $C_{орг}$ в горючих сланцах, по разным авторам, колеблется в пределах 15–25%. Горючие сланцы разного состава и возраста также имеют собственные названия, например кукерситы, торбаниты, тасманиты, куронгиты и др.

ОВ по стратиграфическому разрезу неогена распространено крайне неравномерно. Если средние значения концентраций $C_{орг}$ максимальны для кайнозоя, то общая масса $C_{орг}$ максимальна для юры, затем для мела, карбона и девона.

На рис. 2.2 приведено распределение масс $C_{орг}$, начиная с отложений верхней юры. Максимальная масса $C_{орг}$ отмечена для отложений K_1, затем J_3, причем для континентов и акваторий характер распределения сходен.

Обогащенные $C_{орг}$ прослои-доманикиты и доманикоиды присутствуют практически во всех системах фанерозоя, отмечаются

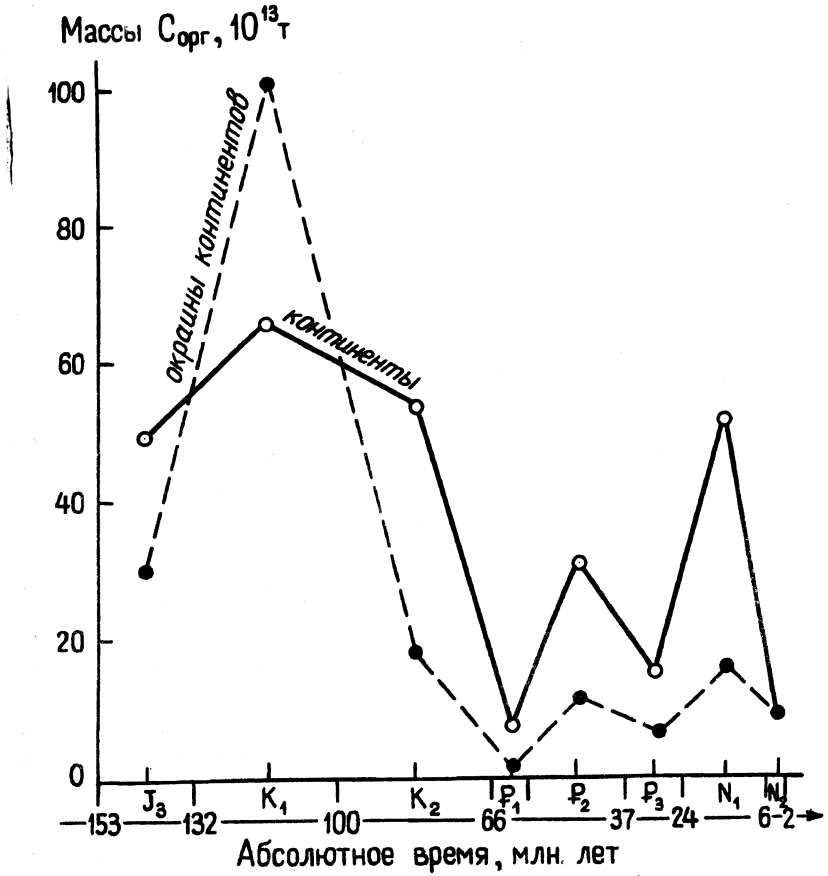


Рис. 2.2. Распределение рассеянного углерода в породах и осадках континентов и океанов (по Ронову, 1980)

они и в докембрии. Отложения, обогащенные РОВ, прослеживаются на одних стратиграфических уровнях на разных континентах; они не совпадают с эпохами угленакопления. Распределение таких уровней в стратиграфическом разрезе фанерозоя приведено на рис. 2.3. Интересно отметить, что в докембрийских толщах контраст между кларковыми концентрациями и доманикоидными прослоями более резкий; в кайнозойских разрезах концентрации $C_{орг}$ менее контрастны. Наиболее значимые по масштабам накопления РОВ интервалы отмечаются в конце D_3 и конце J_3. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в гл. 3.

Форма нахождения и морфология ОВ в осадочных породах также различна. Выделяются следующие формы: 1) морфологически оформленный растительный детрит; 2) бесструктурные включения гидрофобного ОВ в виде капель или комочков; 3) сорбированное

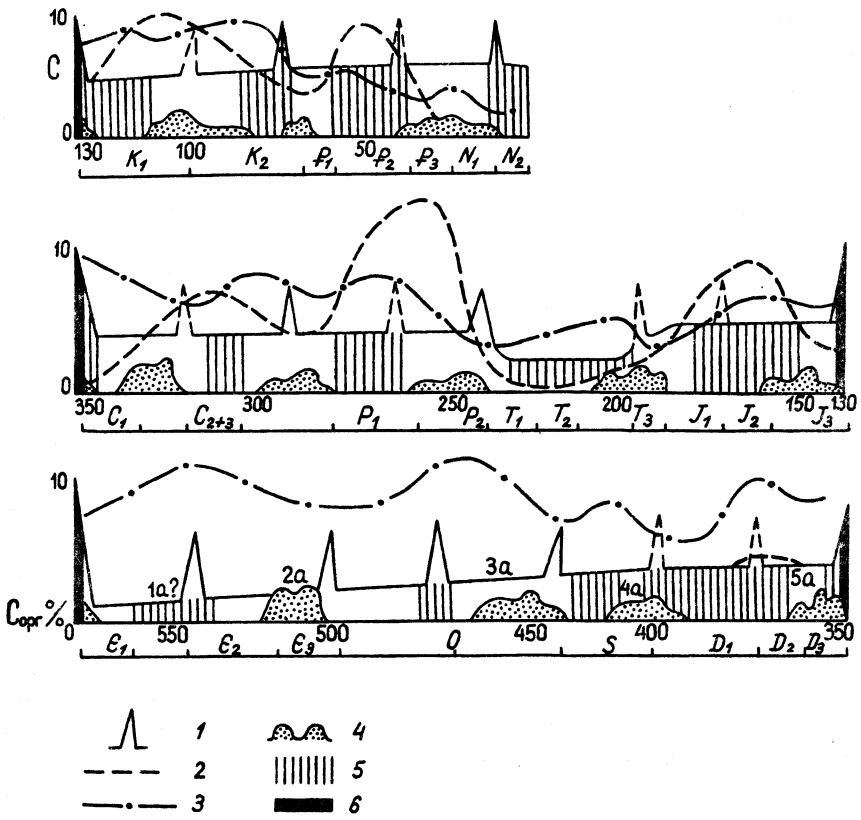


Рис. 2.3. Схема распределения доманиковых и доманикоидных отложений в фанерозое (по Неручеву): *1* — средние концентрации $C_{орг}$, *2* — интенсивность угленакопления, *3* — изменение площади морей на континентах, *4* — фазы складчатости, *5* — этапы активизации рифтогенеза, *6* — главные эпохи накопления доманикитов

на поверхности минеральных частиц породы; 4) растворенное, содержащее ОВ в форме солей; 5) ОВ, входящее в состав кристаллической решетки минералов.

При наблюдении ОВ под поляризационным микроскопом в петрографических шлифах отчетливо выделяются три группы включений (Ларская, 1983). I тип — дисперсное ОВ, размер частиц не более 0,005 мм, оно практически все находится в сорбированном состоянии; в отдельных случаях выделяются колломорфные макровключения капельной формы, нечетко ограниченные от минеральной матрицы. Обычно такая форма ОВ наблюдается в доманикитах и отличается повышенной концентрацией. II тип — детритное ОВ, размер частиц более 0,005 мм, ОВ четко отделено от вмещающей породы. Этот тип объединяет углистый, спорово-пыльцевой и водорослевый детрит. Включения ОВ I и II типа тесно связаны со структурой и петрографическим типом пород. В III тип объединяются изотропные включения ОВ, форма и размер которых определяются характеристиками межзернового пространства и не зависят от генезиса и структуры породы, т.е. это эпигенетичное ОВ. К выделению этого типа ОВ надо относиться очень осторожно, для его определения необходимо привлекать химико-битуминологические показатели. Две первые группы имеют связь ОВ с матрицей вмещающих пород. Прочность и форма связи ОВ с минеральной матрицей породы зависит от генетического типа ОВ, в значительной степени определяющего его состав, гранулометрического и минерального состава матрицы породы, P–T условий в недрах и т.д. Наиболее распространенная форма нахождения ОВ — сорбированная (РОВ), причем, чем больше поверхность минеральных зерен, тем больше ОВ сорбируется. Именно поэтому глины наиболее обогащены ОВ по сравнению с другими литотипами.

При исследовании ОВ осадочных пород и осадков, в нем выделяют различные аналитические группы: растворимые компоненты, включающие гуминовые вещества и битумоиды, и нерастворимые компоненты. *Гуминовые вещества* — это прежде всего гуминовые кислоты — фракция ОВ, извлекаемая водным раствором щелочи из осадков, почв, углей и осаждаемая минеральными кислотами. Эти вещества темно-коричневого цвета представляют собой высокомолекулярные полимерные соединения богатые кислородом, содержащие также серу и азот. Элементный состав: С 55–65%; Н 3,5–5,5%; Σ(O+N+S) 30–40%. Генетическая природа их может быть различна: главным образом они образуются из лигнина, но возможно их образование из углеводно-белкового материала. Они формируются на ранних стадиях биологического преобразования исходного ОВ. Гуминовые кислоты свойственны ОВ осадочных пород только на ранней стадии катагенетической эволюции: на границе прото- и метокатагенеза (в углях при переходе бурых в каменные) они исчезают. Часть их переходит в нерастворимое состояние, образуя гумины — вещества, углеродный скелет которых представляет ароматические циклы с короткими боковыми цепями.

Битуминозные компоненты ОВ аналитически выделяются как битумоиды (в отличие от битумов — природных продуктов преобразования нефти). *Битумоиды* — компоненты ОВ, извлекаемые из ОВ и породы органическими растворителями — хлороформом, бензолом, петролейным эфиром, ацетоном, спирто-бензолом, четыреххлористым углеродом и др. Битумоиды, извлекаемые различными растворителями, количественно и качественно отличаются друг от друга, поэтому необходимо указывать вид растворителя. В

практике геохимических исследований и нефтепоисковых работ обычно используется хлороформ, экстрагирующий наиболее нейтральные, близкие к нефти по составу фракции ОВ и спирто-бензол, извлекающий более кислые компоненты — смолы, кислоты. В таком случае выделяют соответственно хлороформенный битумоид (ХБ) и спирто-бензоловый битумоид (СББ). Элементный состав битумоидов изменяется в зависимости от степени катагенетического преобразования ОВ пород и генетического типа ОВ. По сравнению с нефтью ХБ беднее углеродом и водородом и богаче гетероэлементами: С 73–82%, Н 8–11%, Σ(O+N+S) 7–20%.

В компонентном составе битумоидов выделяются те же фракции, что и в нефтях: масла, смолы и асфальтены. *Масла* — это наиболее легкая фракция битумоида, растворимая в петролейном эфире и не адсорбирующаяся из этого раствора силикагелем или другим адсорбентом. Масла состоят в основном из УВ ($t_{кип} > 200°C$) и содержат небольшое количество легких смол; они имеют вязкую или полужидкую консистенцию, цвет их от светло-желтого до светло-коричневого. Масла, так же как и нефти, содержат хемофоссилии — остатки, позволяющие идентифицировать исходное вещество и проводить корреляцию ОВ — нефть.

Смолы — фракция битумоидов, растворимая в петролейном эфире и адсорбируемая из этого раствора силикагелем и другими адсорбентами. Смолы отличаются от других компонентов битумоида повышенной концентрацией гетероэлементов. Молекулярная масса смол колеблется от 500 до 1000. По способности вытесняться из адсорбента различными по полярности растворителями, смолы подразделяются на аналитические подгруппы — бензольные и спирто-бензольные смолы. Первые — более нейтральные, полужидкие и твердые, цвет изменяется от оранжевого до темно-коричневого; спирто-бензольные смолы — темно-коричневые, до черных, твердые, иногда хрупкие, содержат больше кислорода, по сравнению с первыми.

Асфальтены — наиболее высокомолекулярная фракция битумоидов (молекулярная масса 1000–8000), нерастворимая в петролейном эфире. Это черные порошкообразные, иногда хрупкие вещества. Их структура представлена в основном конденсированными ароматическими ядрами, по периферии которых располагаются циклические и ациклические заместители, содержащие гетероэлементы.

По степени связи битуминозных компонентов с породой выделяются разные аналитические типы битумоидов: 1) битумоид «А», извлекаемый из породы методом холодной и горячей экстракции без предварительной обработки соляной кислотой — свободный битумоид «А» — ХБА; 2) битумоид «С» более прочносвязанный, входящий в кристаллическую решетку карбонатных

минералов; этот битумоид извлекается последовательно после битумоида «А» и обработки породы соляной кислотой. Выделяют также битумоид «В», который извлекается обычно из углей в условиях высокого давления после удаления битумоида «А».

Наиболее легкую и восстанавливаемую часть битумоида, близкую по составу к нефти, Н.Б. Вассоевич назвал *микронефтью* (Вассоевич, 1967, 1973), («диффузионно-рассеяная», по И.М. Губкину). Этот термин для обозначения миграционноспособной части битумоида использовали Б. Тиссо и Д. Вельте (1981). Аналитически микронефть включает масла и часть смолисто-асфальтеновых компонентов, которые наименее сорбированы и легко растворимы в УВ части битумоида. Микронефть — «это эволюционирующая предшественница нефти, ее скрытая утробная стадия существования» (Вассоевич, 1973). Содержание и состав микронефти в осадках/породах изменяется по мере развития литогенеза. Термин «микронефть» — удачный, он отражает генетическое родство ОВ пород с нефтью в залежах. К сожалению, в настоящее время он мало используется в отечественной и особенно в зарубежной литературе. Микронефть или УВ, также как и $C_{орг}$, широко распространены в породах континентального сектора стратисферы и в современных и древних осадках океанов и морей. Повсеместная распространенность УВ в стратисфере дала основание для выделения углеводородной сферы Земли или *увосферы* (Соколов, 1991).

Доля битумоида в ОВ или степень битуминизации ОВ (коэффициент β) измеряется в процентах. В практике геохимических исследований обычно рассчитывается битумоидный коэффициент, как выраженное в процентах отношение битумоида к $C_{орг}$ – $\beta = (ХБА/C_{орг}) \cdot 100\%$.

В.А. Успенским была установлена закономерность — увеличение роли битуминозных компонентов в ОВ пород при уменьшении его содержания. Н.Б. Вассоевич установил подобную обратную зависимость для ОВ современных осадков, она получила название закономерность Успенского–Вассоевича. Суть ее сводится к следующему: с увеличением дисперсности ОВ доля битуминозных компонентов в нем растет. Соблюдение этой закономерности (рис. 2.4) — надежный показатель *автохтонности* или сингенетичности битумоидов. Предпочтительнее использовать первый термин, хотя в литературе чаще употребляется второй. Термин «сингенетичный» подразумевает не только единство места образования, но и единство времени образования. В случае битумоидов речь идет только о генетическом единстве, т.е. единстве источника — места образования; время образования битумоидов, как правило, только частично соответствует времени захоронения ОВ в осадке; (для автохтонных битумоидов $\beta < 20–25\%$). Отсутствие такой связи (см. рис. 2.4), т.е. чрезмерно высокие

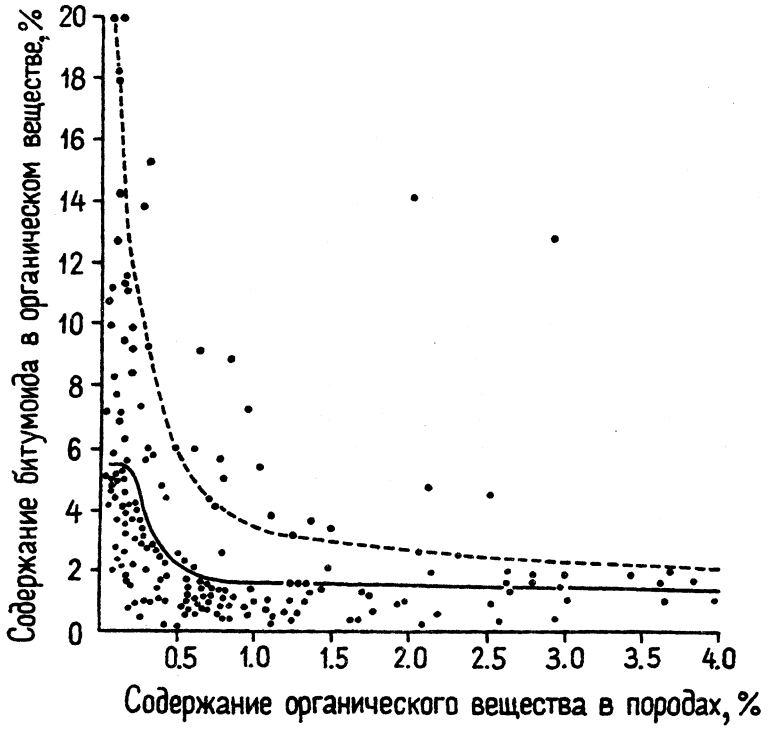


Рис. 2.4. Связь степени битуминизации органического вещества с содержанием $C_{орг}$ в породе (закономерность Успенского—Вассоевича)

значения $\beta > 40–50\%$ — показатель *аллохтонности* или эпигенетичности битумоидов. Аллохтонные битумоиды отличаются большей восстановленностью, значительным преобладанием масел, более высоким содержанием водорода, т.е. их состав значительно ближе к нефти.

Выделяют еще так называемые *парааавтохтонные* битумоиды, представляющие собой битумоиды, перемещенные внутри одной толщи, т.е. утратившие связь с исходным ОВ, но не покинувшие толщи в целом; т.е. это автохтонный битумоид + миграционная часть битумоида соседнего участка толщи. Такие битумоиды характеризуются также повышенной концентрацией масел, $\beta > 20\%$. *Остаточные* битумоиды, отдавшие свою миграционную часть, характеризуются низкими значениями $\beta \sim 2–3\%$. Микстобитумоиды или смешанные, образующиеся при смешении син- и эпибитумоидов, обладают промежуточными характеристиками.

Определение генетических типов битумоидов в исследуемых породах и толщах — важный и необходимый этап при нефтепоисковых работах. Для этого, помимо химико-битуминологических, широко используются люминесцентно-битуминологические

методы. Битумоиды обладают способностью люминесцировать в длинноволновой области ультрафиолетового спектра, поэтому люминесцентная микроскопия и спектроскопия широко используются для их диагностики.

Обычный люминоскоп позволяет проводить наблюдения над битуминозными веществами без дробления породы, не нарушая их взаимоотношений с минеральной матрицей. Характер распределения битуминозных веществ в породе, или так называемые битуминозные текстуры, — это первый шаг на пути определения генетического типа битумоидов. Равномерная битуминозная текстура свойственна автохтонным битумоидам. Неравномерное распределение — селективно-насыщенная текстура типична для парааавтохтонных битумоидов; трещинные и поровые текстуры для аллохтонных и миграционных битумоидов. Различные типы пород характеризуются разной автохтонной битуминизаций; распределение их в литотипах приведено в табл. 2.2.

Нерастворимая в водных растворах щелочей и в органических растворителях часть ОВ или НОВ составляет основную часть ОВ. Эту часть зарубежные геологи и геохимики называют *керогеном*. Н.Б. Вассоевич рекомендовал называть керогеном все ОВ, поскольку нерастворимые компоненты составляют подавляющую его часть; в отечественной литературе чаще всего используется аббревиатура НОВ, термин кероген здесь является синонимом НОВ.

Специфика РОВ именно в том, что для изучения его подавляющей части — НОВ требуются химические методы извлечения его из пород. НОВ выделяется из породы путем многократной обработки соляной и плавиковой кислотой до полного исчезновения минеральной части. Естественно, этот процесс очень трудоемкий и длительный. Полученный таким образом черный порошок представляет собой кероген, который подвергается различным аналитическим исследованиям.

За последние десятилетия появилось немало публикаций по геохимии НОВ. Достаточно широкое развитие, особенно за рубежом, получили термические, в частности пиролитические исследования керогена в сочетании с газово-хроматографическим и масс-спектрометрическим анализом. При этом не потеряли свою актуальность рентгеноструктурные и углепетрографические методы. Исследования НОВ имеют несколько аспектов: эволюционно-генетический, включающий как определение исходных биологических предшественников ископаемого ОВ, так и степени его катагенетической преобразованности; литолого-фациальный, позволяющий установить связи типов ОВ с фациально-литологическим типом вмещающих пород и/или толщ. Результаты исследования НОВ используются в нефтегазопоисковой геологии для прогнозной оценки объектов того или иного масштаба.

Генетические типы ОВ-керогена

Генетический тип ОВ определяется главным образом на основе химической и углепетрографической характеристики керогена, с использованием других, в том числе геологических (лито-фациальных) показателей.

Согласно результатам элементного анализа углерод и водород являются главнейшими составляющими керогена любого типа. Их соотношение изменяется довольно резко (С 48–92; Н 3,2–8,9) в зависимости от исходного ОВ и уровня диакатагенетической преобразованности. В зависимости от этих факторов изменяется и мацеральный состав керогена, который наравне с элементным составом определяет молекулярную структуру ОВ.

Автором первой классификации РОВ был Г. Потонье, который предложил выделять два основных фациально-генетических типа ОВ — сапропелевое и гумусовое, понимая под этими типами соответственно ОВ низших и высших растений. Эти два типа долгое время считались «фациальными антиподами». В связи с совершенствованием методов исследования стало очевидным, что понятия о «гумусовом» и «сапропелевом» веществе общие и неконкретные. Зачастую «гумусовое», т.е. вещество высших растений, по генетической природе и составу генерированных продуктов больше отвечает «сапропелевому» и наоборот.

В.А. Успенский и О.А. Радченко также обратили внимание на то, что сапропелевое ОВ имеет сложный состав и его надо рассматривать даже при полном отсутствии гумусового материала как двухкомпонентное, состоящее из липидной и углеводно-белковой (гумоидной) частей. Наиболее характерными параметрами каждой части является соответственно содержание Н и N. Они предложили классифицировать ОВ сапропелевого типа на четыре подкласса по содержанию водорода: липидный > 9–9,5% водорода; гумоидно-липидный 7,5–9,5%; липидно-гумоидный — 6–8%; гумоидный < 6–6,5%.

Сотрудниками кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ во главе с Н.Б. Вассоевичем для обозначения типов ОВ была рекомендована терминклатура, основанная на преобладающем типе структур, включенных в макромолекулу, без учета других структур. Согласно этой терминклатуре ОВ «сапропелевого» типа, содержащее в основном алициклические и алифатические структуры, предложено называть а л и н о в ы м. Для него характерно резкое преобладание коломорфных и сорбированных форм ОВ и почти полное отсутствие структур, сохранивших морфологию исходных гидробионтов. Органическое вещество с повышенным содержанием азота и гидроароматических структур выделяется как а м и к а г и н о в о е.

Несколько другие обозначения подтипов алинового ОВ были предложены Н.Б. Вассоевичем, А.И. Конюховым и Н.В. Лопатиным (1976). Согласно их взглядам, в различных седиментационных обстановках основой для формирования ОВ служат два различных комплекса биополимеров.

I комплекс протеинполимер-липоидного состава (элементы клеточных мембран и жировые компоненты клеток), ОВ характеризуется длинными алифатическими цепями. Такие ОВ предложено называть а л ф и н о в ы м и и обозначать $СК_{алф}$. В исходном ОВ этого типа большую роль играют ненасыщенные структуры, эфирные группы. Отношение Н/С в нем составляет 1,5–1,8, содержание азота не более 2–3%. Такое ОВ типично для многих групп горючих сланцев.

II комплекс углеводно-белковые соединения (ядерно-цитоплазматические составляющие клеток и тканей различного происхождения) дает основу для ОВ, характеризующегося присутствием алициклических структур, амидных группировок, кетонных групп и отсутствием конденсированной ароматики. Такое ОВ названо а л ц и н о в ы м и обозначается $СК_{алц}$. Ему свойственны также повышенные концентрации азота (5,5–6,5%), Н/С = 1,2–1,4.

«Гумусовому» типу ОВ свойственны поликонденсированные ареновые структуры, обозначается ОВ этого типа $СК_{ар}$ — а р е н о в о е, или а р к о н о в о е. В его основе лежат лигнин-целлюлозные биополимерные комплексы — высококонденсированные структуры циклического строения и ароматические структуры. Для $СК_{ар}$ характерно невысокое содержание водорода (С/Н < 1), высокое содержание фенольных групп, невысокое (2–3%) содержание азота.

Чистые генетические типы ОВ в природе крайне редки, обычно приходится сталкиваться с ОВ смешанного состава. В таких случаях вводятся и соответствующие обозначения $СК_{ал-ар}$, $СК_{ар-алц}$ и т.д. Эта классификация, основанная на элементном составе керогена, информативна, но, к сожалению, в настоящее время мало используется из-за чрезвычайно трудоемкого процесса получения керогена.

Принципиальная близость концентрированного и рассеянного ОВ по исходному веществу и процессам его последующего преобразования позволяет с определенной долей условности перенести основные черты классификации углей на РОВ с учетом некоторых особенностей последнего. Такая классификация РОВ, так же как и классификация углей, строится на основе микрокомпонентного состава ОВ, причем расчленялись лишь компоненты, установленные для гумусовых углей; сапропелевый материал учитывался как единый компонент — альгинит (табл. 2.3).

Таблица 2.3

Классификация РОВ по микрокомпонентному составу

Группа	Класс	Тип
Гумолиты (Г)	фюзенолиты (А)	
	гелитолиты (В)	
	липоидолиты (С)	
Сапропелито-гумиты (СГ)	сапропелито-гумиты (D)	D_1, D_2, D_3
Сапропелиты (С)	гумито-сапропелиты (Е)	E_1, E_2, E_3
	собственно сапропелиты (F)	

Примечание. Индексы $_{1, 2, 3}$ отражают возрастание сапропелевого (альгинитового) материала.

Характерным для РОВ является присутствие в больших количествах микстинитовых форм; в РОВ под микстинитами понимают сорбированные на глинистом субстрате разности гумусового, сапропелевого или смешанного характера. В соответствии с этим выделяются гумо-, сапро- и гумосапромикстиниты.

При исследовании керогена в отраженном свете обычно используют углепетрографическую терминологию, выделяя лейптинит, витринит, инертинит (фюзинит). Мацералы лейптинита происходят главным образом из водорослей (альгинит) и спор (споринит) с примесью кутина, смол, восков. Витринит и инертинит представляют собой ткани высших растений, структура которых различима в инертините, окисленном в диагенезе, но отсутствует в витрините, прошедшем гелификацию. В древних (допалеозойских и кембрийских) породах идентифицируют бесструктурные остатки, напоминающие витринит, представляющие собой остатки донных водорослей, выделяя их как псевдовитринит.

Сапропелевым ОВ называют кероген, в котором в проходящем свете можно видеть аморфные облаковидные образования. Определенный таким образом как сапропелевый генетический тип не всегда соответствует таковому по результатам физико-химических исследований. Концентраты РОВ сапропелевого ОВ незначительной степени преобразованности в УФ лучах ярко люминесцируют.

Гумусовое ОВ содержит большое количество форменных остатков высших растений и его, как правило, в проходящем свете определить возможно более точно.

За рубежом, а в последнее время и в России широко используется классификация типов ОВ (типов керогена) по структурно-химическому признаку Б. Тиссо и Д. Вельте (1981). Авторы предлагают выделять три типа керогена. На диаграмме Ван-Кревелена они характеризуются соответствующими кривыми (рис. 2.5, 2.6).

Первый тип — кероген с высоким содержанием водорода и низким кислорода (начальное атомное отношение $H/C_{ат}$ высокое —

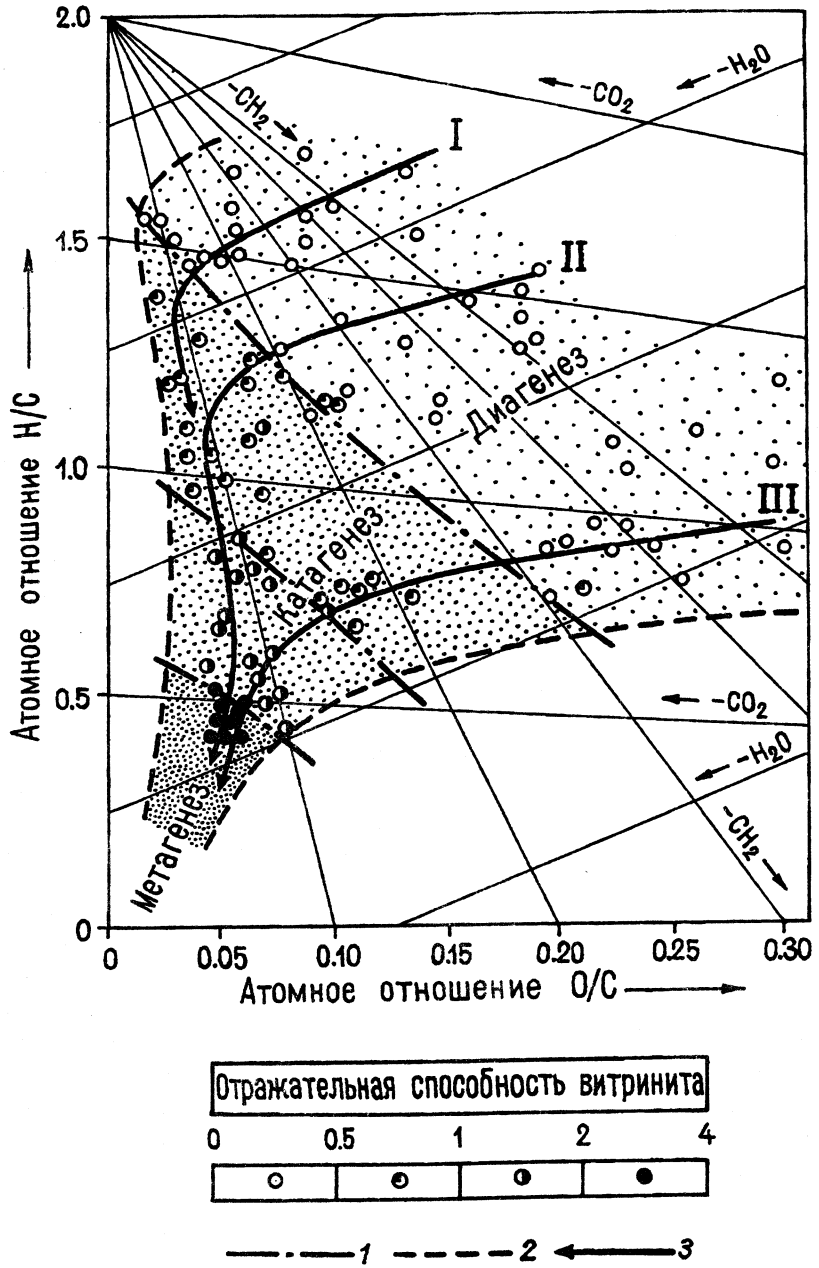


Рис. 2.5. Общая схема эволюции керогена от диагенеза до метагенеза на диаграмме Ван Кревелена (диагенез соответствует протокатагенезу по российской шкале катагенеза). Для сравнения приведены приблизительные значения отражательной способности витринита: *1* — изолинии приблизительных значений отражательной способности витринита; *2* — границы поля керогена; *3* — эволюционные кривые главных типов керогена (по Тиссо и Вельте)

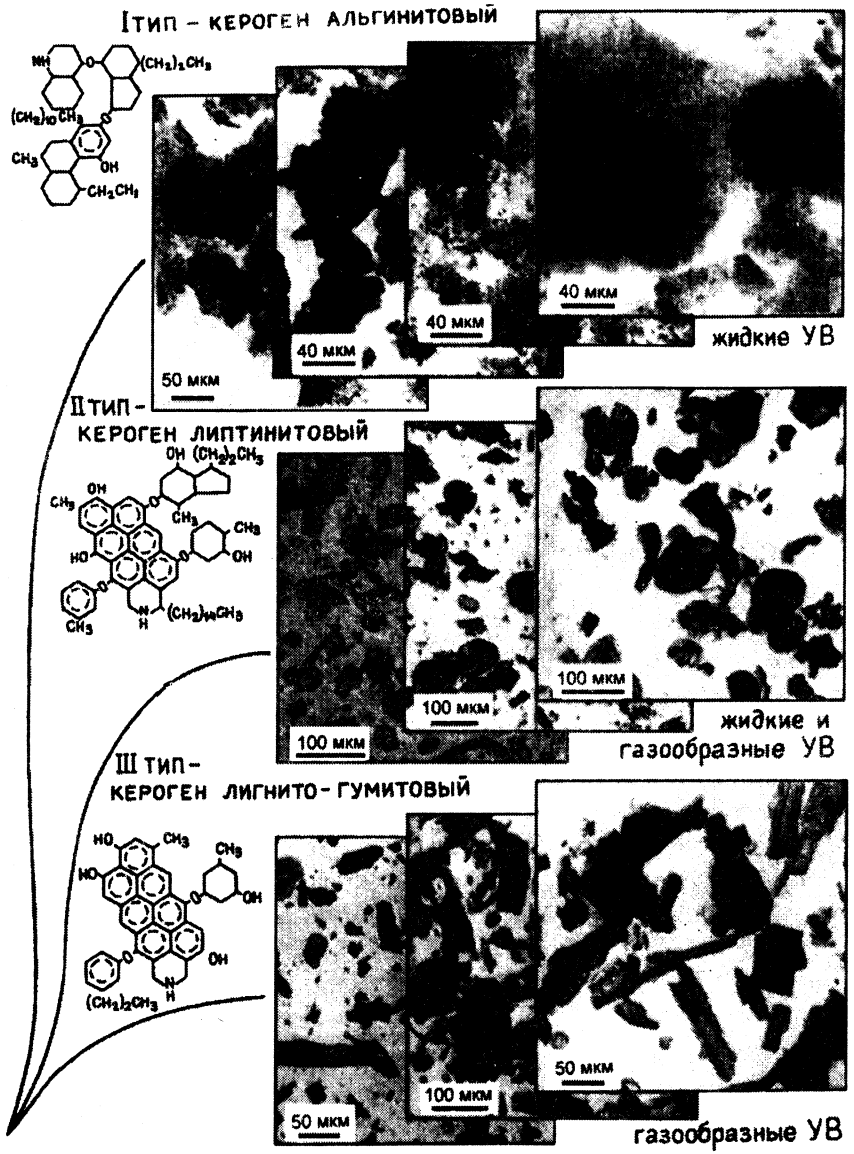


Рис. 2.6. Типы керогена: структура и петрографический состав (по Дюрану)

более 1,5 и $O/C_{ат}$ низкое — менее 0,1); в значительной части кероген состоит из липидного материала, в нем преобладают алифатические структуры. Содержание полиароматических ядер и гетерогенных связей невелико. Кислород находится главным образом в сложноэфирных связях. Кероген формируется в основном за счет водорослевых и микробных липидов; он характерен для

некоторых типов горючих сланцев: торбанитов, тасманитов, куронгитов, горючих сланцев «Грин Ривер». Этот тип керогена распространен относительно редко.

Второй тип — содержание водорода достаточно высокое, но меньше, чем в первом типе ($H/C_{ат} = 1,5–1$), содержание кислорода более высокое; в керогене этого типа большое значение приобретают полиароматические ядра, гетероатомные группы кетонов, карбоксильные группы кислот и сложноэфирные связи. В нем обычно присутствует сера, локализуясь в гетероциклах. Кероген этого типа формируется в результате отложения и накопления морских организмов (фито- и зоопланктон, бактерии с участием принесенных в бассейн ОВ высших растений). Основная масса керогена в шлифах определяется как микстинит с примесью альгинита и витринита; его петрографический тип определяется как лейптинит. Этот кероген является источником УВ для большинства нефтяных месторождений, в том числе и гигантских.

Третий тип — керогены, бедные водородом ($H/C_{ат} < 1$, $O/C = 0,2–0,3$), содержащие преимущественно конденсированные полиароматические ядра и кислородсодержащие функциональные группы при отсутствии сложноэфирных группировок. Характерны длинные алифатические цепочки, унаследованные от восков высших растений. Кероген этого типа образовался в основном из остатков наземной растительности. Обычен для континентальных окраин и дельтовых толщ.

Выделенные типы керогенов отличаются по характеру генерируемых продуктов и прежде всего УВ. Соотношение различных групп УВ дано на рис. 2.7.

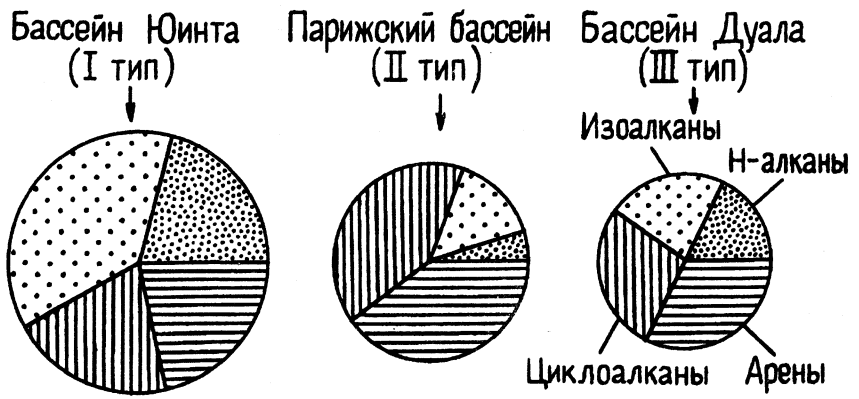


Рис. 2.7. Состав углеводородов, генерируемых из трех основных типов керогенов на глубине максимума нефтеобразования (различными знаками показаны участки относительного содержания каждого класса углеводородов на грамм органического углерода) (по Тиссо и Вельте)

Есть и другие классификации керогенов, в основу которых также положен элементный и мацеральный состав исходного ОВ, также учитывается и состав генерируемых продуктов. Так, ОВ, значительную долю которого составляют микробиальные компоненты, Мак Кирдли предложил разделять на четыре типа. Первый тип обогащен водородом, в продуктах генерации преобладают н-алканы, ароматических соединений очень мало, мацеральный эквивалент — альгинит. Второй тип является смесью обогащенного липидами сапропелевого и гумусового ОВ, отношение $H/C_{ат}$ изменяется от 1,29 до 0,75, пристан преобладает над фитаном, содержание н-алканов и длина их цепей меньше, чем в керогене первого типа. Третий тип является гетерополиконденсатом водорослевых гуминовых веществ, по элементному составу сходен с витринитом ($H/C_{ат} = 0,83–0,54$). Кероген четвертого типа обеднен водородом, по составу близок к фюзиниту ($H/C_{ат} = 0,54–0,28$).

Классификация керогенов, предложенная С. Лартером и С. Сенфтлом (1985), основана на результатах пиролиза и газожидкостной хроматографии генерированных продуктов, углепетрографических исследованиях с учетом элементного состава керогена. Эта классификация в настоящее время является наиболее детальной, учитывающей наибольшее число параметров. Авторы выделяют восемь групп керогена: 1) $I_п$ —преобладание парафиновых углеводородов, представлен торбанитом; 2) $I_{пн}$ — преобладание парафино-нафтеновых структур, представлен тасманитом; первые два типа богаты альгинитом; 3) $I_н$ — преобладание нафтеновых УВ, образован из ризинита; 4) $II_{пн}$ — парафино-нафтеновые УВ, кероген обогащен аморфинитом; 5) $II/III_п$ — кероген богат экзинитом, в продуктах генерации доминируют парафиновые УВ; 6) $II/III_ф$ — представлен споринитом, преобладают фенолы; 7) $III_п$ — кероген обогащен витринитом, парафиновые УВ преобладают; 8) $III_и$ — в керогене преобладает инертинит.

На любых уровнях геохимических исследований первостепенная задача — определение фациально-генетического типа ОВ. При разных принципах построения классификаций — структурно-химической (алиновое, арконовое ОВ, Н.Б. Вассоевич), физико-географической (аквагенное и терригенное ОВ, А.Э. Конторович) и др., основа их сходна — фациально-генетическая. Типизация керогена по Б. Тиссо и Д. Вельте по существу также представляет разделение НОВ на те же основные группы — сапропелиты (I и II типы) и гумиты (III тип), только в I тип выделены наиболее «чистые» керогены горючих сланцев, наименее окисленные в диагенезе.

На современном уровне исследования НМ отложений определения генетического типа ОВ как «кероген II типа» или «сапропелиты-гумиты» являются недостаточными, поскольку сами по себе эти данные несут мало информации о генезисе ОВ. Наиболее информативной в генетическом плане является вещественно-петрографический состав ОВ. Попытка создать генетическую классификацию ОВ внутри класса сапропелитов была сделана Г.М. Парпаровой и А.В. Жуковой на примере ОВ палеозоя–допалеозоя Сибирской платформы (1990). В исходном ОВ указанного возрастного комплекса авторы выделяют три компонента: фитопланктон (ФП) — в основном *Cyanophyta* и *Acritarhacha*, фитобентос (ФБ) — *Phaeophyta* и *Rhodophyta* и зоосоставляющую (ЗС) — граптолиты, трилобиты и др. Эти компоненты распознаются при петрографическом изучении керогена и классифицируются соответственно как альгинит (коллоальгинит), псевдовитринит и хитинит. Классификация построена на основе треугольной диаграммы, где выделяются 19 типов ОВ. При содержании компонента менее 25% он в наименование типа не входит. В вершинах треугольника располагаются шесть «чистых» типов ОВ, например, фитопланктонный (ФП 90–100%) и существенно фитопланктонный (ФП 75–90%). Далее выделяются шесть типов с бинарными наименованиями, например фитобентосно-фитопланктонный (ФБ 50–75; ФБ 25–50; 30–25%); три типа смешанных с бинарными наименованиями и три типа смешанных с преобладанием одного компонента. При безусловной научной значимости указанной классификации она чересчур громоздка и имеет явно субъективный характер. При дальнейшей разработке генетической классификации сапропелитов в нее необходимо включить бактериальное и/или фитопланктонно-бактериальное ОВ, выявлению которого будут способствовать электронно-микроскопические исследования.

В последние десятилетия в результате электронно-микроскопического анализа углеродсодержащих пород различного возраста (от архея до современных осадков) было установлено, что в их формировании принимали участие цианобактериальные маты. Выделено два типа матов — нитчатый и кокоидный. Первый формировал куонамские сланцы кембрия Сибирской платформы, диктионемовые сланцы нижнего ордовика Прибалтики; кокоидный — кукерские сланцы среднего ордовика Прибалтики, доманиковые сланцы верхнего девона западного склона Урала и др. Наблюдаемая в электронном микроскопе структура позволяет определить исходные формы цианобактерий, но установить специфику химического состава ОВ матов разных типов пока не удалось. Для ОВ современных бактериальных матов характерно высокое содержание изопреноидов, резкое преобладание гопанов над стеранами. Поскольку бактериальные маты, как и вообще бактериальное ОВ, играют, видимо, большую роль в формировании керогенов осадочных углеродсодержащих пород, то изучению этого типа ОВ необходимо уделять особое внимание.

2.2. НЕФТЕМАТЕРИНСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

В настоящее время не вызывает сомнения, что нефть является продуктом преобразования осадочных пород. Одним из важнейших критериев нефтегазоносности любых осадочных бассейнов или их крупных подразделений является возможность слагающих их осадочных пород генерировать нефть и/или газ, т.е. их нефте- и газоматеринский потенциал. Почти все литофациальные типы современных и ископаемых осадков содержат углеводородистое ОВ, обязательным компонентом которого являются битумоиды, содержащие микронефть, за счет концентрации которой образуется собственно нефть, т.е. практически все осадочные породы, содержащие ОВ могут быть нефте- и/или газоматеринскими в соответствующих геологических условиях. Важно определить, какое количество нефти они могли дать, т.е. установить их нефтематеринский потенциал — $П_{нм}$.

Нефтематеринский потенциал — это то количество микронефти, нефти, которое может генерировать данная порода (свита) за всю геологическую историю.

Проблема нефтематеринских отложений и $П_{нм}$ насчитывает более, чем вековую историю, хотя понятие «нефтематеринский потенциал» появилось всего 40 лет назад. Огромную роль в создании и развитии учения о НМ потенциале принадлежит выдающемуся отечественному ученому Николаю Брониславовичу Вассоевичу.

В настоящее время в литературе существуют различные термины для определения понятия $П_{нм}$. Наряду с наиболее конкретными *нефтематеринский потенциал* и *газоматеринский потенциал,* используются и другие названия — *нефтегазоматеринский потенциал, нефтегазогенерирующий потенциал, нефтегазогенерационный потенциал, генетический потенциал продуктивности, генетический потенциал керогена, нефтяной потенциал, углеводородный потенциал* и др.

Разные типы ОВ обладают различными потенциалами. $П_{нм}$ породы определяется не только содержанием ОВ, но и его качеством и фациально-генетическим типом. В связи с этим необходимо строго разграничивать $П_{нм}$ ОВ, обозначая его $П^{ОВ}_{нм}$ и $П_{нм}$ включающей его породы, обозначая $П^{П}_{нм}$, причем оценивать и тот и другой количественно как относительно, так и абсолютно. Их важно рассматривать раздельно, так как $П^{ОВ}_{нм}$ может быть высоким, но из-за малого содержания ОВ в породе, $П^{П}_{нм}$ будет очень низким. (Подробнее это рассматривается в разд. 4.2.)

$П^{ОВ}_{нм}$ оценивается отношением (%) количества нефтяных УВ, генерированной породой за всю свою катагенетическую историю до полного истощения или только до определенной градации катагенеза к общему содержанию ОВ в породе к началу катагенеза.

Нефтематеринский потенциал ОВ — $П^{ОВ}_{нм}$ является функцией его молекулярной структуры, которая определяет способность ОВ образовывать в процессе катагенеза большее или меньшее количество нефтяных УВ. Молекулярный состав и структура ОВ проявляются в элементном, компонентном, мацеральном составах керогена. Эти показатели изменяются в зависимости от генетического типа ОВ, степени его преобразования и других факторов. Для оценки $П_{нм}$ используются данные об элементном составе ОВ. Если сравнивать элементный состав нефти и ОВ (даже ОВ наиболее благородного состава), то нефть отличается более высокими содержаниями водорода. Отсюда следует вывод, что критерием (или мерилом) этой способности ОВ генерировать УВ служит обогащенность его водородом. Коэффициенты H/C и C/H широко использовались как для выделения генетических типов ОВ, так и для определения $П_{нм}$ еще с 50-х годов. В.А. Успенский и О.А. Радченко считали эти коэффициенты наиболее информативными для оценки $П_{нм}$, которую необходимо проводить лишь по количеству липоидных компонентов ОВ, не беря в расчет гумоидную составляющую «сапропелевого» ОВ.

Соотношение водорода и углерода (H/C) в УВ отражает обогащенность водородом, связанным только с углеродными атомами. В других же органических соединениях, присутствующих в ОВ, содержащих гетероатомы, величина H/C может быть обусловлена водородом гидроксильных групп, а также групп SH, NH, NH_2. Поэтому для характеристики $П^{ОВ}_{нм}$ важна оценка водорода, не связанного с кислородом. Произвести оценку этого водорода можно только определив количество кислорода, который явно превалирует над другими гетероэлементами и уходит из ОВ в форме H_2O, CO_2, CO.

Для определения углерода, связанного только с углеродом в ОВ, т.е. для оценки его потенциала, предлагались разные поправочные коэффициенты, наиболее удачным из которых является коэффициент F_1, предложенный Н.Б. Вассоевичем и И.Е. Лейфманом, использующими атомные отношения элементов как более информативные. Этот коэффициент имеет вид:

$$F = H - \frac{2\sum(O + N + S)}{C}, \text{ ат.}$$

На основании большого аналитического материала, собранного по разным бассейнам мира, был сделан вывод, что $П^{ОВ}_{нм}$ растет по мере увеличения в нем алифатических и алициклических структур или алинового начала; в наибольшей степени это свойственно альгиниту, затем лейптиниту.

Соблюдая принцип изостадиальности прежде всего в отношении градаций катагенеза, Н.Б. Вассоевич и Н.В. Лопатин приводят

Таблица 2.4

Качество ОВ по элементному составу (по Н.Б. Вассоевичу и Н.В. Лопатину)

Качество ОВ	F_0	F_1	Генетический тип ОВ (седикахитов)
Очень богатое	1,2–1,4	1,0–1,2	$СК_{ал}$
Богатое	1,0–1,2	0,8–1,0	$СК_{ал}$
Богатое	0,9–1,0	0,9–0,7	$СК_{ар-ал}$
Среднее	0,9–1,0	0,7–0,8	$СК_{ар-ал}$
Бедное	0,8–0,9	0,6–0,5	$СК_{ал-ар}$
Очень бедное	0,7–0,8	0,9–0,3	$СК_{ар}$
Лишенное $П_{пм}$	менее 0,7	менее 0,3	

следующее подразделение $П_{нм}^{ОВ}$ нефтематеринских пород по величине коэффициентов F_1 и F_0 (F_0 = H/C) для ОВ градации $МК_1$ (табл. 2.4.).

Определению нефтематеринского потенциала РОВ путем экспериментального моделирования процессов генерации и выхода УВ, термодеструкции ОВ и другим посвящены многочисленные работы российских и зарубежных геохимиков: А.И. Богомолова, Е.А. Глебовской, Т.Н. Мельцанской, Л.И. Хатынцевой, Баркера, Б. Тиссо, Д. Вельте, Дж. Эспиталье, Р. Кастаньо и др. Для оценки нефтегенерационной способности отложений и определения степени эволюции ОВ эти исследователи используют различные пиролитические методы (по сути это термические методы, подразумевающие высокие температуры нагрева ОВ).

В отличие от трудоемких и дорогостоящих методов выделения концентратов РОВ пиролитический метод дает возможность получить информацию о нефтематеринской породе без длительной обработки керна и шлама. $П_{нм}^{ОВ}$ оценивается количеством образовавшихся УВ в лабораторных условиях при температурах от 300 до 650° С, что примерно отвечает массе УВ, генерирующейся в природных условиях до конца среднего мезокатагенеза.

Дж. Эспиталье был разработан стандартный пиролитический метод, в котором используется специальное пиролитическое устройство Rock-Eval. Пример записи, получаемой при анализе, показан на рис. 2.8.

При пиролизе образуются несколько основных групп компонентов (три или четыре), которым соответствуют пики S_0, S_1, S_2, S_3, идентифицированные следующим образом: S_1 — содержание в породе жидких УВ нефтяного ряда $C_8 + ... + C_{15}$ + (УВ и нефтеподобных соединений, улетучивающихся до 280–300°С); S_2 — УВ и родственные им компоненты, генерированные при более высоких температурах (до 500°С). Этот пик сопоставляется с количеством УВ (кг/т или мг/г породы), которые могут образоваться при

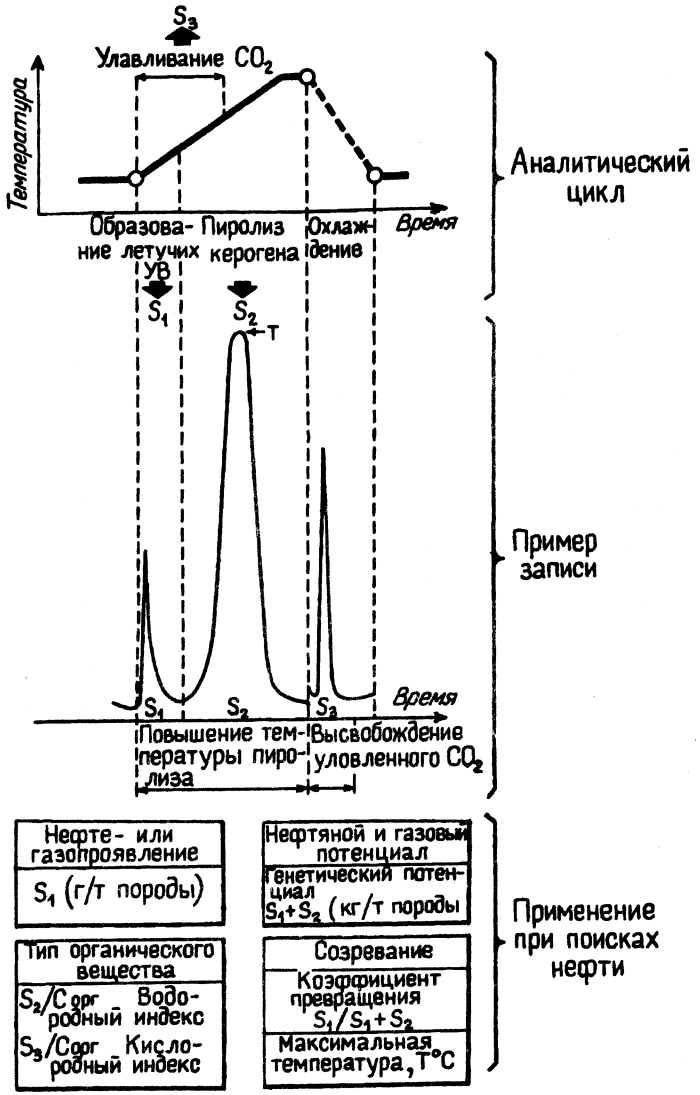


Рис. 2.8. Последовательность операций и пример записи данных, полученных с помощью пиролитического метода применительно к поискам нефти (по Тиссо и Вельте)

полной реализации нефтематеринского потенциала, содержащего в ней ОВ; S_3 — выход CO_2, полученного в результате пиролиза ОВ; S_0 — содержание в породе УВ ряда $C_1 + C_7$ (кг/т), т.е. продуктов, выделяющихся при невысокой температуре (90°С) в течение 2 мин, главным образом УВ газов. Температура Т соответствует максимуму выхода продуктов углеводородного типа, полученных в результате крекинга.

Величина S_1 соответствует доле исходного генетического потенциала, который реализован в УВ. Сумма $S_1 + S_2$ представляет собой генетический потенциал породы (кг/т).

Показателем качества керогена или типа ОВ являются — водородный индекс HI ($S_2/C_{орг}$) и кислородный индекс ($S_3/C_{орг}$). Эти индексы хорошо коррелируются с элементным составом ОВ, а именно между водородным H/C и кислородным O/C индексами. Значения этих индексов для керогенов разных типов, нанесенные на диаграмму Ван-Кревелена, повторили картину распределения значений H/C и O/C на этой диаграмме, т.е. обособили три типа керогена (рис. 2.9). Кривые на рис. 2.9, *а* и *б* идентичны. По Б. Тиссо и Д. Вельте, выделенные пики характеризуются следующими значениями:

I тип керогена — $H/C_{ат} > 1{,}6$; HI > 600 мг УВ/г $C_{орг}$,

II тип керогена — $H/C_{ат} = 1{,}2–1{,}5$; HI 300–600 мг УВ/г $C_{орг}$,

III тип керогена — $H/C_{ат} < 1{,}2$; HI < 300 мг УВ/г $C_{орг}$.

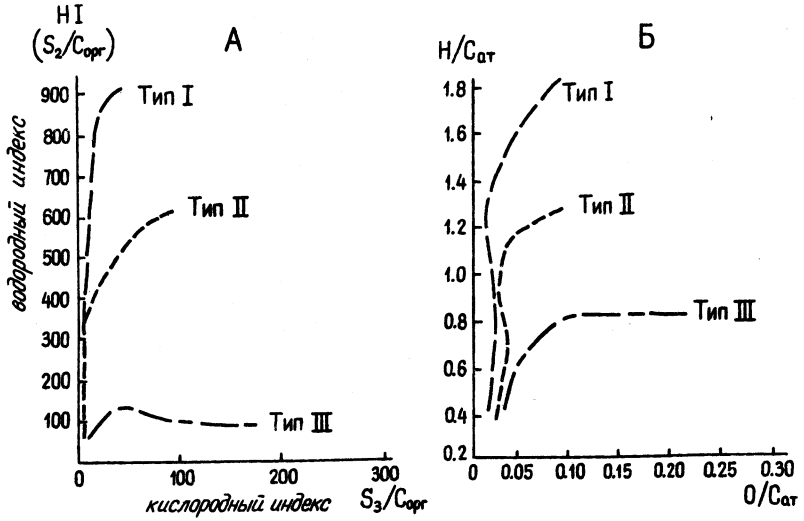


Рис. 2.9. Типы керогенов на диаграмме Ван-Кревелена в координатах водородный индекс и кислородный индекс (*А*) и $H/C_{ат} - O/C_{ат}$ (*Б*)

Н.В. Лопатин и Т.П. Емец на основе пиролитического изучения керогена горючих сланцев, углей, концентратов РОВ пород баженовской и тюменской свит предложили следующую классификацию типов керогена по величине водородного индекса HI в мг/г $C_{орг}$: I тип — превосходный 600, II тип — богатый 600–400, IIb тип 400–300, IIc — 300–200, IIb и IIc — средний, IIIa умеренный — 200–150, IIIb тип 150–75, тип IIIc — меньше 75, IIIb и IIIc — бедный (Лопатин, Емец, 1987).

Широкое использование пиролитических методов в нефтепоисковой геохимии (Ж. Эпиталье, Б. Тиссо, Д. Вельте, Г. Деро, М. Медес, Б. Кац, С. Лартер, В. Орр, Л. Сноуфен и др.) позволило установить ряд специфических особенностей этого метода. На величину пиролитических показателей влияет состав минеральной матрицы, концентрация $C_{орг}$ в породе; количество удерживаемых матрицей УВ растет с увеличением доли частиц пелитовой размерности, с ростом монтмориллонитовой составляющей породы и уменьшается с ростом степени катагенетической преобразованности, состав минеральной матрицы влияет на $T_{макс}$.

Примером этого являются результаты пиролитического исследования ОВ майкопской толщи Кавказско-Скифского региона. Значения водородного индекса для ОВ пород лежит на диаграмме Ван-Кревелена в поле II и III типов керогена, значения же HI для керогенов тех же образцов попадает в поле I и II типов керогена; разница в значениях для рассеянной и концентрированной форм составляет 100–300 мг УВ/г ОВ.

По мнению многих зарубежных исследователей пиролиз, вероятно, является наилучшим стандартным методом одновременного определения типа и зрелости ОВ, он позволяет производить полуколичественную оценку генетического потенциала и коэффициента превращения (Тиссо, Вельте, 1981).

Но пиролитический метод не универсален, сами авторы этого метода считают его полуколичественным. В оценке его следует полностью согласиться с мнением академика РАН Э.М. Галимова, считающего, что преимущество пиролитического анализа состоит в возможности получить весьма простыми средствами практически важную информацию, например, о нефтегенерирующей способности отложений, наличии процессов миграции, типе ОВ и степени его зрелости. При этом в процессе пиролиза происходит нарушение молекулярной структуры ОВ, возникают новообразования, поэтому он не может быть основой для настоящего глубокого и тонкого исследования органического вещества.

Нефтематеринский потенциал гумусовых углей $П_{нм}$ практически долгое время не рассматривался, поскольку преобладающие в них мацералы (фюзинит) вообще не способны генерировать жидкие УВ, или генерируют их в столь малом количестве, что те не способны покинуть материнскую породу — витринит. Многочисленные проявления жидкой нефти в угольных пластах и угольных толщах Донбасса, Кузбасса и других угольных бассейнов позволяют поставить вопрос об оценке НМ-потенциала углей. Так, в углях Донбасса элементный состав витринита значительно варьирует для углей одной марки, но разной степени восстановленности. По величине этого показателя среди углей Донбасса выделены четыре

генетических типа углей, в том числе и «сильно восстановленные» угли, которые характеризуются несколько повышенным содержанием H и, соответственно, имеют ощутимый $П_{нм}$ за счет витринита.

Гумусовые угли, кроме фюзинита и витринита, содержат лейптинит, который включает кутинит, споринит, альгинит, резинит; эта группа микрокомпонентов обладает значительным $П_{нм}$. Коэффициент F_1 изменяется в пределах 1,1–0,6; F_0 колеблется от 1,5 до 0,8 в зависимости от градаций катагенеза. Потенциал гумусовых углей необходимо оценивать в зависимости от мацерального состава по содержанию мацералов группы лейптинита.

Безусловный интерес с точки зрения возможного нефтеобразования представляют «угли» другого типа — сапропелевые. Эксперименты по термолизу подобных углей — оленекских богхедов, выполненные Е.А. Глебовской, Т.Н. Мельцанской, И.З. Сурговой и другими во ВНИГРИ, продемонстрировали интенсивную генерацию ими жидких УВ (выход нефтяных УВ при температуре 340°C и давлении 45 МПа составил 24% от исходного ОВ). Элементный состав полученных продуктов и количественная сторона образования жидких УВ полностью подтвердили теоретические балансовые расчеты для сапропелевого типа ОВ. Потенциал сапропелевых микрокомпонентов ОВ несомненно высок, нередко выше, чем потенциал РОВ того же типа. Оценке их $П_{нм}$ способствует сочетание углепетрографических и геохимических методов исследования.

В настоящее время все большему кругу исследователей становится совершенно очевидным, что разработка проблемы потенциала ОВ на высоком научном уровне невозможна без использования современных методов органической химии, геохимии и петрографии: электронной микроскопии, инфракрасной спектроскопии, дифференциального петрографического анализа, газожидкостной хроматографии, масс-спектрометрии, ЯМР, ЭПР. Молекулярный уровень исследования ОВ не является пределом их изучения; видимо, для более углубленного познания вещества необходим атомарный уровень и, возможно, более тонкие, совершенные методы его исследования.

ГЛАВА 3

ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ЛИТОГЕНЕЗЕ

3.1. ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Состав биосферы

Биосфера — сфера жизни живого вещества — это сложная оболочка Земли, включающая в себя всю гидросферу и те области тропосферы и литосферы, в которых постоянно или периодически имеет место жизненный цикл.

Термин «биосфера» был предложен Э. Зюссом, но подлинным создателем учения о биосфере был В.И. Вернадский, он первым обосновал роль живого вещества в истории верхних оболочек Земли — литосферы, гидросферы, тропосферы, подчеркивая исключительно многогранную роль биоса в различных геологических процессах.

В.И. Вернадский обратил особое внимание на то, что основная роль ОВ не в его количестве (массу современного живого вещества он определил в десятки триллионов тонн ($n \cdot 10^{13}$ т), а в необычайно широкой распространенности, «повсюдности», в исключительной биохимической активности, способности приводить в различные формы движения массы химических элементов, концентрируя и рассеивая их и главное, что поле деятельности живого вещества распространяется еще шире — после своей смерти оно продолжает во многом определять ход геохимических процессов.

Чем же обусловлена такая высокая активность живого вещества?

В.И. Вернадский определил понятие «живое вещество» (ЖВ) как совокупность живых организмов, сведенных к их весу, химическому составу и энергии, что позволило ему, а затем и его последователям определять массу живого вещества и другие характеристики. Необходимо обратить внимание, что в понятие живое вещество В.И. Вернадский вкладывал и его «энергию». Живое вещество состоит из нескольких компонентов или групп биомолекул сходного строения: *белки, углеводы, липиды* (или жиры) и близкие им соединения *панлипоидины*, в высших растениях еще выделяется *лигнин*. Элементный состав компонентов живого вещества приведен в табл. 3.1

Таблица 3.1

Элементный состав компонентов живого вещества

Вещество	C	H	Σ(O + N + S)		
			O	N	S
Белки	50–55		19,5–24	15–19	
Углеводы	40–44,7	6,1–6,6	49,5–53		
Лигнин	62–69	4,5–6,5	~ 30		
Липиды	72–79	11–13	10–12		
Нефть	85,3	13,5	0,7	0,3	0,5

Элементный состав ЖВ заметно варьирует. Содержание компонентов в разных группах биопродуцентов также отличается (табл. 3.2 и 3.3). Кроме главных компонентов ЖВ, перечисленных в табл. 3.1, в малом количестве присутствуют нуклеиновые кислоты, пигменты, витамины.

Белки — важнейшие компоненты живого вещества, входящие в состав клеточной ткани и участвующие в процессах биосинтеза. Белки — это сложные полимеры, построенные индивидуальными *аминокислотами.* Простые белки — *протеины* состоят только из аминокислот; сложные белки — *протеиды* помимо аминокислот содержат другие структурные элементы. Большинство белков состоят из 20 аминокислот (аланин, глицин, лейцин и др.). Все разнообразие белков в природе обеспечивается разным порядком соединения этих кислот. Характерным элементом связи аминокислот является *пептидная связь*: две аминокислоты соединяются в одну молекулу путем установления связи между углеродом кислотной и азотом основной групп CO–NH. Полипептидная цепь может содержать до

Таблица 3.2

Групповой состав биопродуцентов

Биопродуценты	Липиды и липоиды	Белки	Углеводы	Лигнин
Зеленые растения	менее 5	5–10	более 50	более 25
Фитопланктон	5–20	24–48	30–65	
Зоопланктон	10–22	65	20	
Бактерии	20	до 60	20	

Таблица 3.3

Групповой состав современных представителей флоры

Вид растения	Белки	Жиры, воски, смолы	Углеводы	Лигнин
Водоросли	20–40	10–30	10–30	0
Лиственные мхи	15–30	8–10	30–40	10
Папоротники, хвощи	10–15	3–5	40–50	20–30
Лиственные деревья	1–10	1–5	более 50	более 30
Трава	5–10	5–10		

1000 аминокислотных остатков; все разнообразие форм белковых веществ создается последовательностью пептидных связей. Пептидные цепи образуют спирали. Последовательность аминокислот в белке определяет генетический код. После отмирания организма белки быстро гидролизуются с образованием индивидуальных аминокислот, которые в отдельных случаях сохраняются и в ископаемом ОВ. Например, они были в силурийских граптолитовых сланцах. Белки — основной источник азота в ОВ.

Углеводы слагают большую часть растительного живого вещества. Название этой группы соединений определяется соотношением в молекуле кислорода и водорода таким же как у воды; молекулярная формула $C_n(H_2O)_m$. Углеводы являются либо альдегидами, либо кетонами, присутствуют также и гидроксильные группы. Углеводы делятся на две большие группы: мономерные — *моносахариды* $C_6H_{12}O_6$ (глюкоза), $C_5H_{10}O_5$ (фруктоза) и полимерные — продукты конденсации моносахаридов — *полисахариды,* наиболее распространенными представителями которых в природе является *целлюлоза* (клетчатка) и *хитин*, содержащий полисахарид. Углеводы легко потребляются микроорганизмами, небольшая их часть сохраняется в осадке.

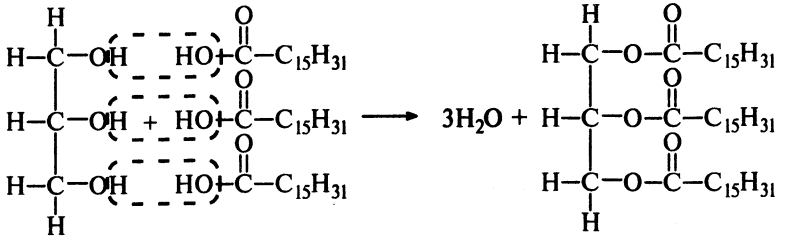
Лигнин — под этим названием объединяют инкрустирующие вещества, образующие совместно с клетчаткой древесную ткань высших растений. Он относится к числу наиболее стабильных компонентов живого вещества. В основе химической структуры лигнина лежат ароматические кольца, обычно не синтезируемые животными, но широко распространенные в тканях растений. Он синтезируется в растениях при дегидратации и конденсации ароматических спиртов.

Липиды. Из всех компонентов живого вещества наибольший интерес, с точки зрения нефтеобразования, представляют липиды, липоиды и родственные им полимерные соединения, названные панлипоидинами (Гусева, Лейфман, Вассоевич, 1976). Эти соединения являются обязательной составной частью всех клеток живых организмов. Это природные жиры — сложные смеси, в которых преобладают триглецириды кислот, моно- и диглицериды, свободные жирные кислоты, каратиноиды, стероиды, терпеноиды и другие соединения.

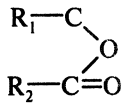
По традиции липидами называют соединения живого вещества, не растворимые в воде, но растворимые в органических растворителях. К липидам относятся животные жиры, растительные масла, воски. Природные жиры или простые липиды представляют собой смеси различных триглицеридов, принадлежащих в химическом отношении к эфирам. Жирные кислоты в природных жирах характеризуются четным числом как насыщенных, так и ненасыщенных атомов в молекуле состава C_{14}–C_{18}. Наиболее

распространенные: пальмитиновая $C_{16}H_{32}O_2$, стеариновая $C_{18}H_{36}O_2$, олеиновая $C_{18}H_{34}O_2$, линолиевая $C_{18}H_{32}O_2$.

Синтез жиров простых липидов осуществляется по следующему механизму:

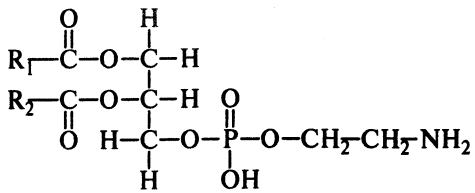


Воски в отличие от жиров представляют собой сложные эфиры карбоновых кислот C_{16}–C_{26} и одноатомных спиртов. Воски подразделяют на цериды, производные алифатических насыщенных спиртов — с длинными (C_{24}–C_{32}) углеродными цепями, и стериды, производные полициклических спиртов (стеролов). Общая формула восков (церидов) имеет вид:



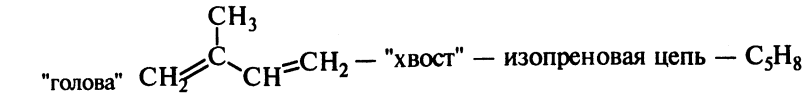
Наиболее высокое содержание восков характерно для высших растений. Воски выполняют в организме защитные функции, благодаря большой устойчивости к химическому и биохимическому воздействию. В составе природных жиров и восков встречаются свободные жирные кислоты, спирты, альдегиды, кетоны, спирты, н-алканы. Их иногда объединяют в самостоятельную группу *колипидов*.

Фосфолипиды, слагающие стенки клеточных мембран, относят к *сложным липидам*. Они отличаются от простых липидов содержанием остатка фосфорной кислоты и группы NH_2. Молекула фосфолипида имеет вид:



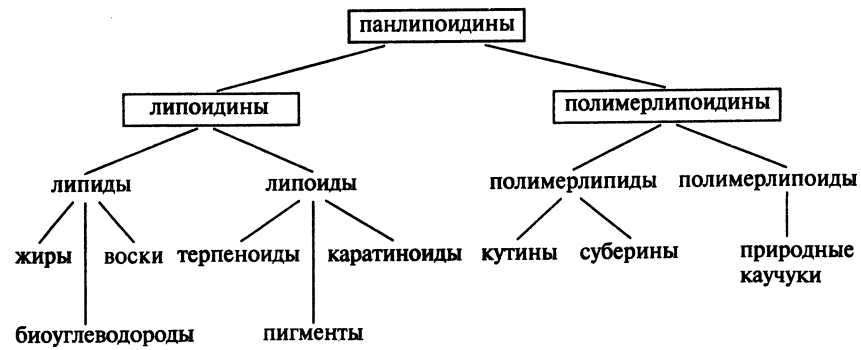
Растворимы в органических растворителях и липидоподобные соединения, например, терпеноиды, стероиды, фосфолипиды. Основным звеном в стуктуре этих элементов является

изопреновая цепь; молекулы, состоящие из двух изопреновых звеньев, называются монотерпенами (терпенами). Последние находятся в значительном количестве в составе водорослей и высших растений; к изопреноидным соединениям относятся также производные хлорофилла:



Изопреноидные звенья образуют цепи и циклы, по количеству изопреноидных звеньев выделяются монотерпены C_{10}, дитерпены C_{20}, тритерпены C_{30}, тетратерпены C_{40}.

На основе генетического и структурно-молекулярного принципа сопоставления липидов, липоидов и родственных им веществ А.Н. Гусевой, И.Е. Лейфманом и Н.Б. Вассоевичем была разработана общая классификация панлипоидинов (1970). Согласно этой классификации к липидам (и полимерлипидам) относятся все соединения — производные жирных кислот, не содержащие изопреноидной структуры, а к липоидам (и полимерлипоидам) — все соединения с изопреноидной структурой, не содержащие остатков жирных кислот. При таком толковании липиды и липоиды — разнозначные, а не соподчиненные понятия, причем в данном понимании липоиды подобны липидам по растворимости, а не молекулярной структуре, поскольку липоиды по структурно-молекулярному признаку представляют по существу производные изопрена — изопреноиды в широком смысле этого термина. Состав панлипоидинов выглядит следующим образом:



Полимерные формы липидов и липоидов — полимерлипиды и полимерлипоиды по особенностям строения сходны с одноименными мономерами, только они не растворимы в органических растворителях. Это очень устойчивые соединения.

Кутины входят в состав эпидермиса плодов, листьев, стеблей; суберины — в состав внутренних стенок клеток. Спорополенин очень прочное и устойчивое вещество, встреченное в спорах пород разного возраста, представляет собой биополимер сложных эфиров каротиноидных спиртов и предельных жирных кислот, относится к соединениям типа полимерлипидолипоидов.

Возникновение биосферы

Нефть и все другие горючие полезные ископаемые, так же как и рассеянное органическое вещество осадочных пород, генетически связаны с живым веществом нашей планеты, с биосферой прошлых геологических эпох. Проблема происхождения нефти, нижний возрастной предел ее образования тесно связан с возрастом возникновения жизни на Земле. Согласно наиболее распространенной гипотезе, наша Земля возникла 4,8–5 млрд лет назад в результате слипания первичного вещества холодных тел — планетозималей, затем произошел ее разогрев вследствие повышенной теплогенерации. Источники энергии: радиоактивный распад, импактные воздействия, ультрафиолетовое излучение, сейсмичность, приливные возмущения и др. В результате произошла дифференциация вещества первичной Земли и сформировались ядро, мантия и земная кора, близкая по составу к современной. Дифференциация вещества вызвала выделение газов и формирование первичных океанов и атмосферы. Первичная атмосфера отличалась от современной. Она имела восстановительный характер, в ее составе был гелий и водород, которые быстро улетучились: метан, пары воды, аммиак, CO, CO_2. Свободный кислород отсутствовал. За счет высокой активности этих веществ, очевидно, образовывались полимеры, содержащие C, N, O и другие биофильные элементы, т.е. первые органические вещества возникали путем абиогенного синтеза.

Идея о том, что современные биологические молекулы могли в прошлом возникнуть абиогенным путем, была высказана впервые А.И. Опариным, затем Дж. Холдейном еще в середине 20-х годов XX в. Экспериментальные работы в этом направлении началась только в 50-х годах в разных лабораториях. Наиболее сенсационный результат был получен в лаборатории Чикагского университета Стэнли Миллером, который в результате облучения УФ-лучами газовой смеси, содержащей метан, аммиак, водород и воду, а также использованием электрического разряда синтезировал мочевину, муравьиную кислоту и формальдегид. Затем были получены аминокислоты, альдегиды, аденин, глицин и ряд других органических соединений. К настоящему времени абиогенным путем синтезирован весь ряд аминокислот, входящих в белки.

В чем же разница живого и неживого вещества? Синтезированные в лабораториях, видимо, как и существующие на первичной Земле сгустки белка не могли воспроизводить себе подобных. Для этого необходима «матрица», каковой в биологических клетках и являются ДНК и РНК, т.е. основные молекулы жизни — биополимеры: белки (полипептиды) и ДНК и РНК (полинуклеиды). Основной признак жизни — самовоспроизведение, самообновление белковых тел, в основе которых лежит саморепликация или удвоение молекулы ДНК с передачей рождающейся клетке генетической информации. Академик В.И. Гольданский, определяя жизнь как «форму существования биополимерных тел (систем), способных к саморепликации в условиях постоянного обмена веществ и энергией с окружающей средой», подчеркивает, что это не единственная особенность, отличающая биоорганический мир от неживой природы.

Второе важное отличие живой природы состоит в хиральной чистоте биополимеров (Гольданский, 1986). В чем же суть этого второго отличия? Хиральность (от греческого χειρ — рука) — способность молекул образовывать зеркально-антиподные изомеры, которые называют оптическими изомерами. Они отличаются друг от друга тем, что вращают плоскость поляризованного света в противоположные стороны: в правую D-изомеры — правые, в левую L-изомеры — левые. Живой природе присуща практически абсолютная хиральная чистота: белки содержат только левые аминокислоты, а нуклеиновые кислоты — только правые сахара. В исходном предбиологическом органическом веществе зеркальных антиподов не существовало, т.е. «правые» и «левые» изомеры присутствовали в равных количествах. Такие смеси называются рецимическими. Это подтверждено многочисленными экспериментами по синтезу органических веществ, проводимых более 30 лет в разных лабораториях мира. В результате каких сил и процессов была разрушена оптическая симметрия органических молекул — это до сих пор нерешенный вопрос для биохимиков, химиков, биологов и геохимиков.

На вопрос, «когда появилась жизнь?», очевиден ответ — когда появилась ДНК, и РНК внедрилась в структуру синтезированного белка. Свидетельства существования биологической жизни в породах раннепротерозойского и архейского возраста получены в разных районах мира — шунгиты Карелии, метаморфические сланцы и метакварциты Гренландии, Южной Африки. Все они содержат $C_{орг}$, при помощи электронной микроскопии в них обнаружены форменные остатки, идентифицированы хемофоссилии.

К числу наиболее древних определений биогенного ОВ относится формация Фиг-Три в Южной Африке, возраст которой 3,1 млрд лет. В кремнистых сланцах формации обнаружены

форменные остатки, идентифицированные как «окаменелости бактерий». Хроматограмма экстракта из этих пород имеет нормальное распределение н-алканов C_{14}–C_{25}, в малых количествах присутствуют пристан и фитан (Кальвин, 1971). По-другому выглядит хроматограмма экстракта из более древних пород формации Онфервахт (возраст 3,7 млрд лет). На ней на фоне гладкой кривой выделяются отдельные пики, обычно свойственные н-алканам биогенного генезиса, т.е. эта хроматограмма идентифицируется как смесь абиогенных и биогенных УВ. М. Кальвин делает это заключение с большой осторожностью, отдавая себе отчет в том, что для такого вывода (граница жизнь—преджизнь) требуются очень веские доказательства. На рис. 3.1 приведена данная М. Кальвиным геохронологическая таблица химической и биологической эволюции, на которой четкая граница между этими двумя важнейшими этапами в эволюции Земли отсутствует, она лежит в интервалах 3,1–3,7 млрд лет.

Анализ всех данных палеогеохимии, палеобиологии и геохимии, проведенный Дж.У. Шопфом, позволяет предположить, что жизнь появилась на земле более 3,5 млрд лет назад и, вероятно, ранее этого рубежа в органическом мире уже были развиты такие явления, как анаэробная хемогетеротрофия и анаэробная фотоавтотрафия (Соколов, Федонкин, 1988).

Считают, что первыми организмами были анаэробные гетеротрофы — бродильщики, они потребляли органические вещества, синтезированные абиогенным путем. Когда запас этих веществ был исчерпан, появились первые автотрофы. Они черпали энергию для жизни, расщепляя H_2S, выделяя при этом серу — *аноксигенный*, или *анаэробный фотосинтез*; затем они научились потреблять водород, расщепляя воду и выделяя кислород — *оксигенный фотосинтез*. Формирование ОВ протекало согласно реакциям:

аноксигенный фотосинтез

$$nCO_2 + 2nH_2S \longrightarrow C_n(H_2O)_n + nS_2 + nH_2O$$

Выделение кислорода в атмосферу и накопление его привело к формированию озонового слоя, благодаря которому жизнь смогла выйти на сушу.

оксигенный фотосинтез

$$nCO_2 + mH_2O \xrightarrow[\text{солнечный свет}]{\text{хлорофилл}} C_n(H_2O)_m + nO_2$$

Первые организмы (архебактерии, бактерии, цианобактерии) были *прокариотами,* т.е. у них отсутствовало ядро и половое деление, ДНК сосредоточено в центре клетки.

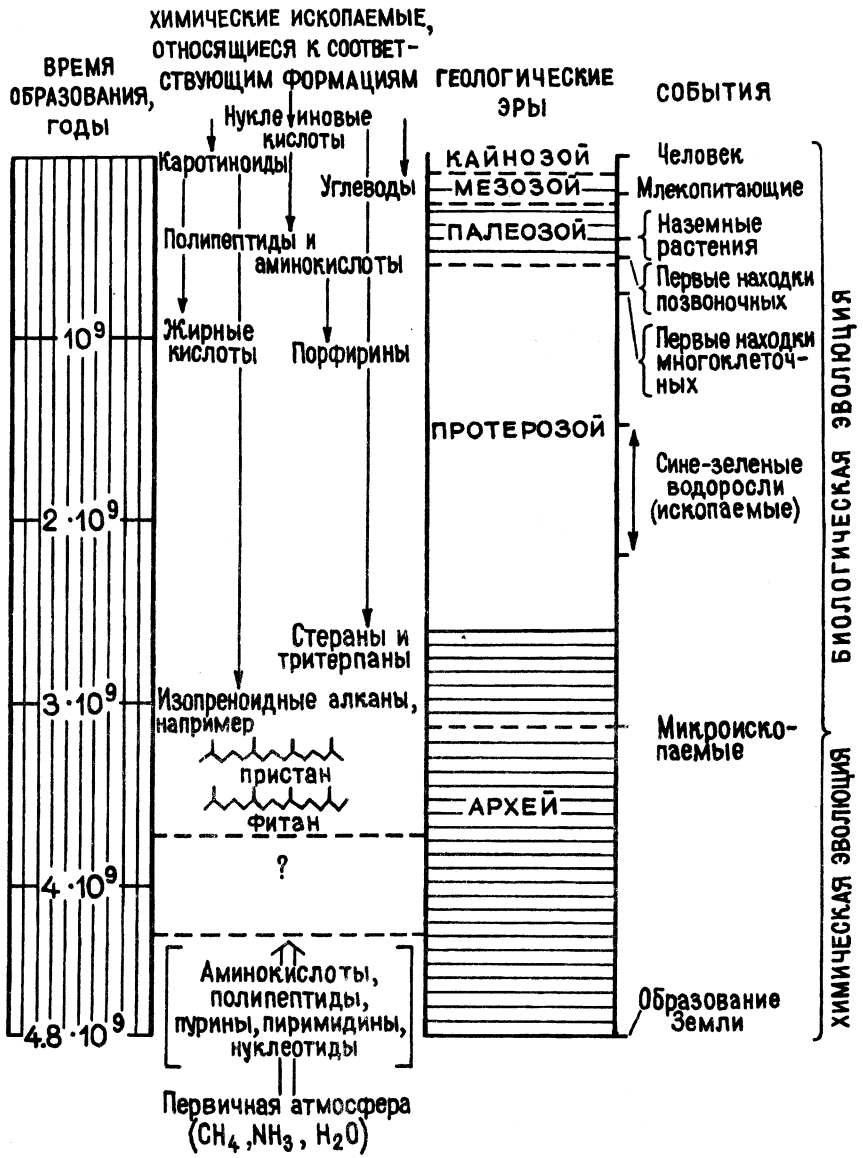


Рис. 3.1. Геохронологическая таблица химической и биологической эволюции Земли (по Кальвину, 1971)

Существуют разные точки зрения, когда появился кислород в атмосфере. Согласно одной из них, накопление O_2 в атмосфере шло медленно и плавно, достигнув современного уровня в течение фанерозоя, так как прокариотная система не могла обеспечить более 1% свободного кислорода в атмосфере. Более распространена идея, что свободный кислород начал играть заметную

роль в атмосфере, начиная с 1,8–2,1 млрд лет назад, именно к этому времени приурочено появление красноцветных формаций, широко распространенных практически на всех континентах. Существует также гипотеза, основанная на сходстве изотопного состава серы фанерозойских и архейских образований, что аэробная фотоавтотрофия существовала уже 2,9–3 млрд лет назад.

Эукариоты появились 1,5 млрд лет назад, они имели клетку с четко выраженным ядром, первые эукариоты были однополыми. В интервале 0,8–1,0 млрд лет появились разнополые эукариоты, которые дали толчок бурному развитию разных форм жизни, и к концу протерозоя появились зеленые, бурые, красные водоросли. На границе кембрия–докембрия появление многоклеточных организмов спровоцировало бурное развитие жизни — фауны и флоры. Возможно, что бесскелетная фауна появилась раньше. В вендских отложениях (600 млн лет) найдены отпечатки крупных бесскелетных организмов (эдиакарская фауна), но точная принадлежность этой группы ископаемых не определена. Первые наземные растения фиксируются в конце силура, расцвет их начинается с карбона и продолжается с постоянным увеличением видов вплоть до кайнозоя, с начала кайнозоя — млекопитающие, а в конце кайнозоя — человек (Homo sapiens) — вершина эволюции живого вещества.

Основные биопродуценты и их эволюция

Несмотря на единство элементного и компонентного составов различных представителей живого вещества, в их химическом составе и молекулярной структуре наблюдаются значительные отличия.

Живое вещество любого участка суши или моря характеризуется определенными биоценозами. *Биоценоз* — это совокупность всех живых организмов (животных, растений, грибов и др.), совместно населяющих какой-либо участок суши и/или водоема. В любом биоценозе по типу питания выделяются три группы организмов: *продуценты, консументы* и *редуценты*. Продуценты — живые организмы, производящие живое вещество из неживого, *автотрофы*, например зеленые растения, водоросли; консументы — потребители, питающиеся ОВ продуцентов — *гетеротрофы* — все животные; редуценты — грибы и бактерии, разлагающие ОВ как консументов, так и продуцентов, минерализующие его.

Основным продуцентом ОВ в современных водоемах является фитопланктон. Поскольку НМ потенциал ОВ в основном определяется долей липидных и липоидных компонентов в исходном ОВ, то именно распределение липоидов в основных продуцентах представляет особый интерес (см. табл. 3.2), где приводятся содержания липоидов в разных группах водорослей. Повышенной концентрацией липоидов отличаются *диатомовые* водоросли (табл. 3.4), по биопродуктивности первое место зани-

Таблица 3.4

Основные породообразующие водоросли (по Г.К. Барашкову, Е.А. Романкевичу)

Группа	Состав запасных веществ	Состав скелета	Содержание липидов	Время массового проявления
Сине-зеленые	крахмал	—		PR
Красные	крахмал	—		PR
Перидинеи	крахмал, «масло»	SiO_2	3,5–18 11	T
Диатомовые	«масло»	SiO_2	5–38 12	J_3–K
Желто-зеленые	«масло»	SiO_2	5–10	PR?
Золотистые коколитофориды	«масло»	$CaCO_3$		O
силикофлагеллаты	«масло»	SiO_2	4–12 8	
Зеленые	крахмал	$CaCO_3$	1–10	PR

мают также диатомовые, затем динофлагеллаты. Современные диатомовые водоросли синтезируют более 50% ОВ. Широкое распространение они получили с конца юры, хотя некоторые исследователи считают, что первые диатомеи появились уже к началу палеозоя. Диатомеи содержат повышенные концентрации внутриклеточных липидов (до 38% сухого веса); кроме того, липиды входят в состав клеточных мембран и запасных систем. Состав липидов не постоянен; соотношение свободных и связанных жирных кислот, их распределение различны. Так, у диатомеи *Sceletonema costatum* в общем количестве липоидов жиры составляют 34%, свободные жирные кислоты — 15%, глицериды — 11%, галактолипиды — 12%. Преобладают жирные кислоты с неразветвленной цепью и четным числом атомов С, причем незначительно превалируют ненасыщенные кислоты — C_{16}–70%, C_{14} — 10%, C_{20} — 5%, очень мало C_{18} и C_{22} (Барашков, 1972).

Характерной особенностью диатомовых и некоторых других водорослей (золотистых, желто-зеленых, перидиней) является их способность накапливать в виде запасных веществ — липиды, причем наиболее нейтральные. Благодаря отложению этого легкого резервного вещества диатомеи имеют достаточную подвижность, несмотря на наличие тяжелой кремниевой оболочки. Содержание и состав запасных липидов зависят от разных экологических факторов: освещенности, содержания минеральных веществ. Установлено, что при недостатке азота при голодании в диатомеях резко возрастает доля липидов в ОВ. Дополнительные накопления липидов происходят в результате стрессовых ситуаций: облучение, холод, тепло, нарушение солевого обмена, воздействие химических стимуляторов. В экспериментальных условиях доля липидов возрастает до 70%. Важнейшим компонентом

запасных липидов является длинноцепочные жирные кислоты, в основном ненасыщенные.

Накопив запасные вещества, водоросль может их сама израсходовать в процессе жизнедеятельности. Для того чтобы запасные липиды попали в осадок, необходимо отмирание организма в момент накопления этих резервных веществ. Таким образом, на состав ОВ осадка влияют не столько экологические условия жизни основных биопродуцентов, сколько условия их отмирания, т.е. танатоценозы.

Следующая по численности группа альгофитопланктона представлена *динофлагеллатами*, относящимися к группе перидиней, или панцирных жгутиконосцев. Перидинеи в массовых количествах встречаются в основном в теплых морях. В их составе также несколько повышено содержание липидов, от 3 до 18, в среднем 11%. В составе жирных кислот присутствуют C_{18}, C_{20}, C_{22}, резко преобладает C_{18} (до 57%). Установлены также стероиды. Характерный биомаркер — 4-метилстероид, обнаруженный в повышенных концентрациях в ОВ рэтских горючих сланцев Западной Англии, рассматривается как показатель исходной биомассы динофлагеллат. Расцвет перидиней был в поздней юре и мелу, в кайнозое их распространение пошло на спад, но и в современных водоемах, морских и пресноводных, они еще достаточно широко развиты. Единичные их формы описаны в силуре Черногории, но широкое распространение типичные перидинеи получили только с юры.

Золотистые водоросли более распространены среди ископаемых форм, окраска их обусловлена наличием желтого фермента — финохризина. Примитивные формы золотистых известны с кембрия, более сложные — с мела. Наиболее распространены два подкласса: коколитофориды (*coccolitophorea*) — очень мелкие нанопланктонные формы, обитающие в теплых морях и образующие глобигериновый ил; силикофлагеллаты (*silicoflugellatae*) — водоросли с кремниевой функцией, кремниевые жгутиковые. Эти водоросли достигли широкого распространения с сенона, встречаются они и в отложениях юры, имеются сведения о нахождении примитивных форм в ордовике. Это очень мелкие, исключительно морские формы, обитают в основном в области литорали. В биохимическом составе этих водорослей изучены только жирные кислоты; их состав: C_{18} 16–27, C_{14} 11, C_{16} 7–10%. В качестве резервных веществ современные формы накапливают липиды.

Желто-зеленые водоросли значительно менее распространены; они играют важную роль в формировании озерных отложений, обогащенных ОВ. Свое название эта группа водорослей получила благодаря содержанию наряду с хлорофиллом желтых пигментов — ксантофилла и каротина. Желто-зеленые водоросли обнаруживают большое сходство с зелеными водорослями. Особый интерес

представляет водоросль *Batryococcus*, широко распространенная в современных сапропелевых илах и ископаемых сапропелитах, в горючих сланцах как озерных, так и морских. Так, содержание УВ в варпалотских горючих сланцах Венгрии прямо пропорционально количеству остатков водорослей *Batryococcus*. Батриококкус является породообразующей водорослью так называемых торбанитов — озерных горючих сланцев Австралии пермского возраста.

Способность накапливать этими водорослями в особых условиях липиды в больших количествах может быть использована для получения синтетической нефти. Ученые Иерусалима в лаборатории получили углеводороды из водорослей *Batryococcus*, выращенных в теплой соленой воде. В США были выполнены подобные эксперименты: в воду, населенную водорослями *Batryococcus*, добавляли азот, микроэлементы и продували диоксид углерода, при этом резко возрастала биопродуктивность водорослей и содержание в них липидов. Квадратный метр поверхности такого водоема ежедневно может производить 50 г ОВ, 70% которого составляют липиды, 80% их используется для получения дизельного топлива.

Наиболее широкое стратиграфическое распространение свойственно *сине-зеленым* водорослям. Они относятся к прокариотам, что сближает их с бактериями. Есть и другие признаки, более свойственные бактериям: строение клеточной стенки, наличие газовых вакуолей, способность к фиксации азота и др. В настоящее время их чаще называют *цианобактериями*. Они существуют на Земле более 3 млрд лет. Автотрофные формы при фотосинтезе используют CO_2 и выделяют кислород; благодаря их жизнедеятельности была создана кислородная атмосфера Земли. В течение всей истории своего развития они не претерпели изменений. В протерозойских бассейнах они были подавляющей формой жизни и поставщиком ОВ. Многими исследователями отмечалась консервативность цианобактерий, их экологическая выносливость. Сине-зеленый цвет определяется наличием синего и бурого пигментов в сочетании с хлорофиллом. Некоторые формы имеют и другие пигменты — от красного до черного. Эти водоросли токсичны, хищны, подавляют развитие других водорослей и зоопланктона, радиорезистентны, приспособлены жить в темноте, в горячих и холодных водах. Важным свойством этих водорослей является антибактериальное действие их липидов (цианофитина и хлороллина). Это предопределило устойчивость ОВ сине-зеленых (как и некоторых зеленых водорослей) к микробному разрушению. Цианобактерии представлены как одноклеточными, так и многоклеточными формами.

В цианобактериях обнаружены чрезвычайно устойчивые биополимеры, но существенно иного типа, чем в ботрикоккусах. Эти биополимеры образуются в оболочке клеток живого вещества и

характеризуются аморфной структурой, благодаря им формируется аморфный кероген. Такие структуры керогена встречены как в современных осадках, так и в строматолитах докембрийского возраста. Благодаря этому ОВ сине-зеленых водорослей имеет достаточно постоянный и устойчивый состав, оно несколько обеднено гетероэлементами и обогащено водородом. Несмотря на невысокое в среднем содержание липидных компонентов (до 12%), оно характеризуется высоким нефтематеринским потенциалом.

Основную массу ОВ поставляют продуценты — основа пищевой цепи. Следующая группа пищевой цепи — копеподы — крупнейшая группа зоопланктона. Копеподы питаются непосредственно фитопланктоном, видимо, поэтому существует сходство между составом липидной фракции копепод и фитопланктона. Изопреновый углеводород пристан, присутствующий во многих современных осадках, видимо, имеет тот же источник — он является основным компонентом жировых телец копепод из отряда *Calonoida.*

От продуцента по пищевой цепи масса ОВ сокращается на порядок. В ряду фитопланктон → копеподы → рыбы → хищники масса ОВ сократилась в 1000 раз. Несмотря на это отдельные группы зоопланктона, видимо, вносят заметный вклад в ОВ и/или влияют на его исходный состав. Так, ОВ силурийских граптолитовых сланцев характеризуется повышенными содержаниями азота за счет зоопланктона.

Вклад бактериального ОВ в исходное неоднозначно оценивается различными исследователями. Его ведущая роль в преобразовании ОВ, в формировании окислительно-восстановительной обстановки, в воздействии на минеральную составляющую породы признается всеми. Бактерии — наиболее распространенные представители живого вещества. Благодаря им зона действия живого вещества расширяется до глубины в несколько километров, охватывает высокотемпературные (более 100°С) зоны, такие как области развития «курильщиков», горячие озера. На основании такой «повсюдности» бактерий было предложено выделять сферу их жизнедеятельности как *бактериосферу* (Соколов, 1993).

Бактерии — мельчайшие организмы (ультрапланктон), размер которых не более 5 мкм. Бактерии являются автотрофами, гетеротрофами и олиготрофами. Автотрофные бактерии включают фотосинтезирующие формы, использующие для синтеза ОВ из минеральных веществ солнечную энергию, и хемосинтезирующие, использующие для этой цели химическую энергию. Автотрофные бактерии — это нитрофикаторы, сульфатредуцирующие, железобактерии и др.

Большая часть бактерий — гетеротрофы, они существуют за счет органических веществ других организмов, за счет разложения сложных органических молекул. Гетеротрофы, использующие для питания мертвое ОВ (некрому), называются *сапрофитами*, или гнилостными; те же бактерии, которые живут в теле живых организмов, называются *паразитами.*

По отношению к кислороду бактерии подразделяются на *аэробные*, развивающиеся в присутствии кислорода, *анаэробные* — при отсутствии свободного кислорода; *факультативно-анаэробные,* растущие в тех и в других условиях. Бактерии, развивающиеся в высокоминерализованных средах (более 100 г/л), называются *галофильными.* Анаэробные гетеротрофы — это метанобразующие, метанокисляющие, молочнокислые, маслянокислые, гнилостные и другие бактерии.

Характерной чертой бактерий является *автолиз* — самоуничтожение своей некромы. Этому препятствует сорбция бактериального ОВ минеральными частицами, резко восстановительная обстановка. Возможно, что автолизу подвергается не все ОВ, а только наиболее подверженные микробиальному окислению компоненты, липидная же составляющая или часть ее сохраняется.

Согласно расчетам Н.В. Лопатина, доля некромы бактерий в составе ОВ к концу диагенеза может составлять ориентировочно в илах озер 25–35%, в мелководных морских заливах и лагунах 10–15%, в шельфовой зоне океана 5–10%, в океанических осадках менее 0,5% (Лопатин, 1982).

Таким образом, геохимическая роль бактерий заключается, прежде всего, в разложении огромных масс растительных и животных остатков. Велика роль их в круговороте C, N, P, S, Fe, Mn и др. С жизнедеятельностью связаны процессы биодеградации нефти и нафтидов, образования и разрушения серы и сульфидных руд, окисления метана в угольных месторождениях. Если вопрос о вкладе бактериального ОВ в исходное ОВ до сих пор дискуссионен, то участие липидной составляющей бактерий в формировании состава ОВ бесспорно.

Бактерии имеют изменчивый состав: 80% и более вода, 20% ОВ. По современным оценкам 30–40% мертвого ОВ, потребляемого бактериями, идет на построение живого вещества самой бактерии, остальные 60–70% служат для получения энергии и после ряда изменений превращаются в минеральные осадки. Химический состав их следующий: 50% C, 20% O, 8% H, 5–10% N, 1% S, в малых количествах присутствуют магний, кальций, марганец, медь и цинк. Групповой состав: 50–60% белки, 20% материал клеточных мембран, на 20–40% состоящих из липидов, 10% липиды, липоиды, 10% ДНК, РНК. Жирные кислоты, извлекаемые из бактерий, обычно представлены соединениями ряда C_{10}–C_{20}, преобладают кислоты с разветвленной цепью: изо- и антеизоконфигурациями. Помимо жиров, многие бактерии способны накапливать полифосфаты, полисахариды и серу. Отмечены также тритерпаны ряда гопана, в частности бисноргопаны, гаммацераны.

Высшие растения — также являются поставщиком органического вещества в исходное ОВ аквальных осадков. Они сложены главным образом целлюлозой и лигнином, доля липоидных компонентов в них в целом мала. Однако заметное количество липидов и липоидов накапливается в листьях, спорах, пыльце, коре, плодах и семенах. Липиды высших растений характеризуются некоторой специфичностью, например, среди н-алканов от C_{10} до C_{40} отмечается значительное (в 10 раз) преобладание нечетных УВ над четными. В строении нерастворимой части керогена участвуют компоненты углеводов, белков и лигнина.

Состав и тип захороняющегося в осадках ОВ определяется прежде всего соотношением разных групп организмов-поставщиков, фациальной и физико-химической обстановками осадконакопления. Абстрагируясь от условий осадконакопления, проследим, как химический состав ОВ осадка в значительной степени изменялся в зависимости от эволюционного уровня развития групп организмов-поставщиков ОВ.

Биохимические предшественники нефти (рис. 3.2) могли находиться только в бассейне того времени, к которому сформировались все известные ныне группы растений и животных.

Химический состав ископаемых осадков, в какой-то степени отражает биоценозы, вернее танатоценозы соответствующих геологических эпох.

В додевонское время основными поставщиками ОВ были сине-зеленые и прочие водоросли и бактерии, высшие растения отсутствовали; поэтому в отложениях додевонского времени пыльца, кутикула, витринит, растительные воски не наблюдаются. В ОВ этих отложений нет подавляющего превосходства нечетных УВ среди высших нормальных алканов. Сравнивая химический состав ОВ отложений разного возраста (имеется в виду ОВ, не измененное или мало измененное в катагенезе), далеко не всегда можно определить «возрастные» отличия, или специфику исходного ОВ, поскольку все планктогенное ОВ в отложениях различного возраста сформировано за счет фитопланктона и бактерий; все остальные поставщики ОВ — незначительная примесь, которая может и не сказаться на химическом составе захороненного ОВ.

Заметные отличия в химическом составе ОВ фиксируются только для двух крайних типов: 1) планктогенного, образованного за счет жизнедеятельности фитопланктона и бактерий, чисто сапропелевого; 2) органического вещества наземного происхождения, образованного за счет высших растений, гумусового или арконового ОВ. Помимо отличий в углеводородной части, меняется валовый химический состав, что приводит, в частности, к изменению величины $H/C_{ат}$; для сапропелевого (I тип керогена) ОВ

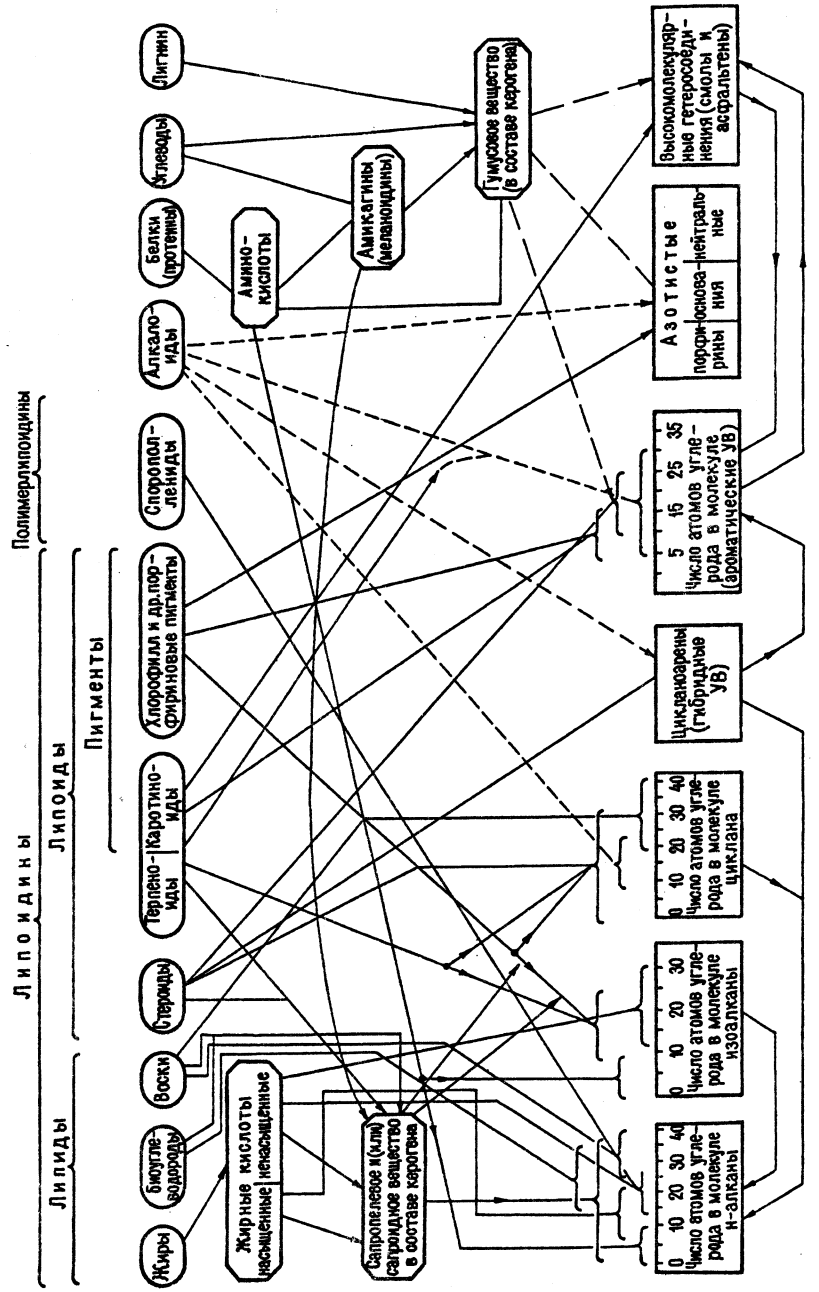


Рис. 3.2. Биохимические предшественники компонентов нефти (Вассоевич, Гусева, Лейфман, 1976)

она составляет 1,7–1,9 в то время, как в более ароматическом обогащенном кислородом ОВ (II тип керогена) 1,3–1,5.

Известно, что климат и температура воды влияют на жизнедеятельность организмов и состав образованных исходным ОВ продуктов. Так, снижение среднегодовых температур, происходящее в связи с похолоданием от кембрия до современного периода, повлияло на структуру масел исходного ОВ в направлении повышения содержания ненасыщенных жирных кислот, присущих данному виду. Экспериментально установлено, что насыщенные жирные кислоты — источник алканов, а ненасыщенные — нафтеновых УВ, то соотношение насыщенных и ненасыщенных кислот, синтезируемых растениями, контролируется температурой среды обитания.

Характер распределения некоторых биомаркеров — стеранов C_{28} и C_{29} в УВ фракции морского ОВ и нефтей различного возраста в геологической истории позволил наметить их генетическую связь с эволюцией основных продуцентов ОВ (рис. 3.3). Эта эмпирически установленная закономерность — увеличение отношения стеранов C_{28}/C_{29} от кембрия к кайнозою, не объясняет характера распределения стеранов в докембрийском ОВ и нефтях. На эмпирической кривой докембрийскому ОВ соответствуют низкие значения этого отношения, какие наблюдались в известных ранее нефтях докембрия. В результате исследований последних лет ОВ рифейских отложений и нефтей Восточно-Европейской платформы, установлено ОВ и нафтиды с равномерным распределением стеранов, т.е. отношения стеранов $C_{28}/C_{29} \sim 1$, что соответствует ОВ динофлагеллат, появившихся много позже.

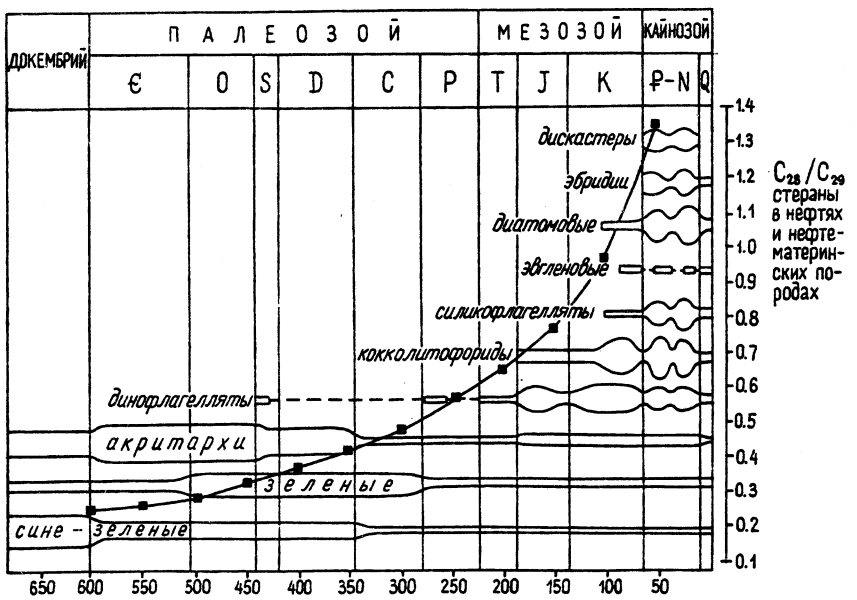


Рис. 3.3. Распределение отношения регулярных стеранов C_{28}/C_{29} в биопрдуцентах фанерозоя (по Ваплесу и Мачихаре)

До сих пор состав исходных биопродуцентов докембрия изучен крайне слабо. Не исключено, что в докембрии существовали предшественники динофлагеллат, биохимический цикл которых был сходен, что и предопределило соответствующее распределение биомаркеров. Таким образом, данные об углеводородном составе, характер распределения биомаркеров позволяет решать и/или поставить обратную задачу: каковы же были биопродуценты прошлых геологических эпох, особенно это касается ОВ наиболее древних и менее изученных докембрийских отложений.

3.2. УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ЕГО ПРЕОБРАЗОВАНИЕ В ДИАГЕНЕЗЕ

В современных морских осадках и водной толще ОВ отличается сложностью состава и полигенностью. Это, во-первых, живое вещество — фауна и флора, продукты их метаболизма, сингенетичное или автохтонное ОВ, планктогенное и бентосное, аллохтонное, принесенное с континента, также может присутствовать эпигенетичное ОВ, мигрировавшее из нижележащих толщ, и продукты антропогенного загрязнения.

Седиментогенез ОВ

Седиментация, или осадконакопление, — сложный процесс взаимодействия геосфер Земли, происходящий при низких температурах и давлениях с участием различных организмов. Седиментация минеральных частиц и ОВ тесно связаны. В бассейне седиментации основной источник ОВ — это автохтонное ОВ, формирование которого происходит путем фотосинтеза, т.е. совокупностью биохимических реакций; в процессе формирования ОВ извлекает некоторые биогенные элементы в виде SiO_2, $CaCO_3$, $MgCO_3$ с некоторыми присущими им микроэлементами.

Для всех фотосинтезирующих организмов реакции фотосинтеза идут согласно следующему уравнению:

$$CO_2 + 2AH_2 \xrightarrow[\text{хлорофилл}]{\text{свет}} 2A + C(H_2O) + H_2O,$$

где А — носитель водорода.

Фотосинтез в океане происходит в сравнительно тонком верхнем слое, мощностью 2–250 м (в среднем 40 м) — *эуфотическом* слое — слое жизни. Разные фотосинтезирующие организмы используют различные участки видимого светового спектра, что позволяет фотосинтезирующим бактериям и водорослям обитать на различной глубине водной толщи.

Соотношение автохтонного и аллохтонного ОВ изменяется в различных районах Мирового океана и на разных уровнях столба воды. По данным Е.А. Романкевича, в среднем в Мировом океане доля аллохтонного ОВ достигает 5% общей массы ОВ, приводятся и более низкие цифры. На шельфе и некоторых участках континентального склона аллохтонное ОВ может составлять значительную долю общего ОВ; в водоеме оно находится в растворенной и взвешенной (детритной) формах. В океане количество растворенного ОВ резко преобладает над взвешенным и является господствующей формой существования, но в донный осадок практически переходит только взвешенное ОВ. Б. Тиссо и Д. Вельте (1981), ссылаясь на Д. Мензеля (D. Menzel), приводят следующие данные о соотношении этих форм ОВ. Вертикальное распределение детритного органического углерода (ДОУ) и растворенного органического углерода (РОУ) в океанах практически одинаково ниже глубины 200–300 м. Концентрация ДОУ изменяется от 2 до 10 мкг/л, а РОУ — от 350 до 700 мкг/л. Выше указанной глубины содержание этих компонентов изменяется, причем ДОУ прямо пропорционально, а РОУ обратно пропорционально величине первичной продукции органического вещества.

Создаваемое в бассейне автохтонное ОВ представлено, прежде всего, фитопланктоном. При малых размерах основных представителей фитопланктона (микропланктон и нанопланктон) и ничтожной массе, он отличается чрезвычайно высокой продуктивностью.

В табл. 3.5 и 3.6 приводятся соотношения биомассы и биопродукции для разных типов автотрофных комплексов по различным областям.

Таблица 3.5

Соотношение биомассы и биопродукции (по В.А. Успенскому)

Автотрофный комплекс	П/Б
Древесина леса	0,018
Растительность лугов	0,67
Комплекс растительности озер — рек	14
Морской фитопланктон	150

Таблица 3.6

Процентное распределение годовой продукции углерода автотрофов по различным областям (по В.А. Успенскому)

Объект исследования	Биомасса	Годовая продукция
Педосфера	99,73	36,98
Болота	0,12	0,92
Озера, реки	0,01	1,09
Океан	0,14	61,01

Наглядно демонстрирует соотношение биомассы и биопродукции фитопланктона, а также соотношение растворенной и детритной форм углерода схема баланса органического углерода в океане (рис. 3.4).

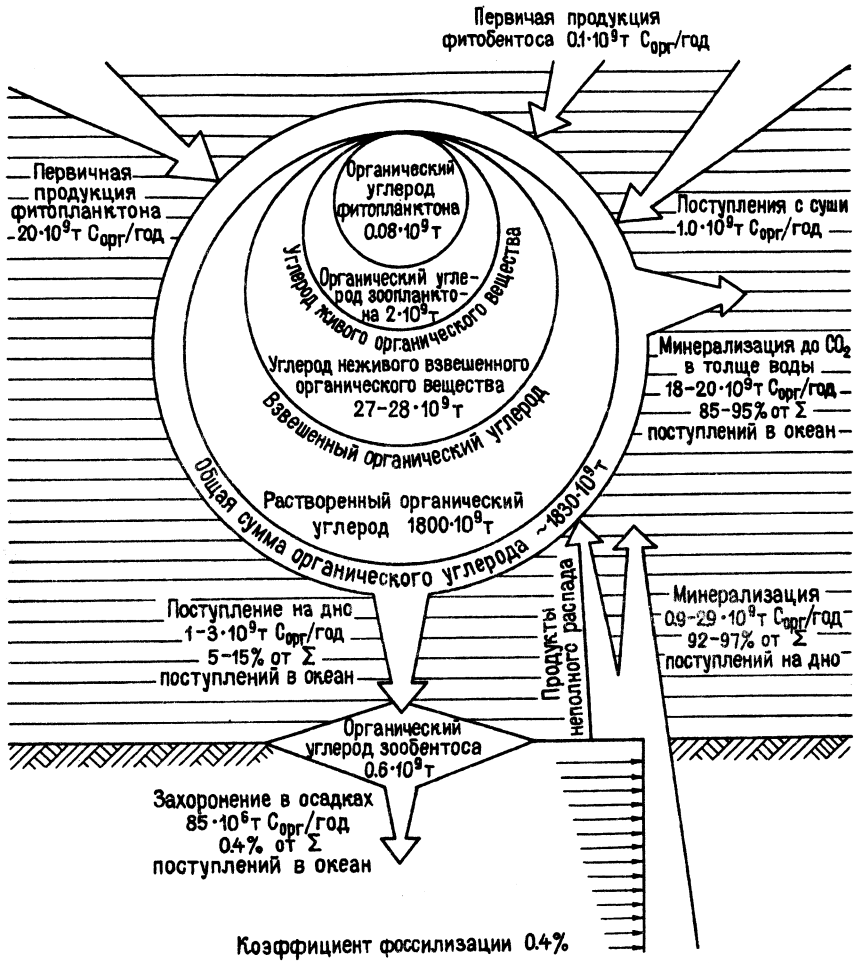


Рис. 3.4. Баланс органического углерода в океане (по Романкевичу)

По данным Е.А. Романкевича, ежегодная биопродукция в океане, включая и поступающее с суши ОВ, составляет 21,1 млрд т $C_{орг}$, в форме взвеси — около 1–3 млрд т.

Годовая продукция $C_{орг}$ в Мировом океане по разным источникам колеблется от 20 до $75 \cdot 10^9$ т, при этом величина терригенного сноса за год составляет $25 \cdot 10^9$ т, т.е. ниже биопродукции, при этом содержание $C_{орг}$ в осадках обычно не превышает 1%. Такое соотношение минеральной и органической составляющих осадка

связано с тем, что подавляющая часть биопродукции не доходит до дна, а минерализуется. Минерализующееся ОВ образует «водный гумус», стойкие растворенные органические соединения, которые по своей массе на два порядка превышают массу фитопланктона.

Биологическую продуктивность в морских обстановках контролируют различные факторы, главными из которых являются свет, температура, минеральные вещества, течения, газовый режим, высота водной толщи и др. На рис. 3.5 приведен схематический профиль через бассейн осадконакопления, демонстрирующий главные факторы, влияющие на накопление ОВ в бассейне. Главный фактор — питательные вещества (нитраты, фосфаты и др.). Они поступают из разных источников: с континента выносятся реками и флювиальными потоками, основная часть питательных веществ поступает из динамического резервуара океана и разносится течениями. Максимальное количество питательных веществ поступает в эуфитический слой в зонах апвеллингов, располагающихся у западных окраин континентов. Подъему глубинных вод (апвеллингу) к поверхности способствуют циклонические круговороты с их дивергенциями, сгонные ветры, места стыка холодных и теплых течений, штормы, муссонные ветры и т.д. Мощный и стабильный апвеллинг связан с пассатными восточными пограничными течениями в Тихом и Атлантическом

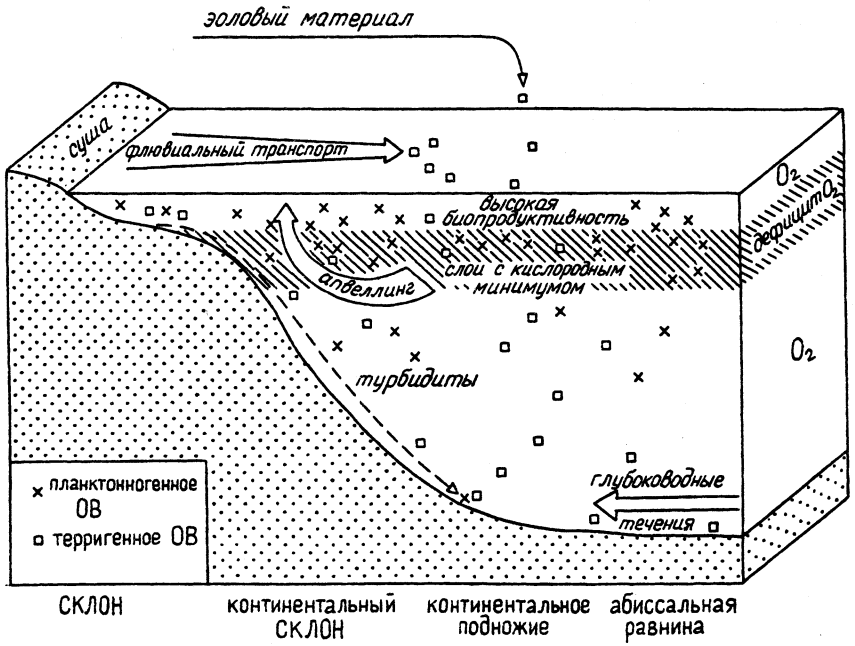


Рис. 3.5. Схематическая модель бассейна осадконакопления

океанах. К этим зонам апвеллингов приурочены осадки наиболее обогащенные $C_{орг}$ (до 20%). В соответствии с поступлением питательных веществ распределяются и области с различной биопродуктивностью (табл. 3.7, 3.8).

Таблица 3.7

Продуктивность прибрежных вод и открытого океана (по Б. Тиссо и Д. Вельте)

Зона	Площадь, 10^6 км^2	Средняя продуктивность $C_{орг}$, г/м^2 в год	Общая продуктивность $C_{орг}$, 10^9 т/год
Открытый океан	326	50	16,3
Прибрежные воды	36	100	3,6
Зоны апвеллинга	0,4	300	0,1

Таблица 3.8

Продукция фотосинтеза над основными структурно-геоморфологическими областями океана (по Е.А. Романкевичу)

Область	Площадь, млн км^2	Годовая продукция $C_{орг}$	
		г/м^2	10^9 т
Подводная окраина континентов	84	120	10,1
Ложе океана	276	36	10,0

По данным Е.А.Романкевича, над подводной окраиной континентов создается примерно 50% первичной продукции ОВ, примерно столько же приходится и на ложе океана.

Источником питательных веществ в океане, очевидно, являются подводные вулканы, гидротермальные системы, зоны спрединга. Что касается последних, то исследования их, выполненные в последние 20 лет, в том числе и при помощи подводных аппаратов, привели к сенсационным открытиям. Вблизи гидротермальных выходов в различных рифтовых зонах (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Галапагосский рифт, Красноморский рифт, бассейн Гуаймас и т.д.) были обнаружены биогенные сообщества, поражающие своей биомассой (*Polychaeta, Alvinellidae, Vestimentifera, Riftia* и др.). Химический состав животных из этих биологических сообществ в целом идентичен обычным организмам. Питанием для этих животных служит микрофитопланктон, некоторые формы напоминают цианобактерии (*Colothrix, Hyphomicrobium* и др.). Эти бактерии возникли за счет хемосинтеза, по схеме

$$CO_2 + 2H_2S \longrightarrow C(H_2O) + 2S + H_2O.$$

Содержание $C_{орг}$ в районе гидротермальных полей 0,04–0,35% (одно определение — 0,95%), что в несколько раз выше, чем в окружающих гидротермальные поля абиссальных пространствах. ОВ отличается повышенным содержанием серы (до 15%) и более тяжелым изотопным составом ($\delta^{13}C$ изменяется от –1,1 до

–1,7%). Организмы-хемосинтетики характеризуются очень высокой продуктивностью, до 2,7 кг/сут, у фотосинтетиков — 6,8 кг/сут, т.е. цифры вполне сопоставимы (Леин и др., 1993).

В арктических областях, где самые широкие шельфы, продуктивность автотрофов лимитируется коротким световым днем, в дельтах рек — мутностью воды. В теплых тропических водах отмечается бóльшее разнообразие видов, но его сокращение не означает сокращения биопродуктивности. Самая благоприятная температура для жизнедеятельности диатомовых водорослей 5–15°С, для динофлагеллат 25°С, т.е. первые тяготеют к умеренным широтам, а вторые — к теплым морям.

Между количеством ОВ, находящемся в бассейне седиментации, и концентрацией ОВ в осадках существует в общем прямая, но не всегда четко выраженная взаимосвязь. Наибольшие концентрации ОВ в осадках отмечены для зон с высокой первичной продуктивностью, расположенных вдоль континентов, и в особенности в зонах апвеллингов. Однако процессы аккумуляции и консервации ОВ в осадках в значительной мере определяются и другими факторами: скоростью накопления минеральных частиц, их размером, составом, окислительно-восстановительной обстановкой в осадке, высотой столба воды и др.

Распределение $C_{орг}$ в осадке — это, прежде всего, функция биопродуктивности, что хорошо подтверждается характером распределения среднестатистических значений концентраций $C_{орг}$, полученных по недрам 12 выделенных в рельефе дна морфоструктурных зон океана (рис. 3.6). Характер распределения $C_{орг}$ на графике хорошо коррелируется с приведенными в табл. 3.7 и 3.8 данными о величине биопродуктивности.

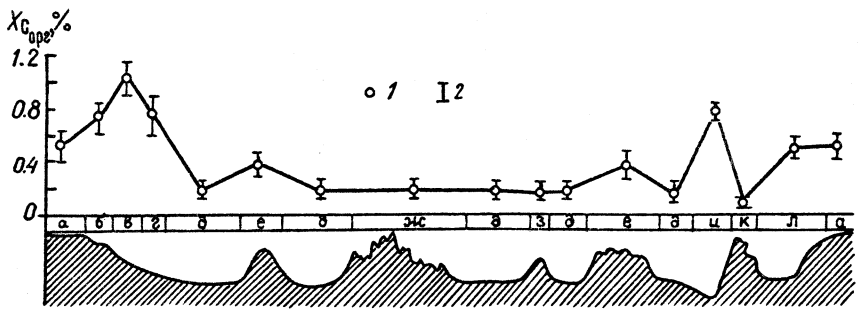
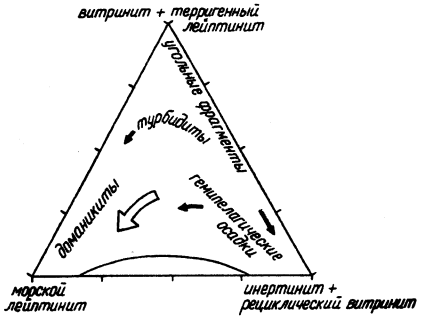


Рис. 3.6. Распределение статистических оценок содержания $C_{орг}$ в недрах морфоструктурных зон океанов: *1* — среднее значение концентрации $C_{орг}$; *2* — среднеквадратичное отклонение (δ); величина δ отражена на графике в условном масштабе δ. Морфоструктурные зоны: *а* — шельф, *б* — краевое плато, *в* — склон, *г* — подножие, *д* — абиссальное ложе, *е* — поднятие на ложе и асейсмичный хребет, *ж* — срединно-океанический хребет, *з* — вулкан на ложе, *и* — глубоководный желоб, *к* — островная дуга, *л* — полузамкнутый бассейн на океанической периферии (Троцюк, Марина, 1988)

Из рисунка видно, что наличие обогащенных $C_{орг}$ отложений особенно характерно для континентального склона (субкларк – 1,02%, что вдвое выше кларка океанического сектора Мирового океана — 0,51%); в 1,5 раза превышает субкларки, свойственные глубоководным желобам (0,78%), континентальному подножию (0,76%) и краевому плато (0,72%); шельф оказался практически на уровне кларка (0,52%), что, видимо, связано с повышенной долей терригенного материала. Низкие значения (0,10%) отмечены для островных дуг и абиссального ложа (0,19%). Повышение значения концентраций в глубоководных желобах определяется повышенной продуктивностью вод над ними, обусловленной поступлением питательных веществ с островной дуги.

Состав же ОВ, осажденного в различных морфоструктурных зонах, существенно отличен. Изменение состава ОВ в зависимости от глубины бассейна, типа обстановки осадконакопления вполне закономерно. Это отражается как в элементном и групповом составе, так и в микрокомпонентном составе ОВ. Распределение микрокомпонентного состава ОВ в зависимости от морфоструктурных областей осадконакопления показано на рис. 3.7.



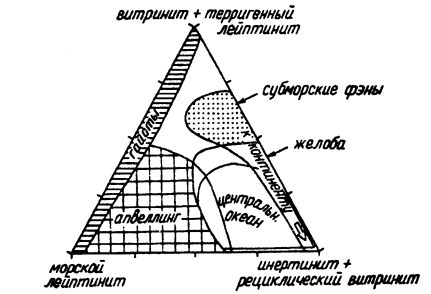


Рис. 3.7. Распределение микрокомпонентов — витринита, инертинита и лейптинита в различных морских обстановках (по Литке и Сашенхоферу, 1994)

Наиболее высокой биопродуктивностью в Мировом океане характеризуются зоны глобальных апвеллингов, площадь которых составляет около 1 млн км^2, биопродуктивность достигает 2 г/м^2 ОВ в сутки; наиболее благоприятны глубины 100–300 м, скорость подъема вод 1 м/сут. Эти зоны отличаются и самыми высокими концентрациями $C_{орг}$ — до 12% (24,6% в апвеллинге Уолфиш-Бей).

Органическое вещество зон апвеллингов имеет специфический состав (амикагиновое ОВ), в нем повышено содержание азота, прежде всего за счет высокой доли зоопланктона в исходном ОВ.

Важнейшим фактором, в значительной степени определяющем концентрацию ОВ в породах, является скорость накопления осадков. В условиях относительно постоянной скорости поступления ОВ в осадок его содержание обратно пропорционально скорости

накопления минеральной составляющей осадка — эффект «разубоживания»; он наиболее хорошо проявляется в периферических частях бассейна седиментации, где фиксируется наибольшее поступление органического материала. Однако эта зависимость проявляется далеко не всегда, так как на эффект «разубоживания» накладывается ряд других процессов. Высокая скорость седиментации минеральных частиц препятствует действию аэробных бактерий, т.е. способствует сохранению и увеличению концентрации ОВ.

П.И. Мюллером и Е. Суэсом была сделана попытка учесть влияние скорости осадконакопления на сохранность ОВ. На основании анализа содержания ОВ в донных осадках различных частей океана была установлена «универсальная» связь степени сохранности $C_{орг}$ со скоростью осадконакопления. В соответствии с расчетами при низкой скорости осадконакопления (2–6 мм за 1000 лет) сохраняется менее 0,01% $C_{орг}$, при умеренной (2–13 см за 1000 лет) — от 0,1 до 2% и при высокой (66–140 см за 1000 лет) — от 11 до 18%. Авторами предложено уравнение, позволяющее рассчитать величину $C_{орг}$ в зависимости от скорости седиментации:

$$C_{орг} = \frac{0{,}003 \cdot R \cdot S^{0,3}}{Pn^{(1-\Phi)}}, \%,$$

где S — скорость осадконакопления; Ф — пористость; Pn — плотность; R — первичное содержание углерода в осадке.

Из уравнения видно, что степень сохранения $C_{орг}$ в осадке удваивается при 10-кратном увеличении скорости осадконакопления при прочих равных условиях (Muller, Suess, 1979).

Размер осаждающихся минеральных частиц и состав их также влияют на концентрацию ОВ. На ряде толщ современных и ископаемых осадков установлена обратная зависимость между гранулометрией и концентрацией ОВ. На примере современных отложений ряда акваторий было установлено, что высокое содержание ОВ коррелируется с высокими концентрациями частиц субколлоидного размера (1 мкм) и распространением иллита и монтмориллонита. Высокая адсорбционная способность этих глинистых минералов, обеспечивающая повышенные концентрации $C_{орг}$, в толщах разного возраста констатировалась для многих осадочных бассейнов. Растворенное ОВ (РОУ) также может сорбироваться. Происходит адсорбция главным образом полярных веществ — аминокислот, сахаров, фенолов.

На скорость осаждения ОВ влияет и концентрация ОВ во взвеси. Так, в прибрежных зонах амазонской дельты концентрация ОВ во взвеси 10–25%, в отдаленных районах — 50–80%. Для взвеси с высокой концентрацией ОВ характерно и закономерное распределение в столбе воды: чем больше ОВ, тем легче взвесь

и выше в водной колонне она располагается (не осаждается), далеко разносится течениями, переносится ветром и т.д.

На основе изучения состава ОВ «свежего осадка», фитопланктона, дисперсных обломочных частиц взвеси учеными И. Ехиро и Х. Нобухико было установлено, что ненасыщенные жирные кислоты встречаются в значительных количествах в «свежем осадке», дисперсном материале эуфотического слоя, планктоне и отсутствуют в дисперсном материале в водных слоях глубже 500 м. Японские исследователи делают вывод, что органический материал «свежего осадка» генетически связан с фитопланктоном эвфотического слоя, причем перенос фитопланктонного органического материала в глубинные воды происходит очень быстро.

Работы А.П. Лисицина показали, что перенос материала из эвфотического слоя на дно происходит главным образом в виде фекальных пеллет.

На сохранность ОВ также влияет время пребывания частицы ОВ в столбе воды. Большая скорость осаждения, естественно, способствует его сохранности, поэтому в мелководных участках бассейна сохранность ОВ лучше, чем в глубоководных, за счет меньшего пребывания в столбе воды и менее интенсивного воздействия аэробного окисления. Помимо высоты столба воды важна насыщенность вод кислородом, его аэрируемость. Конечно, недостаток кислорода (застойные воды) способствует сохранности ОВ. Считается, что наиболее благоприятными являются условия сероводородного заражения водной толщи, типа современного Черного моря. В современном Черноморском бассейне, по мнению многих исследователей, наблюдаются максимальные (до 4%) коэффициенты фоссилизации ОВ. Подобные бассейны с заражением практически всей водной колонны в настоящее время крайне редки.

При стратификации водной толщи сероводородное заражение возникает в водной колонне. На это расходуется очень большое количество ОВ, так что при прочих равных условиях поток ОВ на дно заметно сокращается. В современном Черном море доля H_2S, образованного в водной колонне, почти вдвое превышает объем H_2S, поступивший в воду из осадков (табл. 3.9).

Локальные кратковременные (сезонные) обстановки полной аноксии (H_2S заражения) возникают достаточно часто. Они свойственны областям с высокой биопродуктивностью (зонам апвеллингов), участкам бассейнов с затрудненной циркуляцией вод (Норвежские фиорды, впадины Балтийского моря).

Зоны аноксии возникают как у дна, так и внутри водной толщи. По концентрации кислорода в воде выделяются типы режимов седиментации и обстановок (табл. 3.10).

Наиболее благоприятными условиями для накопления ОВ, кроме зон апвеллингов, являются участки шельфа, особенно

Таблица 3.9

Продукция H_2S в Черном море (по А.Ю. Леин и др., 1986)

Зона моря	Общая продуктивность H_2S, 10^6 т S в год	Захороняется в осадках, 10^6 т S в год	Поступает в наддонную воду из осадков, 10^6 т S в год
Водная толща мелководная (менее 200 м) глубоководная (200–2200 м)	20,20		
Осадки мелководная глубоководная	7,89 5,53	0,14 0,28	7,75 5,25
Всего в море	33,92	0,42	13,0

Таблица 3.10

Терминология низкокислородных режимов и биофаций (Р.В. Тайсон и Т.Х. Пирсон, 1991)

O_2, мл/л	Обстановки	Биофации	Режим
8,0–2,0	окислительная	аэробные	нормальноокисный
2,0–0,2	слабо окислительная (dysoxic)	дизаэробные	гипокисный
0,2–0,0	субокислительная	квазианаэробные	анокисный
0,0 (H_2S)	анокислительная	анаэробные	

впадины на шельфе со спокойным гидродинамическим режимом, лагуны, эстуарии, впадины на континентальном склоне особенно, если они отделены поднятием, задерживающим континентальный снос (например, Карибское море, северный шельф Канады, северный шельф России).

Микробиальное преобразование ОВ отмерших организмов (некромы) начинается уже в эуфотическом слое. Устойчивость различных компонентов ОВ к биохимическому разложению следующая: белки → целлюлоза → лигнин → кутин → воски → смолы. Первыми разлагаются белки и углеводы с образованием аминокислот, сахаров, фенолов и их производных; в ОВ взвеси уже фиксируются гуминовые и фульвокислоты, т.е. идет процесс гумификации ОВ. Большая же часть углеводов и белков переходит в водно-растворимые соединения и гидролизуется. Процесс преобразования липидной фракции ОВ идет несколько по другой схеме, поскольку липиды наиболее устойчивая фракция ОВ по отношению к микробиальной атаке.

Абсолютное содержание всех фракций ОВ во взвеси сокращается, но там происходит относительное накопление липидной фракции. Ее содержание колеблется от 11 до 64% в исходном ОВ диатомовых, что связано с избирательным накоплением одних

фракций и окислением других, причем с глубиной их содержание в ОВ растет; с глубиной растет доля простых соединений — жирных кислот, стеринов, жирных спиртов, УВ. При больших глубинах бассейна седиментации, видимо происходит частичное окисление и липидной фракции. По данным Д.Е. Гершановича, В.В. Вебера, А.И. Конюхова с увеличением глубины бассейна битумоиды приобретают менее восстановленный характер; в составе бензольной части битумоида уменьшается содержание С и Н, масел, растет доля асфальтенов.

Биос в водной толще выполняет очень важную функцию помимо накопления ОВ, SiO_2, $CaCO_3$. Он переводит часть взвеси в субколлоидную форму. Взвесь, поставляемая водами рек, особенно обогащена металлами: Ni, Fe, Pb и др. После отмирания клетки эти элементы снова попадают в воду, постоянно гидролизуются и осаждаются.

Диагенетические преобразования ОВ

Накопление ОВ тесно связано со следующим этапом в жизни осадка и ОВ-этапом диагенеза. Диагенез, по Н.М. Страхову, — совокупность природных процессов преобразования рыхлых осадков в породу или процессы физико-химического уравновешивания первичных компонентов осадка в термодинамических условиях поверхности Земли. В поверхностном слое осадка можно выделить четыре компонента: минеральная часть, костное органическое вещество (остатки отмерших животных и растений), поровые воды и живые организмы бентоса. При всем разнообразии наиболее активной группой являются микроорганизмы, пользующиеся широким распространением.

Деятельность микроорганизмов определяет практически все протекающие в раннем диагенезе процессы, поэтому его называют микробиальной стадией осадка; в позднем диагенезе ОВ также испытывает преобразования, связанные микробиальной деятельностью, поэтому в целом диагенез — это биогенная стадия преобразования осадка,

Н.М. Страхов выделил следующие этапы диагенеза. Самый ранний протекает в верхнем слое осадка, находящемся в окислительной или нейтральной обстановке. В бассейнах с нормальным кислородным режимом толщина этого слоя составляет 10–15 см, но может достигать и 0,5 м. В бассейнах с дефицитом кислорода этот слой не превышает нескольких сантиметров или вообще отсутствует. В течение этого этапа образуются железомарганцевые конкреции, фосфориты, некоторые цеолиты; продолжительность его от нескольких дней до тысячелетий. Второй этап раннего диагенеза протекает в современных осадках до глубин 10 м и характеризуется восстановлением сульфатов, железа и марганца.

Для третьего этапа, видимо, характерно прекращение бактериальной деятельности. В это время происходит перераспределение новообразованных минералов, формирование конкреций, локальная цементация и перекристаллизация ранее образовавшихся минералов. На четвертом этапе рыхлый осадок превращается в крепкую компактную породу (литификация); отжим поровых вод идет до глубин 300 м. Происходит дегидратация водных минералов и частичная перекристаллизация глин. На наш взгляд, Н.М. Страхов завысил роль раннего диагенеза в минералообразовании.

В жизни ОВ в диагенезе выделяется три стадии биохимического разложения и формирования керогена. Общая схема преобразования ОВ приведена на рис. 3.8. Биохимическое разложение ОВ начинается сразу после отмирания бионтов еще в *фотическом* слое, но наиболее интенсивно протекает в поверхностном слое осадка. Белки и углеводы подверглись расщеплению в водной толще. В результате в осадках присутствуют аминокислоты и

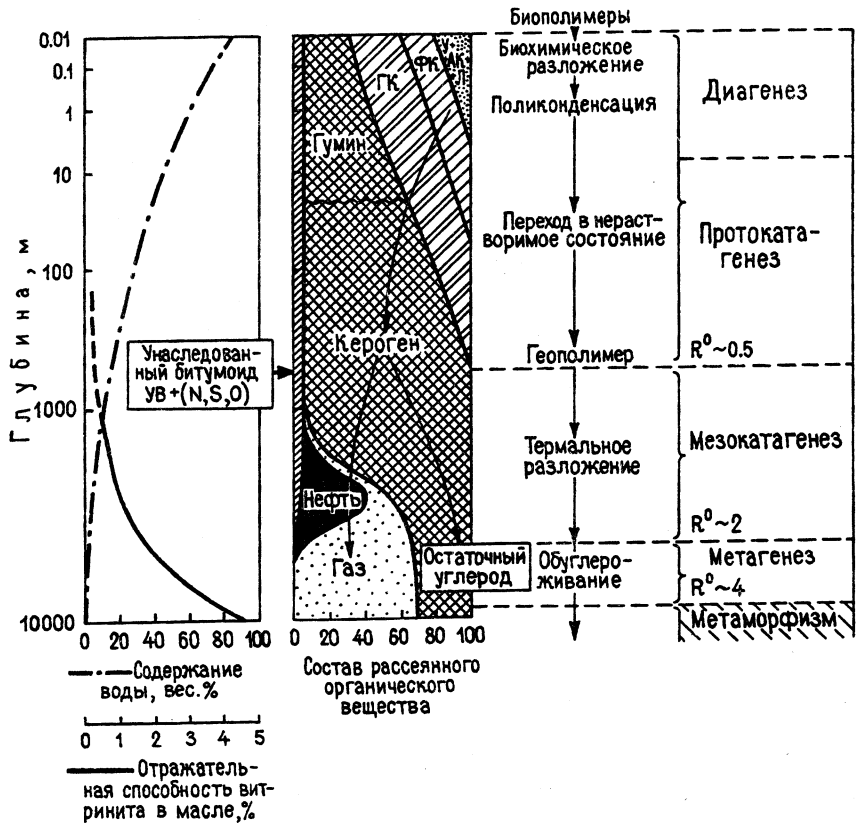


Рис. 3.8. Общая схема эволюции органического вещества с момента его отложения до метаморфизма. АК — аминокислоты, У — углеводы, ФК — фульвокислоты, ГК — гуминовые кислоты, Л — липиды, УВ — углеводороды

сахара, содержание их редко превышает 10% и быстро сокращается с глубиной; количество жирных кислот также сокращается, но в некоторых случаях их находят и на больших глубинах (рис. 3.9). В ничтожных количествах аминокислоты и сахара встречаются и в древних породах.

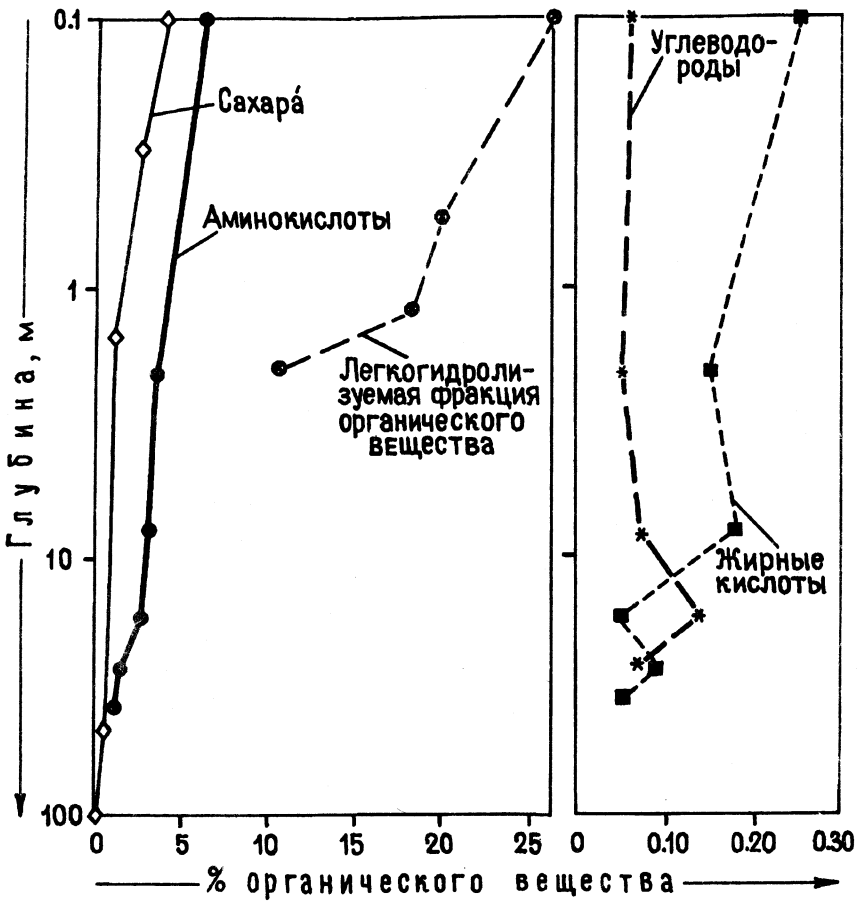


Рис. 3.9. Изменение содержаний аминокислот, сахаров и липидов в современных осадках в зависимости от глубины их погружения (% всего ОВ) (по Тиссо и Вельте)

Характерной особенностью распределения микроорганизмов в осадках является резкое уменьшение их общего количества на глубине в несколько дециметров, особенно контрастное в современных отложениях Мирового океана. Такое резкое сокращение плотности популяций микроорганизмов в осадках обусловлено рядом факторов: истощением части ОВ, доступного для питания, накоплением вредных для жизнедеятельности бактерий веществ,

физико-химическими изменениями в осадке. Для всех типов осадков морей и озер наблюдается резкое преобладание аэробов, их количество превышает численность анаэробов на один-два порядка (табл. 3.11).

Таблица 3.11

Концентрация бактерий в современных осадках залива Сан-Диего (Калифорния) (по Тиссо, Вельте, 1981)

Глубина, см	Анаэробные бактерии, на 1 т осадка	Аэробные бактерии, на 1 т осадка	Отношение анаэробных к аэробным
0–3	1160000	74000000	1:64
4–6	14000	314000	1:21
14–16	8900	56000	1:6
24–26	3100	10400	1:3
44–46	5700	28100	1:5
66–68	2300	4200	1:2

В.А. Успенский, выдающийся российский геохимик, много сделавший для познания процессов диагенеза, подчеркивал, что при отсутствии органического вещества и, соответственно, бактериальной жизни даже абсолютно изолированный от доступа атмосферы осадок не может приобрести каких-либо признаков восстановленности даже за геологически длительный период, т.е. восстановленность осадка достигается только за счет биологического потребления в том числе и связанного кислорода (Успенский, 1970).

Процесс разложения ОВ протекает по-разному в зависимости от окислительно-восстановительных условий в осадке, в то же время количество и качество ОВ формирует окислительно-восстановительный потенциал осадка.

Окислительно-восстановительную обстановку среды осадконакопления определяет степень изолированности этой среды от прямого доступа свободного кислорода и деятельность микрофлоры, зависящая от количества и качества ОВ, присутствующего в осадке.

В окислительных обстановках разрушение органического вещества описывается схематическим уравнением:

аэробное окисление

$$C_6H_{12}O_6 + 6O_2 = 6CO_2 + 6H_2O.$$

Бактерии используют молекулярный кислород и окисляют органическое вещество до CO_2 и воды. В условиях продолжающегося доступа кислорода ОВ может израсходоваться полностью. Так и происходило, видимо, во многих хорошо аэрируемых песчаных осадках, в которых практически отсутствует $C_{орг}$. В случае,

когда поступающий извне кислород потребляется микроорганизмами быстрее, чем он может диффундировать в осадок, или весь свободный кислород израсходован полностью, т.е. при отсутствии кислорода в осадке устанавливается восстановительная обстановка, тем более резко выраженная, чем активнее процессы анаэробного разложения ОВ (Успенский, 1970). Такая обстановка существенно легче возникает в тонкозернистых осадках: глинах, алевритах, тонких карбонатных илах, благодаря тому, что поровое пространство вскоре становится замкнутым и поровые воды разобщаются с покрывающей морской и озерной водой и содержат больше ОВ.

Высокая биопродуктивность ОВ способствует появлению обстановок, характеризующихся дефицитом кислорода, выразившимся в низких и отрицательных значениях окислительно-восстановительного потенциала Eh. В таких условиях скорость деструкции ОВ резко снижается, разрушение ОВ идет только за счет анаэробных гетеротрофных бактерий, в осадке создаются восстановительные и резко восстановительные условия. При низких концентрациях ОВ, обычно ниже 0,5%, значения Eh положительные (+ 200 мВ). Процессы разложения ОВ интенсивны в том случае, когда до полного сгорания существуют окислительные и резко окислительные условия диагенеза.

В анаэробном разрушении ОВ выделяется две стадии. На первой гетеротрофная группа анаэробных бактерий, так называемые первичные анаэробы, подвергают ферментативному гидролизу и брожению основные классы органических соединений (белки, липиды, полисахариды) с образованием низших жирных кислот, спиртов, альдегидов, кетонов, CO_2 и H_2O. Эти метаболиты на второй стадии анаэробной деструкции служат субстратами для вторичных анаэробов-сульфатредуцирующих и метанобразующих бактерий. Таким образом, в анаэробных природных экосистемах в процессе деструкции ОВ происходит постоянное потребление низкомолекулярных органических соединений. При этом первая стадия анаэробного разложения, как правило, опережает вторую, поэтому в иловых водах осадков накапливается некоторое количество простых веществ (кислот, спиртов, альдегидов, кетонов и др.).

Анаэробное разрушение ОВ идет по схеме:

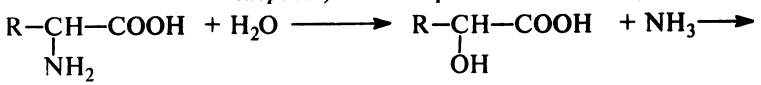
анаэробное окисление

$$C_6H_{12}O_6 + 6H_2O = 6CO_2 + 12H_2, \text{ далее}$$

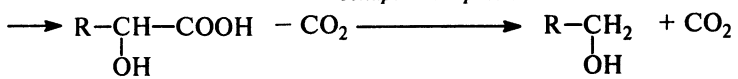
$$CO_2 + 4H_2 \longrightarrow CH_4 + 2H_2O.$$

Анаэробное разрушение белков с образованием спирта идет по схеме: дезаминирование, гидролиз и декарбоксилирование):

гидролиз, дезаминирование



декарбоксилирование



Сульфатредуцирующие бактерии — анаэробные гетеротрофы извлекают кислород из сульфатов; они всегда присутствуют в морских водах.

Сероводород, образующийся в результате бактериального восстановления сульфатов иловой воды, в основном фиксируется в виде нерастворимых (или плохо растворимых) соединений в твердой фазе осадков. В результате исследований Э.Ф. Остроумова было показано, что в твердой фазе осадков в ходе восстановления сульфатов и при последующем метаболизме сероводорода присутствуют следующие формы серы: сульфидная (кислоторастворимые сульфиды железа), пиритная (дисульфид железа), элементная и органическая.

Процесс идет по схеме:

$$CaSO_4 + 2C_{орг} \longrightarrow 2CO_2 + CaS$$

$$CaS + 2H_2O \longrightarrow Ca(OH)_2 + H_2S$$

$$2H_2S + O_2 \longrightarrow 2H_2O + 2S$$

$$Ca(OH)_2 + CO_2 \longrightarrow CaCO_3 + H_2O$$

$$2Fe_2O_3 + C_{орг} \longrightarrow 4FeO + CO_2$$

$$FeO + H_2S \longrightarrow FeS + H_2O$$

$$FeS + S \longrightarrow FeS_2$$

$$FeO + CO_2 \longrightarrow FeCO_3$$

При недостатке железа H_2S выходит в придонную воду. В окислительных условиях аэробы — сероокисляющие бактерии снова переводят его в сульфат или выпадает элементная сера. Элементная сера может образовываться в осадках только в результате окисления сероводорода и сульфидов. В осадках она присутствует в большинстве случаев в рассеянном мелкодисперсном состоянии. Крайне редко можно видеть «капельки» элементной серы в телах бактерий, окисляющих сульфиды.

Органическая сера постоянно присутствует в составе органического вещества в осадках, затронутых процессом бактериальной сульфатредукции и, судя по изотопному составу, следует

отличать эту диагенетически образованную форму серы, которая является производной бактериального сероводорода, от серы, прижизненно накапливающейся в живых организмах моря.

В процессе бактериальной сульфатредукции происходит фракционирование изотопов серы: восстановленные продукты (в том числе и сера органическая) обогащаются легким изотопом, окисленные — тяжелым, т.е. в остаточном сульфате накапливается тяжелый изотоп. Об интенсивности процессов сульфатредукции можно судить по количеству образовавшегося сероводорода. На восстановление сульфатов израсходовалась какая-то часть ОВ, его потери на сульфатредукцию также прямо пропорциональны образовавшемуся количеству H_2S.

Та часть ОВ, которая не была утилизована бактериями, вскоре оказывается в составе вновь образованных полимерных структур — гуминовых веществ, объединяющих гуминовые и фульвовые кислоты. В осадках эти вещества образуются при конденсации автохтонного, в основном планктонного материала (белки, углеводы и производные липидов) и/или аллохтонного, принесенного с суши вещества (главным образом лигнин и целлюлоза).

По строению гуминовые кислоты, образующиеся в субаквальных осадках, отличаются от почвенных гуминовых кислот. Фенольные составляющие в гуминовых кислотах морских осадков представлены менее широко. Напротив, величина отношения H/C у них возрастает. Это следствие обогащения морских гуминовых кислот алифатическими звеньями и алициклическими соединениями.

Жирные кислоты могут входить в структуру гуминового вещества в виде алифатических эфирных группировок.

Углеводороды не вовлекаются в процесс полимеризации, так как в их структуре отсутствуют функциональные группы, необходимые для связывания с гуминовыми образованиями. Однако различные типы органических соединений, в том числе углеводороды, входят во взаимодействие с гуминовыми компонентами органического вещества посредством физической адсорбции или путем образования слабых водородных связей.

Степень обогащения современных осадков гуминовыми и фульвовыми кислотами и их природа, видимо, различны и определяются конкретными условиями. В тех районах, где происходит значительный вынос с континента и аллохтонный материал, представленный остатками высших растений, зачастую является главным источником ОВ, гуминовые и фульвовые кислоты обычно характеризуются высокими концентрациями. В их составе, видимо, находятся гуминовые кислоты почв, которые были снесены в бассейн седиментации. В составе аллохтонного материала может принять участие переотложенное органическое вещество, перемытое из древних отложений и перенесенное реками в

бассейн, где происходит осадконакопление. Гуминовые кислоты образуются и в осадках, где привнос терригенного ОВ ничтожен. В целом же, гуминовый материал — производный терригенного органического вещества, преобладает над соответствующим материалом, возникшим за счет автохтонных морских источников. В гуминовых кислотах, видимо, концентрируются и фиксируются тяжелые металлы: U, V, Cu, Ni.

Далеко не все ОВ в осадке переходит в гуминовые кислоты. В зависимости от исходного органического вещества и условий его преобразования, содержание гуминовых веществ в осадках колеблется от 10 до 80%, причем с глубиной их количество снижается.

В составе ОВ осадков возникает также особая группа высокомолекулярных соединений, прочно связанных с минеральной частью осадка, так называемые остаточные нерастворимые соединения (НОВ).

Липоидные (липидные) вещества менее подвержены изменению в седиментогенезе, что определяется биохимической стойкостью биомолекул, устойчивостью к микробиальному (ферментативному) разрушению в осадке и химической стойкостью биомолекул. Из биомолекул образуются более стойкие соединения, которые можно отнести к двум группам новообразований: 1) геолипоидины, способные раствориться в органических растворителях (с аналитической точки зрения это битумоиды), 2) геополимерлипоидины — высокомолекулярные, потерявшие способность растворяться в органических растворителях — нерастворимые компоненты керогена. Специфической чертой геолипоидинов и геополимерлипоидинов является унаследованность основных элементов молекулярной структуры исходных биолипоидинов, т.е. цепей, состоящих из CH_2-групп, изопреноидных цепей циклических систем типа моноциклических терпенов и т.д. (Гусева и др., 1976).

Хотя липиды — наиболее стойкая группа в отношении бактериальной атаки, она в диагенезе также претерпевает преобразования. В осадке протекают биохимические реакции: гидролиз, гидратация, декарбоксилирование, эфирообразование, дегидратация, в результате которых происходит распад до более стойких соединений, в основном кислот, а также образуется и незначительное количество УВ.

1.Биохимическое декарбоксилирование жирных кислот.

В живой природе преобладают четные жирные кислоты, в результате декарбоксилирования образуются нечетные УВ

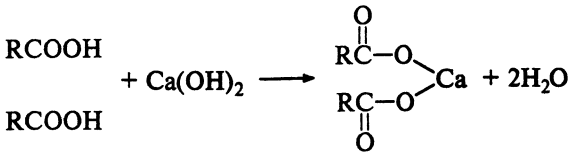
$$\underset{\text{четн.}}{RCOOH} \longrightarrow \underset{\text{нечет.}}{RH} + CO_2$$

$$\underset{\text{пальмитиновая кислота}}{C_{16}H_{32}O_2\ (C_{15}H_{31}COOH)} \longrightarrow \underset{\text{пентадекан}}{C_{15}H_{32}} + CO_2$$

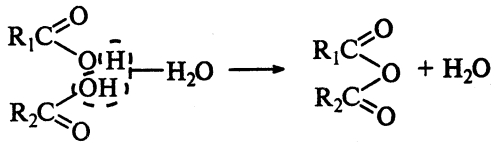
2. Гидрирование (за счет бактериального водорода)

$$C_{20}H_{40} + H_2 \longrightarrow C_{20}H_{42}$$

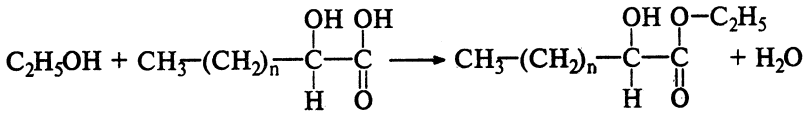
3. Солеобразование



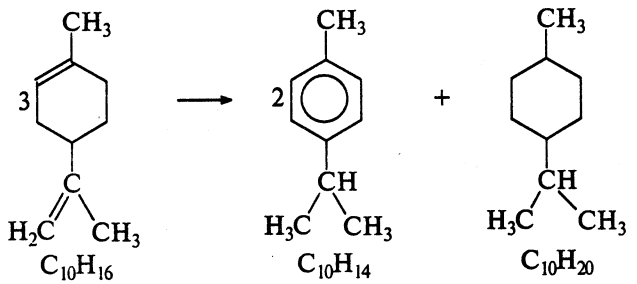
4. Ангидридизация кислоты (отнятие воды у кислот) — дегидратация

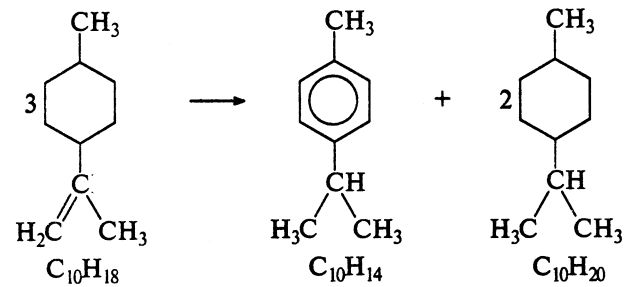


5. Образование сложных эфиров (эстеров) с оксикислотами



6. Диспропорционирование (перераспределение) водорода





В результате в ОВ накапливаются длинноцепочечные спирты и кетоны, воски, растительные смолы, при этом сохраняются унаследованные от биопродуцентов длинные цепи н-алканов, изопреноидные структуры, стераны и гопаны.

Главным направлением превращения липидного материала в диагенезе является образование нерастворимых компонентов керогена, причем ход этих превращений контролируется окислительно-восстановительными условиями формирования осадка. Более окислительные условия способствуют формированию больших количеств нерастворимой части керогена, восстановительные — сохранению липидных веществ в виде битуминозных компонентов.

Окислительно-восстановительные условия в осадке определяются содержанием органического вещества. Возникновению восстановительных обстановок способствует высокая биопродуктивность, повышенная скорость осадконакопления, в результате которой ОВ быстрее выводится из зоны аэрации. Показателем окислительно-восстановительной обстановки, господствующей в осадке, является характерный комплекс сингенетических минеральных образований, серы, железа, марганца, в основном соединения серы и железа (аутигенно-минералогических форм железа). По их соотношению выделяют *геохимические фации*. Это понятие было введено Л.В. Пустоваловым, затем расширено и дополнено Н.М. Страховым, Л.В. Гуляевой, Г.И. Теодоровичем и др. Геохимические фации выделяются как для современных, так и ископаемых остатков. Большинством исследователей под термином «геохимическая фация» понимается комплекс отложений, характеризующийся одинаковой изначальной геохимической характеристикой или сходными условиями образования ОВ. Выделенные фации именуются по преобладанию минералогической формы железа, поэтому они отвечают минералогическим фациям. Разные авторы используют разные названия геохимических фаций. Так, Н.М. Страхов использовал преобладающий состав минералов железа — гидроокисная, сидеритовая, пиритовая. Каждая характеризуется определенным содержанием ОВ и окислительно-восстановительным потенциалом.

В.А. Успенский подчеркивал, что «высокая восстановительность» осадка, по существу, относится целиком только к минеральной его части, органическое вещество в целом претерпевает окисление и в окислительных, и в восстановительных фациях осадка.

Л.А. Гуляева предложила выделять окислительно-восстановительные обстановки по количеству серы сульфидной ($S_{ид}$): I — окислительная — восстановление сульфатов не происходит ($S_{ид}$ отсутствует); II — субокислительная — восстановление сульфатов происходит на глубине; III — восстановительная ($S_{ид}$ ~ 0,5% — слабовосстановительная, 1–0,5% — восстановительная, $S_{ид}$ > 1% резко восстановительная); IV — сероводородная, процесс восстановления сульфатов захватывает весь осадок, выделяющийся сероводород связывает все железо, а избыток его выходит в придонную воду. На примере современных осадков Калифорнийского залива показано, что при незначительных содержаниях ОВ в осадке (менее 0,5%) процессы сульфатредукции не проявляются.

Методика количественной оценки потерь ОВ, или «диагенетических потерь» ($C_{ред}$) на редукцию минералов железа в диагенезе была разработана Н.М. Страховым и Э.С. Залманзон и уточнена В.А. Успенским. Процесс идет согласно уравнениям

$$2Fe_2O_3 + C \longrightarrow 4FeO + CO_2;\ FeO + CO_2 \longrightarrow FeCO_3$$

$$2Fe_2O_3 + 15C + 8H_2SO_4 \longrightarrow 4FeS_2 + 15CO_2 + 8H_2O.$$

По этим формулам легко рассчитать потери углерода: на образование 1 г железа лептохлоритового или сидеритового расходуется 0,054 г углерода, а на образование 1 г железа пиритного — 0,805 г углерода (Успенский, 1979).

Эта методика широко использовалась геологами-нефтяниками и геохимиками. Необходимо отметить, что к подсчету диагенетических потерь ОВ в породах надо подходить с большой осторожностью, так как отделить аутигенные комплексы от гипергенетических и катагенетических, как правило, трудно. Кроме этого, не надо забывать, что подсчитанные таким образом диагенетические потери составляют только часть редукционных потерь ОВ, так как эта методика учитывает только твердую фазу образовавшихся продуктов и не предусматривает учета расхода ОВ на летучие и прежде всего H_2S, который ушел в осадок. Общие же потери ОВ на сульфатредукцию составляют часть потерь анаэробогенеза, поскольку какая-то часть ОВ была потреблена метангенерирующими бактериями. Подавляющая же часть ОВ, достигшего поверхности осадка, израсходована в верхнем слое на аэробное окисление.

Для характеристики степени окисления органического вещества С.Г. Неручевым был предложен коэффициент q — относительный расход ОВ в диагенезе:

$$q = \frac{C_{ред} \cdot 100\%}{C_{исх}} = \frac{C_{ред} \cdot 100\%}{C_{орг} + C_{ред} + C_{мет}}.$$

Величина q связана с содержанием ОВ обратной зависимостью. А.Э. Конторович называет эту величину показателем диагенетической превращенности и обозначает $a_{дп}$.

Для учета возможности образования свободных сернистых продуктов, в частности сероводорода, не израсходованных на восстановление окислов железа, С.Г. Неручев и Г.А. Парпарова

использовали коэффициент $C_{орг.исх}/Fe_{общ}$ — коэффициент *диасульфогенеза*, для вычисления которого диагенетический расход ОВ подсчитывался с учетом всех форм серы (Генерация..., 1976).

Все перечисленные методы занижают расход $C_{орг}$ на сульфатредукцию. Более точен метод, основанный на расчете скорости сульфатредукции по радиоактивному изотопу ^{35}S. Но этот метод еще не внедрен в России не только в практику нефтепоисковых, но и исследовательских работ по геохимии ОВ.

Указанные выше коэффициенты q, $a_п$ также находят применение, при их использовании установлен ряд эмпирических закономерностей, касающихся связи состава РОВ и диагенетический условий накопления НМ толщ.

Так, на представительном однородном геохимическом материале (планктоногенное ОВ морских толщ, лишенное примеси наземной растительности) была показана зависимость состава ОВ от величины q: по мере возрастания степени диагенетического окисления от нескольких до 60–80% в нерастворимой части ОВ снижается доля водорода до 3–5%, выхода летучих и углерода при почти постоянном азоте, т.е. окисляется липидная часть.

Пропорционально увеличению интенсивности окисления в планктоногенном РОВ значительно уменьшается количество разрушающихся липидных компонентов и относительно возрастает концентрация наиболее стойких веществ кислого состава. Осернение РОВ (до 10–15%) может происходить как в слабовосстановительных, так и в восстановительных геохимических фациях, причем интенсивность его зависит от величины коэффициента диасульфогенеза. При переходе от восстановительных условий к окислительным в составе РОВ значительно возрастает количество гуминовых кислот, а доля водорода в НОВ уменьшилась с 6,7 до 4,5%. Так, при $a_{дп}$ ОВ < 10–15% в осадках фиксируются все структурные элементы живого вещества; при $a_{дп}$ = 30–50% деструкции подвергаются углеводные и белковые компоненты РОВ, происходит относительное увеличение в РОВ битумоидной фракции, в ее составе углеводородных компонентов. При общей алифатизации углеводородной фракции нафтеново-ароматическая их часть обогащается би- и трициклическими УВ. При $a_{дп}$ > 60% анаэробное разрушение затрагивает и липидную фракцию, концентрация УВ падает, состав их более алифатизируется, в нафтеново-ароматической фракции роль конденсированных ароматических УВ снижается (Конторович, 1976).

Если окислительно-восстановительный потенциал осадков является достаточно хорошо изученным фактором преобразования исходного ОВ, то роль pH среды в этом процессе еще недостаточно ясна. В современной литературе есть предположения, показывающие, что pH среды влияет не только на направленность

аутигенного минералообразования, но и способствует интенсивному преобразованию исходного органического вещества. М.Ф. Двали, ссылаясь на результаты исследований С.М. Григорьева, отмечает, что при термической обработке в водной и особенно в щелочной среде, вещество торфа дает продукт сапропелеподобного типа с повышенным содержанием водорода. Н.Б. Вассоевич отмечал зависимость между типами пород и концентрацией в них битумоидов, констатируя, что на количестве битумоидов отражается карбонатность, вернее содержание веществ, растворимых в HCl и, что концентрация битумоидов в породах растет в сторону более карбонатных разностей.

Таким образом, в целом щелочной характер среды благоприятствует преобразованию исходного органического вещества. Высокая карбонатность пород стимулирует интенсификацию процессов битумообразования.

Биохимическая трансформация ОВ сопровождается интенсивным газообразованием. По расчетам В.А. Успенского, 26,5% ОВ осадков теряется в виде газа (Успенский, 1970). Биохимически в приповерхностных осадках образуется CO_2, H_2, H_2S, CH_4, NH_3 и N_2. Главный компонент свободных газов осадков метан. Он генерируется анаэробными бактериями, главным образом, трех родов (*Methanobacterium, Methanococus* и *Methanosarcina*) из CO_2, H_2, ацетата, жирных спиртов, образовавшихся в результате сбраживания целлюлозы.

Согласно данным Д. Ханта, отмечается, что при наличии сульфатов в морских осадках метан не образуется, однако, если образование метана уже началось, то этот процесс не прекращается при дальнейшем поступлении сульфатных вод (Хант, 1982). При отсутствии сульфатов метангенерирующие бактерии восстанавливают CO_2 до метана.

Масштабы микробиального метанообразования огромны. Ежегодная его биогенерация, по данным Г.А. Заварзина, составляет $2,7 \cdot 10^{14}$ т, причем пресноводные озера, болота, рисовые поля характеризуются большей на порядок интенсивностью генерации метана. Это связано, видимо, с тем, что в пресной воде озер и болот практически отсутствуют сульфаты, процессы сульфатредукции там крайне подавлены и весь водород, образовавшийся при разложении ОВ, расходуется на метанообразование. Процессы микробиальной генерации метана с глубиной быстро затухают и на нескольких метрах прекращаются. Согласно данным Л.М. Зорькина, Е.В. Стадника, В.С. Лебедева и Г.А. Могилевского, биохимическое метанообразование может происходить и на глубинах 1–2 км. По мнению этих исследователей, биохимический метан может образовывать залежи «сухого газа». Скопления биохимического метана разрабатываются в Японии, газ присутствует в

водно-растворенном виде. Значительная часть биохимического газа осадков, очевидно, переходит в гидратное состояние.

Во многих осадках помимо метана обнаружены в незначительных количествах тяжелые гомологи (C_2–C_5) и олефины, видимо, также биохимического генезиса (В.В. Вебер, И.С. Могилевский, И.С. Старобинец и др.). Водород в свободном состоянии в осадках встречается редко, хотя образуется при биохимических процессах весьма интенсивно. Практическое отсутствие H_2 в современных осадках связано с активным потреблением его бактериями и расходом на восстановление сульфатов, нитратов и CO_2.

В процессе преобразования ОВ в диагенезе происходит генерация некоторого количества жидких УВ — микронефти. На новообразование жидких УВ в осадке в небольших количествах указывали О.К. Бордовский, К.Ф. Родионова, Е.П. Шишенина, Д.М. Хант и другие, причем в диагенезе образуется не только УВ парафинового ряда. При обработке материалов глубоководного бурения процессы новообразования УВ нефтяного ряда как тяжелых, так и легких фиксировались в осадках различного состава в разных районах Мирового океана. Доля диагенетических УВ в общем количестве УВ компонентов, образованных за всю литогенетическую историю ОВ, в целом невелика, но идентификация диагенетических битуминозных компонентов и УВ очень важна прежде всего при геохимических битуминологических поисковых исследованиях в акваториях, при установлении антропогенных загрязнений аквальной среды.

Таким образом, диагенетический этап преобразования ОВ определяется микробиологическими процессами, за который расходуется до 95–99% ОВ, достигшего дна бассейна. Диагенетический этап является важным моментом геохимической истории органического вещества, существенно определяющей его состав, ход дальнейших катагенетических преобразований ОВ и, в конечном итоге, нефтематеринский потенциал. Для ОВ все геохимические фации являются окислительными. Увеличение интенсивности биогеохимического окисления ОВ приводит к сокращению концентраций $C_{орг}$ в осадке, уменьшению количества липоидных компонентов в керогене и, несмотря на относительное накопление УВ, к снижению общего количества битумоида и УВ, т.е. к ухудшению начального нефтематеринского потенциала ОВ ($П_{нм}$). К началу катагенеза в ОВ в малых количествах присутствуют УВ двух генераций: 1) унаследованные от живого вещества, 2) новообразованные в диагенезе. В диагенезе формируется нерастворимая часть ОВ, кероген — основной поставщик УВ в катагенезе.

3.3. ТРАНСФОРМАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В КАТАГЕНЕЗЕ

Катагенез является ведущим процессом в преобразовании РОВ, генерации нефти и газа и в изменении свойств самих пород нефтегазоносных отложений, что в совокупности во многом определяет закономерности распределения нефти и газа в земной коре.

Факторы катагенеза

Катагенез — направленный по действию комплекс постдиагенетических процессов, протекающих в осадочных породах вплоть до их превращения в метаморфические. Катагенетические изменения пород и, соответственно, заключенного в них ОВ обусловлены действием ряда взаимосвязанных факторов, главными из которых являются температура и давление. В то же время катагенетические изменения пород зависят от длительности воздействия этих факторов, конкретные же значения температуры и давления и их изменения во многом определяются особенностями геологического развития региона.

Главный источник тепла в недрах — эндогенное тепло Земли, проявление которого в целом отражается в геотемпературных полях и геотермических градиентах. Характер распределения температур в недрах, геотемпературные поля, зависят как от величины теплового потока, так и от теплофизических свойств различных типов пород, тектонического развития, подвижности и мощности земной коры, динамики подземных вод, геохимической обстановки, магматической активности, наличия мерзлоты и т.д.

Значения тепловых потоков, как и геотермических градиентов, не постоянны, а меняются во времени и пространстве. Современные представления о распределении температуры в осадочной толще основаны на признании ведущей роли глубинного теплового потока, усиления его за счет радиоактивных процессов, за счет некоторых экзотермических реакций, сопровождающих преобразование ОВ и минеральной части пород осадочной оболочки, и перераспределения в ней тепла.

Давление обычно действует в непрерывной связи с температурным фактором. Большинство исследователей считают, что давление в пределах температур, обычных для осадочного чехла, не оказывает существенного влияния на процессы преобразования ОВ, а значительно больше влияет на минеральную часть пород, и прежде всего на физические свойства пород: плотность, пористость и т.д.

Известно, что увеличение давления за счет замедленного оттока образовавшихся газообразных продуктов способно затормозить процессы преобразования ОВ. Многочисленные эксперименты по преобразованию ОВ при разных давлениях подтвердили этот факт. Так, при низкотемпературном термолизе жирных кислот

при значительном увеличении давления при той же температуре из них образовывались жидкие и газообразные углеводороды. Суммируя экспериментальные исследования по влиянию давления на ход преобразований, можно заключить, что давление без изменения объема затрудняет катагенез, а односторонее давление способствует преобразованию ОВ.

До сих пор дискуссионным остается вопрос о роли времени при катагенезе ОВ. Одни исследователи считают, что катагенетическое воздействие — процесс относительно кратковременный, и геологическое время в преобразовании ОВ роли не играет, что даже 20–40-кратная разница в длительности процесса не создает ощутимых различий в результирующем итоге метаморфизма (Генерация..., 1972). Согласно другой точке зрения, геологическое время играет вполне определенную роль в ходе катагенетических процессов — оно компенсирует в той или иной степени температуру, необходимую для превращения ОВ.

Вопрос о роли геологического времени в катагенетических процессах детально был разработан Н.В. Лопатиным. Для определения всего количества тепла, воздействующего на ОВ в течение всей геологической истории, им были введены понятия — элементарный импульс тепла τ, и суммарный импульс тепла (СИТ). Для определения τ Н.В. Лопатин использовал допущение, вытекающее из правила Вант-Гоффа, что повышение температуры на 10° увеличивает скорость химической реакции в два раза, таким образом τ представляет собой произведение коэффициента скорости реакции на промежуток времени, в течение которого ОВ находилось в данных геотермических условиях. СИТ представляет сумму элементарных импульсов: СИТ = $\Sigma\tau$, это безразмерная величина, изменяющаяся в зоне мезокатагенеза более чем в 10 раз. Впоследствии метод был усовершенствован, в расчет СИТ были внесены поправки, после чего он получил широкое распространение у нас и за рубежом. В то же время ряд исследователей (В.Н. и Ю.Г. Нагорные, Y. Karweil и др.) показали, что метод далеко не универсален. Исследования двух последних десятилетий катагенетической зональности осадочных бассейнов разных типов, в том числе докембрийских отложений Русской плиты, где степень катагенеза ОВ сравнительно невысокая, показали, что связь степени катагенеза и времени воздействия температур, если и существует, то не прямая. Во-первых, вопрос о длительности воздействия температур на ОВ нельзя рассматривать в отрыве от величин самих температур, причем это касается в основном высоких температур. Во-вторых, влияние фактора времени проявляется в разрезах с невысокими скоростями накопления осадков. В пределах осадочного разреза действие этого фактора незначительно — уровень преобразованности ОВ не превышает полградации при различии длительности воздействия температуры в несколько сотен миллионов лет. В-третьих, аномально низкая степень катагенеза ОВ в условиях воздействия повышенных температур и глубин, наблюдаемая в разрезах молодых (кайнозойских) прогибов и впадин, обусловлена, видимо, не столько недостаточным временем воздействия повышенных температур, сколько избыточным давлением, возникающим в результате повышенных скоростей осадконакопления, и отсутствием в связи с этим условий эмиграции флюидов, и, естественно, тормозящим ход катагенетических превращений ОВ.

Влияние литологического состава пород на ход катагенетического преобразования содержащегося в них ОВ неоднократно обсуждалось в литературе. Обычно отмечалось уменьшение катагенетической превращенности в ряду уголь–аргиллит–песчаник. Казалось бы, именно такой характер связи уровня катагенеза с литологией и должен быть, поскольку геотермический градиент обратно пропорционален теплопроводности пород. Наибольшей теплопроводностью обладает соль, затем песчаники, наименьшей — угли. Однако в природе, как правило, очень редки мощные разрезы, сложенные одним типом пород, поэтому четкого влияния литологического состава на зональность катагенеза РОВ не наблюдается. Исключением являются галогенные толщи, особенно в районах интенсивного развития соленой тектоники.

Методы определения степени катагенетической преобразованности органического вещества

Первые критерии интенсивности катагенеза (метаморфизма) были разработаны для углей, так как он значительно влияет на свойства углей, определяющих их промышленные сорта (марки). Еще в конце прошлого столетия были разработаны шкалы углефикации (карбонизации), основанные на последовательных рядах этих марок. Позднее для определения степени «метаморфизма» углистых включений стали использовать оптические свойства мацералов, прежде всего отражательную способность (ОС) витринита в воздухе (R^a) или в масле (R^o).

В нефтяной геологии шкалы углефикации стали использоваться с 20-х годов XX в. Д. Уайтом, установившим зависимость распределения нефти и углеводородных газов от величины «углеродного коэффициента». Начиная с 60-х годов в практику нефтегеологических исследований прочно вошли показатели углефикации углей и РОВ — R^o и R^a.

Соответствие этапов углефикации и углей разных марок определенным температурам была установлена на основании экспериментов, при этом минимальные температуры образования

углей в лабораторных условиях условно принимаются в качестве верхних пределов температур для природных процессов (°С): Б–Д — 150–200, Д–Г — 250, Ж–К — 290, К–ПС — 340, ПС–Т — 380. Разработанная для всех возрастов шкала приближенных соотношений палеотемператур приведена в табл. 3.12.

Таблица 3.12

Соотношение палеотемператур и ОС витринита (по И.И. Амосову)

Марка угля	ОС витринита, $10R^a$	Палеотемпература, С°
Б	71	95
Д	72–77	100–130
Г	78–84	135–165
Ж	85–95	170–205
К–ОС	96–110	210–230
Т	до 115	230–250
ПА–А	более 115	более 250

Многочисленными исследованиями на примере разных регионов (Н.Б. Вассоевич, Ю.И. Корчагина, О.А. Радченко, К.Ф. Родионова, С.Г. Неручев, Б. Тиссо, Д. Вельте и др.) было установлено, что характер преобразования РОВ в принципе таков же, как и концентрированного ОВ — обуглероживание основной массы с выходом жидких и газообразных новообразований (УВ, CO_2, H_2O и др.), сопровождающееся коренной перестройкой керогена, четко фиксированной по изменению физико-химических и оптических свойств его нерастворимой части.

Для обозначения уровня преобразования РОВ использование «углемарочной» шкалы некорректно. Н.Б. Вассоевичем была составлена, а затем опубликована в сводной работе (Вассоевич, Конюхов, Лопатин, 1976) шкала катагенеза, в которой предложенная шкала сопоставляется с углемарочными и шкалами других стран (рис. 3.10). Для наименования ранней, средней и поздней подстадий катагенеза рекомендуется использовать древнегреческие префиксы «прото», «мезо» и «апо». При подразделении прото-, мезо- и апокатагенеза на градации достаточно ограничиться абревиатурами с соответствующими индексами: для протокатагенеза — $ПК_1$, $ПК_2$, $ПК_3$; для мезокатагенеза — $МК_1$, $МК_2$, $МК_3$, $МК_4$, $МК_5$; для апокатагенза — $АК_1$, $АК_2$, $АК_3$, $АК_4$. Число градаций в каждой подстадии определялось средним числом классов гумусовых углей, выделяемых по степени их «метаморфизма», а также по выявленным естественным переломам (скачкам углефикации).

Под воздействием температуры, давления и других факторов изменяется не только ОВ, но и содержащая ОВ порода, меняются физические свойства (плотность, пористость, теплопроводность

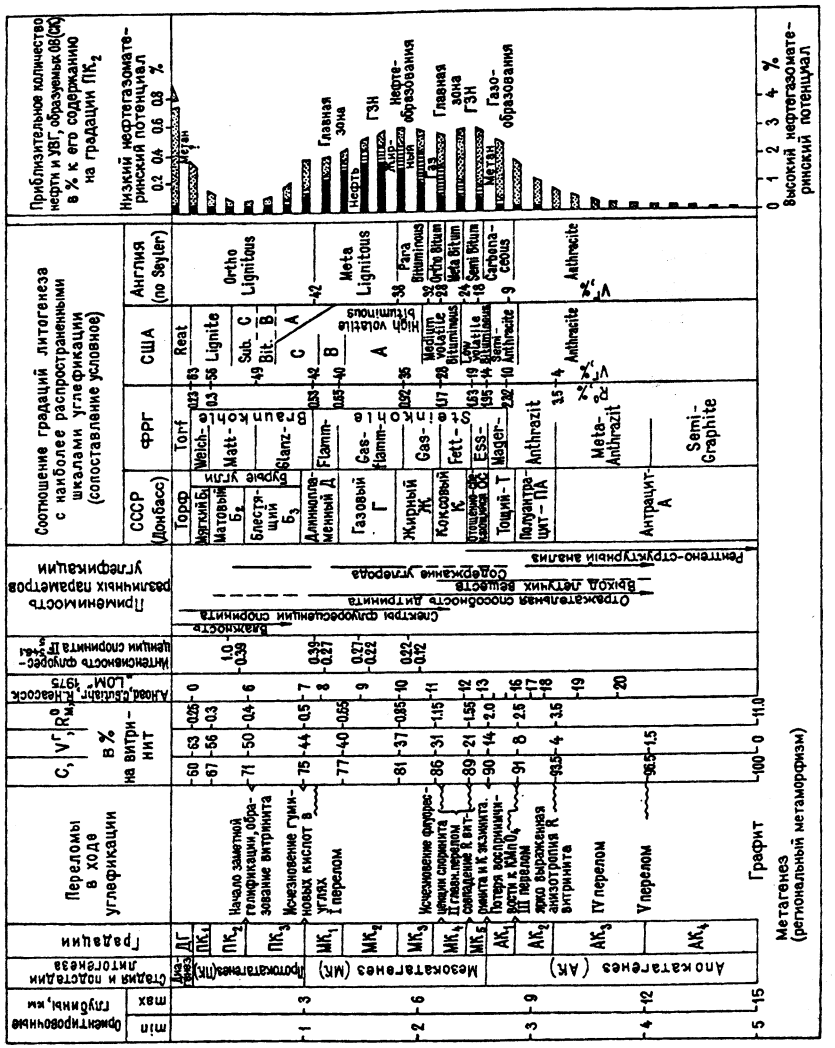


Рис. 3.10. Сопоставление различных схем катагенеза (по Вассоевичу)

и др.), а также минеральный состав. Изменения минерального состава и физических свойств пород также являются основой для построения шкал катагенеза (Н.В. Лонгвиненко, А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов, Г.И. Теодорович, И. Эру, Р. Бертран и др.).

Для установления степени преобразованности РОВ главным образом используются две группы методов: оптические и геохимические. Наиболее точным и надежным методом является определение ОС витринита углистого детрита. В толщах, лишенных витринита, и прежде всего в докембрийских и нижнепалеозойских отложениях, используется показатель преломления микрокомпонентов РОВ — коллохитинита, коллоальгинита, псевдовитринита.

С изменением преобразованности РОВ изменяется окраска керогена (НОВ) в проходящем свете.

Ф.Л. Стаплиным была предложена шкала катагенеза, основанная на окраске нерастворимой части ОВ, названная индексом термического превращения (Thermal Alteraration Index — TAI). Эта шкала получила наиболее широкое распространение в качестве основной шкалы для измерения степени термического превращения НОВ, устанавливаемой с помощью микроскопа (табл. 3.13 и рис. 3.11).

Таблица 3.13

Термическое превращение НОВ (TAI) (по Ф.Л. Стаплину, 1969)

Стадии TAI	Изменение	Цвет просвечивающего материала
1	нет	светло-желтый
2	незначительное	коричневато-, оранжево-желтый
3	умеренное	коричневый
4	сильное	черный
5	чрезвычайно сильное	черный (плюс метаморфизм)

По цвету спор в проходящем свете была разработана 10-балльная цветовая шкала, названная «Показатель цвета спор» — SCI, которая считается наиболее точной.

Для определения катагенетической превращенности РОВ успешно используются люминесцирующие (флуоресцирующие) свойства споринита. Интенсивность флуоресценции является одним из лучших показателей зрелости при низких значениях ОС витринита (менее 0,3%); однако этот метод не может быть использован для высокой степени преобразованности, так как споринит утрачивает способность флуоресцировать (см. рис. 3.11).

Для определения уровня катагенеза также используется свойство конодонтов изменять окраску в зависимости от степени превращенности вмещающих их пород. Выделяется 9 градаций окраски конодонтов (ОК) (или индексов окраски конодонтов — ИОК); конодонты с ростом катагенеза меняют окраску от бледно-желтой через черную до молочно-белой, ИОК хорошо коррелируется с ОС

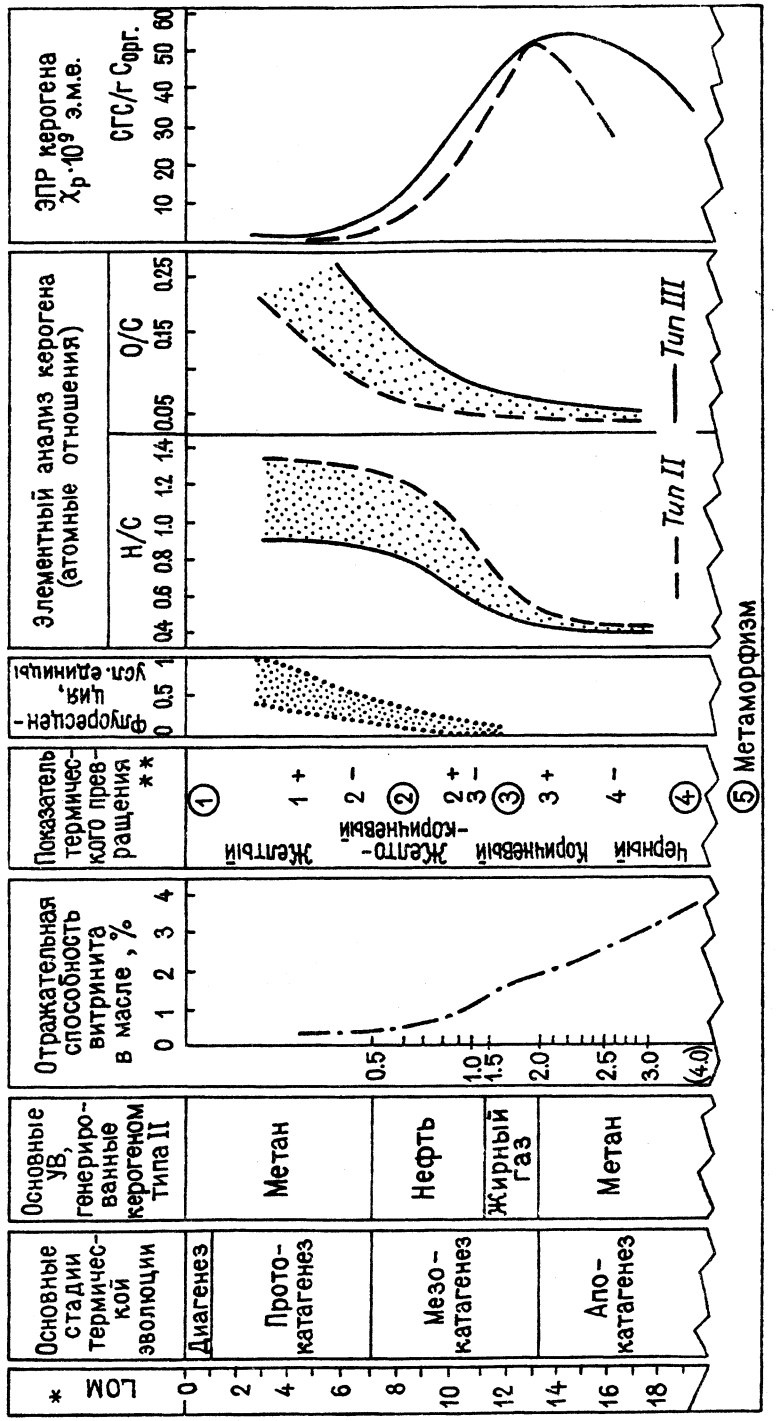


Рис. 3.11. Сравнение различных показателей степени зрелости, основанное на анализе керогена (по Тиссо и Вельте)

витринита. Этот метод успешно используется прежде всего при изучении нижнепалеозойских образований, лишенных витринита.

Американскими исследователями А. Худом и С. Гутьяром была предложена непрерывная шкала катагенеза углей LOM (Level organic metamofism — уровень органического метаморфизма). В качестве эталона ими был взят новозеландский разрез третичномелового возраста, содержащий угли от торфа до метаантрацита, постепенно сменяющие друг друга при постоянном геотермическом градиенте. Шкала имеет постоянный масштаб от 0 до 20. Авторы предложили под LOM понимать определенный этап катагенеза и показали соотношение его с физическими и химическими параметрами углефикации.

К геохимическим и физико-химическим методам определения уровня катагенетической преобразованности РОВ относится элементный состав керогена, выход битумоидных компонентов, их состав, состав УВ фракций, соотношение разных групп УВ, зрелость, определенная по хемофоссилиям. В целом, геохимические методы не дают четких градаций катагенеза, но позволяют определить преобразованность РОВ на уровне: незрелое, малозрелое, зрелое, высокозрелое (перезрелое).

Изменение элементного состава керогена в катагенезе четко видно на диаграмме Ван-Кревелена (см. рис. 2.5), причем уменьшение атомных отношений H/C и O/C с ростом катагенеза свойственно всем типам керогенов.

Для определения уровня преобразованности керогена используется электронный парамагнитный резонанс (ЭПР). Наблюдение сигнала ЭПР в керогене основано на существовании в нем неспаренных электронов, т.е. свободных радикалов. Установлено, что магнитная восприимчивость X_p пропорциональна числу свободных радикалов и увеличивается в мезокатагенезе (рис. 3.12).

Степень катагенеза керогена определяется методом пиролиза Rock-Eval по максимальной температуре (T_{max}) выхода жидких УВ, которая коррелируется с определениями ОС витринита (R^o): $T_{max} < 435°C$ соответствует значениям $R° < 0,5$; $T_{max} = 435–460°C$ — $R^o = 0,5–1,15$; $T_{max} > 460°C$ — R^o более 1,15; ГЗН или нефтяное окно определяется следующими значениями индекса продуктивности $OPI = 0,1–0,4$ [$OPI = S_1/(S_1 + S_2)$].

Помимо уменьшения значений H/C и O/C, с ростом катагенеза изменяется выход битумоидов: битумоидный коэффициент; соотношение групп УВ — отношение ароматических УВ к сумме метановых и нафтеновых, уменьшается значение Ar/Me + Na, CPI (нч/ч), меняется характер распределения н-алканов. Для незрелого ОВ характерно присутствие четырех- и пятициклических нафтенов, для ОВ зоны мезокатагенеза — би- и моноциклических (см. рис. 3.12).

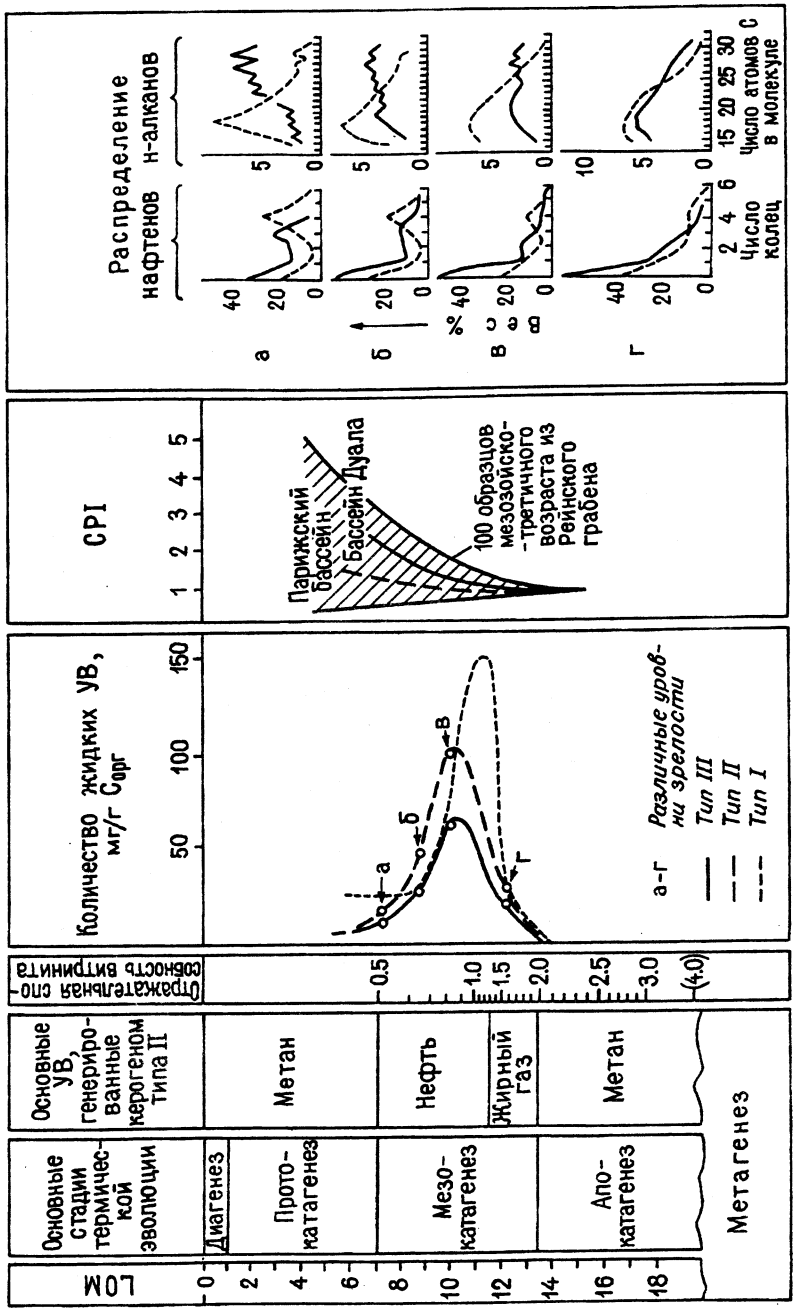


Рис. 3.12. Сравнение различных показателей степени зрелости, основанное на данных о количестве и составе извлекаемого битумоида (по Тиссо, Вельте с изменениями)

В настоящее время в практике нефтепоисковых исследований для определения степени зрелости нефти и прочих УВ соединений нефти используют коэффициенты, основанные на молекулярных соотношениях биомаркеров — стерановых и гопановых УВ. Разными авторами предложены различные коэффициенты, но суть всех их сводится к тому, что берется отношение изомеров, имеющих стереохимию биологических соединений, к новообразованным изомерам, биостеранов — αααR к геостеранам αααS и αββ(S + R), при этом используются следующие коэффициенты:

$$K^{1}_{зр} = \alpha S/\alpha S + \alpha R \text{ (lim } 0{,}55);$$

$$K^{2}_{зр} = \beta\beta/\beta\beta + \alpha R \text{ (lim } 0{,}86);$$

$$K^{3}_{зр} = \beta\beta/\beta\beta + \alpha(R + S) \text{ (lim } 0{,}71).$$

Для гопанов рассматриваются соотношения биологических структур, имеющих конфигурацию 17β 21β, а также моретанов с конфигурацией 17β 21α, к преобразованным гопанам 17α 21β (нефтяные гопаны, имеющие наиболее устойчивую стереохимию.

Образование УВ флюидов в зоне катагенеза

Процесс преобразования ОВ в катагенезе длительный и стадийный, с подстадией мезокатагенеза связано образование жидких и газообразных УВ.

В начале и особенно в середине 60-х годов появился ряд статей, касающихся новообразования УВ и битумоидов в зоне катагенеза (Hunt, 1962; Е.С. Ларская и Д.В. Жабрев, 1964; Y. Philippi, 1965; Н.Б. Вассоевич, И.В. Высоцкий и др., 1967; В.А. Соколов, 1967; M. Louis и B. Tissot, 1967; А.Э. Конторович, 1967; и др.), которые позволили Н.Б. Вассоевичу сформулировать понятие о главной фазе нефтеобразования. Новообразование и преобразование углеводородов (УВ) и пред-УВ на этапах раннего катагенеза путем слабого термолиза и (или) термокатализа не вызывает сомнений. Этот процесс развивается сначала медленно, но в начале стадии среднего катагенеза быстро усиливается. В результате термолиза и мягкого термокатализа образуется много УВ, главным образом тех, которые входят в состав керосина и бензина. С этими этапами катагенеза, которые протекают при мощности покрывающих отложений в 2–4 км и t = 80–150°С, связана главная фаза нефтеобрааования (ГФН). Она знаменуется тем, что одновременно с новообразованием УВ, значительным увеличением содержания в породах микронефти и ее созреванием широко развиваются также процессы десорбции микронефти, ее отрыва от материнской органики и от минеральных компонентов породы и интенсивной миграции путем усиленного растворения в воде и/или в сжатых газах (Вассоевич, 1967).

В зарубежной литературе часто используется термин «нефтяное окно», отвечающий этапу рождения и существования нефти. Катагенетические границы «нефтяного окна» зависят от типа керогена. Для керогена II типа его границам отвечают значения ОС витринита R^o по разным авторам составляют 0,5–1%, 0,5–1,15, 0,5–1,2%; LOM 7–11; TAI 2,5–3,5.

Еще ранее было отмечено совпадение основного периода нефтеобразования со скачком углефикации, в течение которого угли приобретают свойства спекаемости, в витрините увеличивается содержание водорода, исчезают гуминовые кислоты, выделяются подвижные флюиды.

ГФН развивается в течение длительного отрезка времени, сильно варьирующего в разных районах в зависимости от типов ОВ и вмещающих пород, темпов опускания, перерывов в отложениях (из-за перемены знака движения), от геотермического градиента (точнее от геотермической истории бассейна). Отвечающая ГФН в недрах Главная зона нефтеобразования (ГЗН) располагается в интервале трех подзон катагенеза, или градаций — $МК_1$, $МК_2$, $МК_3$. В ГЗН во время развития ГФН и происходит рождение собственно нефти. Впервые генерируются в большом количестве гомологи метана C_2–C_3 и жидкие легкие УВ, составляющие бензиновую и керосиновую фракции нефти. Микронефть становится по своему составу все более сходной с нефтью (макронефтью), происходит «созревание» микронефти. Интенсивность генерации жидких и газообразных УВ по градациям катагенеза в ГФН приведена на рис. 3.10.

На рис. 3.11 показан характер «истощения» керогена в процессе проявления ГФН, причем показатель $Н/С_{ат}$ с ростом катагенеза уменьшается быстрее, чем О/С и динамика изменения этих величин отлична для сапропелевого и гумусового типов ОВ. Выход жидких УВ или интенсивность генерации УВ в ГЗН также определяется типом керогена и уровнем его преобразования в пределах ГЗН (рис. 3.12, 3.13). Характер распределения н-алканов также изменяется с ростом катагенеза максимум распределения н-алканов смещается в среднемолекулярную область. Что касается показателя зрелости CPI (нч/ч, C_{24}–C_{29}), то его следует рассматривать как качественный и использовать совместно с каким-либо другим параметром. Если высокие значения CPI (выше 1,5) обычно характеризуют незрелые образцы, то низкие величины необязательно означают высокую степень зрелости.

Процесс интенсивного новообразования жидких УВ в зоне катагенеза в бассейнах разных типов и возраста отмечается при разных температурах и глубинах. Так, в девонских и силурийских отложениях Восточной Сахары верхняя граница ГФН 50°С, в нижнеюрских породах Парижского бассейна 60°С, в верхнемеловых и

палеогеновых породах Западной Африки 70°С, в неогеновых отложениях Лос-Анджелеса 115°С. ГФН в кайнозойских отложениях не только отвечает более высоким температурам и соответственно располагается на больших глубинах, но и носит более растянутый характер. Это хорошо прослежено на примере бассейна Тихоокеанского пояса и связано прежде всего с большими скоростями погружения и накопления осадков.

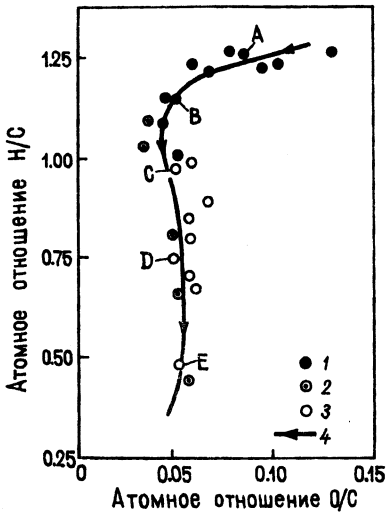


Рис. 3.13. Эволюция элементного состава керогена II типа при погружении (по Тиссо, Вельте с изменениями). Стадии эволюции: A — конец протокатагенеза, B–D — мезокатагенез, E — апокатагенез. *1* — глины J_1 (Парижский бассейн), *2* — глины J_1 (Германия), *3* — глинистые породы S_1 (Алжир), *4* — увеличение глубины захоронения

Ранее разные температуры начала интенсивной генерации связывали только с влиянием фактора времени, длительностью прогрева. В настоящее время установлено, что характер распределения катагенетической зональности и температур (палеотемператур) бассейна зависит от ряда факторов: общего геотектонического развития региона, строения разреза, характера геотермического и флюидодинамического режима бассейна, генетического типа ОВ и др. При всех указанных различиях температур и глубин ГЗН, которые варьируют в пределах кровли 50–100°С, 1,5–3,5 км, а подошва 150–210°С на глубине 3,1–8 км, интервалы ГЗН соответствуют значениям $R^0 = 0{,}5–1{,}15\%$, LOM 1–7, при T_{max} пиролиза 435–460°С.

В ГЗН помимо ОВ существенно изменяются породы и насыщающие их воды: в составе водорастворенного ОВ заметно увеличивается содержание УВ компонентов, меняется состав водорастворенных газов. Происходит перестройка глинистых минералов — гидрослюдизация монтмориллонита, сопровождающаяся выделением воды, способствующей миграции образовавшихся УВ. Этот вопрос подробно рассматривается в гл. 5.

Проследим ход процесса преобразования ОВ, начиная с протокатагенеза. В зоне протокатагенеза трансформация ОВ существенно не изменяет его структуру. Биохимические процессы преобразования его в основном уже прекратились, а термокаталитические еще не набрали силы из-за небольшой температуры, недостаточной для преодоления энергетического барьера. На диаграмме (см. рис. 3.13) видно, что на этой стадии эволюции слег-

ка уменьшается величина отношения $H/C_{ат}$ и заметно уменьшается O/C, причем содержание кислорода по данным ИКС сокращается за счет удаления групп C=O. В протокатагенезе происходит разрыв гетероатомных связей некоторых неустойчивых карбонильных и карбоксильных групп. В результате разрыва высвобождаются крупные фрагменты, содержащие гетероатомы, особенно кислород (смолы, асфальтены, МАБ — тяжелый битумоид). Что касается углеводородной части ОВ, то она в протокатагенезе изменяется незначительно. Так, н-алканы в образцах с небольшой глубины сходны с н-алканами, встречающимися в современных осадках. Структурно-кольцевой анализ с помощью масс-спектрометрии определил высокое содержание молекул с 4 и 5 кольцами, включая преимущественно стераны, тритерпаны и тритерпены. К концу $ПК_3$ ненасыщенные полициклические соединения превращаются в насыщенные. Эта стадия протокатагенеза характеризуется незрелым керогеном и в целом незначительным образованием УВ в материнских породах. Исключение составляют так называемые «незрелые» нефти, генерируемые в основном в протокатагенезе (см. гл. 4).

В связи с удалением кислорода выделяются в большом количестве углекислый газ, вода и некоторые гетероатомные соединения.

Несмотря на некоторые изменения в протокатагенезе, состав и структура РОВ к началу мезокатагенеза определяются в основном исходным органическим материалом и условиями его диагенетического преобразования. К концу позднего протокатагенеза еще очень четко различаются два основных генетических типа РОВ: сапропелевое и гумусовое. Эти различия в составе РОВ для глинистых отложений показаны в табл. 3.14.

Таким образом, в протокатагенезе в РОВ четко фиксируются различия в составе двух основных генетических типов РОВ — сапропелевого-алинового и гумусового-арконового, новообразования УВ происходят в незначительных масштабах, первичная миграция жидких УВ практически не фиксируется. Изменения, происходящие в составе и структуре РОВ в протокатагенезе, как бы подготавливают кероген к резкой перестройке и интенсивной генерации УВ в мезокатагенезе.

В зоне мезокатагенеза происходит перестройка структуры керогена, сопровождающаяся новообразованием битумоидных компонентов, и прежде всего УВ. Ход этих преобразований для различных генетических типов РОВ был прослежен на примере отложений разного возраста и фациального типа.

Так, для сапропелевого ОВ (кероген II типа) преобразование идет по следующей схеме:

I этап — ($МК_1$–$МК_3$) — палеотемпературы 80—180° С, отвечает ГФН — принципиальная перестройка молекулярной структуры

Таблица 3.14

Параметры РОВ различного генетического типа в стадии позднего протокатагенеза (на примере глинистых отложений) (Корчагина, Четверикова, 1980)

Параметр	Тип РОВ	
	Сапропелевый	Гумусовый
Состав небитуминозной части		
Н, %	6–8	4,5
$H/C_{ат}$	0,9–1,2	0,6–0,8
СА	0,4–0,5	0,6–0,7
ПМЦ, $n \cdot 10^{17}$ г	10–30	50–70
d_{2930}, $см^{-1}$	более 0,2	менее 0,2
Максимум дифракции, А	4,6	3,5
Битумоиды		
$\beta_{ХБ}$	1,8–3,2	0,8–1,8
μ_3	0,6–1,2	0,2–0,5
МН/НА	2,6–5,6	1,2–2,3
К/Н	3–4	4–8
НЧ/Ч	1,1–1,8	1,8–3,0
Максимум н-алканов	C_{23-27}	C_{27-31}
Полициклические арены	нет	присутствуют

керогена с интенсивным новообразованием преимущественно жидких УВ и их эмиграция.

На первой стадии преобразований на этом этапе (не выше $МК_2$) генерация УВ происходит с максимальной активностью и не компенсируется первично-миграционными потерями ($\beta^{ХБ}$ 12–15%). В элементном составе битумоидов увеличивается углерод: в ХБ(А) до 85–86%, в СББ(А) до 78–80%; количество низкокипящих УВ растет до 2,9–4%, в групповом составе содержание метановых УВ возрастает до 54%, из них 30% составляют УВ нормального строения, 24% — изостроения.

При дальнейшем погружении осадков от ($МК_2$–$МК_3$) первичная миграция начинает преобладать над новообразованием, что выражается в снижении $\beta^{ХБ} < 6–7\%$, $\beta^{СББ} < 4,5–5\%$. В элементном составе остаточных синбитумоидов как в ХБ(А), так и СББ(А) понижается содержание углерода и водорода, значительно повышается доля гетероэлементов. Уменьшение содержания углерода и водорода в ГФН является результатом деструкции НОВ керогена, потери полимерлипидных компонентов и остаточного накопления в НОВ гумоидных компонентов, богатых гетероэлементами и бедных углеродом.

II этап отвечает нижней части зоны мезокатагенеза апокатагенеза ($МК_4$–$АК_1$), в НОВ дальнейшее уплотнение углеродной молекулярной структуры связано с потерей гетероэлементов и особенно водорода (до 2%), содержание углерода достигает 85–86%. Удаление водорода из керогена происходит в основном в виде метана. На этом этапе С.Г. Неручев, Е.А. Рогозина выделяют главную зону газообразования (ГЗГ). Количество битумоидных компонентов в РОВ резко снижается $\beta^{ХБ} < 2–4\%$, $\beta^{СББ} < 2–2,5\%$ (см. рис. 3.10).

III этап отвечает зоне апокатагенеза ($АК_2$–$АК_4$); на этом этапе битумообразование полностью прекращается, образование метана резко снижается, происходит образование кислых газов: CO_2, H_2S.

Характер изменения гумусового РОВ (кероген III типа) в процессе катагенеза был прослежен на примере каменноугольных аргиллитов Донбасса. Образцы глинистых пород с РОВ отбирались из морских отложений, расположенных между угленосными пачками с известной степенью углефикации в широком диапозоне — от Д длиннопламенных до А антрацитов (диапозон палеоглубин 2–6,4 км). Это позволило точно определить степень соответствия катагенетической превращенности РОВ и углей и проследить ход превращенности РОВ в зоне мезо- и апокатагенеза. РОВ характеризуется типичным для гумусового ОВ строением: низким содержанием водорода (3–5%) и отношением $H/C < 0,9$, высокими значениями концентрации парамагнитных центров (КПЦ $100 \cdot 10^{17}$). В процессе катагенеза структура НОВ меняется: содержание углерода увеличивается от 72 до 89%, почти в два раза уменьшается количество гетероэлементов, водорода от 5,2 до 2,9%, величина H/C опускается до 0,5; число ПМЦ повышается в четыре раза, что отражает рост количества связей C=C. Изменение данных параметров показывает, что происходит отделение периферийных групп от основной макромолекулы ОВ, увеличивается роль конденсированности структуры. В ходе катагенеза РОВ отмечается ряд переломных моментов, свидетельствующих о неравномерности этого процесса (рис. 3.14).

I уровень (границы $МК_2$–$МК_3$) характеризуется быстрым возрастанием углерода и снижением водорода; содержание битумоидных компонентов максимальное (4–4,5%), т.е. I уровень можно сопоставить с ГФН; в битумоидах доминируют кислые компоненты, УВ составляют около 40%, причем низкокипящие УВ отсутствуют. С ростом глубины погружения отложений фиксируется уменьшение битуминозных компонентов; уже на 4 км $\beta^{ХБ}$ не превышает 1,5%; на глубине 5–6 км $\beta^{ХБ}$ — 0,5–0,3%; содержание УВ также несколько сокращается (до 26% на глубине 4,5 км); увеличивается концентрация смол и падает асфальтенов. В групповом составе ХБ(А) снижается содержание углерода и увеличивается гетероэлементов и водорода, что, несомненно, является результатом уменьшения в нем концентрации асфальтенов, которые, конденсируясь, переходят в нерастворимую часть

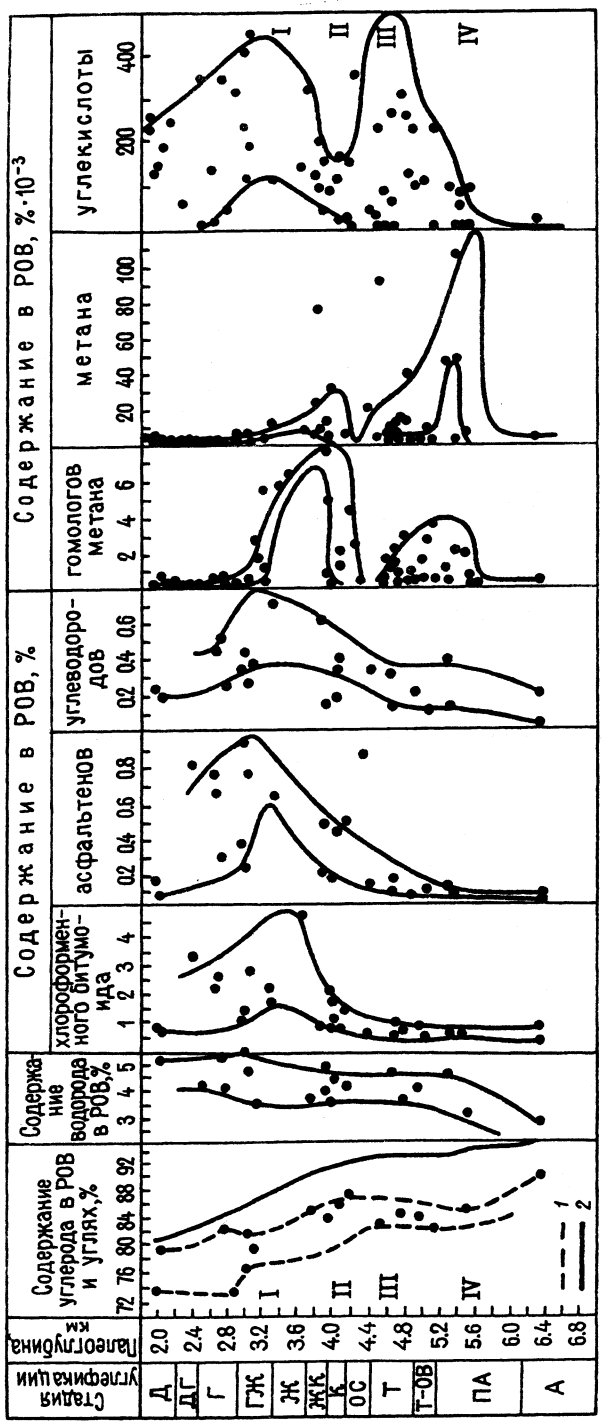


Рис. 3.14. Изменение характера распределения компонентов РОВ глинистых пород среднего карбона Донбасса в процессе катагенеза: *1* — РОВ, *2* — угли, I–IV — уровни, отвечающие переломным моментам в изменении состава ОВ (Неручев, Вассоевич, Лопатин, 1976)

РОВ. Резкое обеднение РОВ битумоидом прежде всего обусловлено потерей растворимости смол и асфальтенов и переходом их в нерастворимое состояние, и только частично эмиграцией.

II уровень — переломный момент — отмечается на $МК_4$ (палеоглубины около 4 км). Генерация битумоидных компонентов затухает, однако, концентрация гомологов метана, в меньшей степени самого метана, достигает максимума.

III уровень перестройки структуры РОВ фиксируется на переходе углей тощих—полуантрацитов (Т–ПА) к антрацитам ($АК_1$–$АК_2$), глубина 4,9–5,0 км, ему соответствует смена состава газовых компонентов РОВ; концентрация углекислоты достигает максимума, а метана и его гомологов снижается до нуля.

IV уровень изменения состава отмечается на этапе $АК_2$ при погружении осадков до глубин 5,6–5,8 км. В элементном составе РОВ происходят сильное обуглероживание и потеря водорода, сопровождаемые интенсивным метанообразованием. Таким образом, ход превращений РОВ, генерации и эмиграции в среднекарбоновой толще Донбасса аналогичен любому другому осадочному бассейну. Гумусовый состав предопределил даже в морских фациях смещение максимума генерации жидких УВ (ГФН), на градации $МК_2$, $МК_2$–$МК_3$, меньшую интенсивность ее проявления, что обусловило незначительное поступление микронефти в коллекторы, но не привело к формированию залежей нефти.

Исследования хода катагенетического преобразования гумусовых углей показали стадиальную генерацию летучих продуктов: воды, метана, двуокиси углерода, аммиака и др. Максимальное количество выделения летучих продуктов связано с ранней биохимической подстадией преобразования ОВ. Ход трансформации углей и РОВ сходен: сначала отщепляются периферийные функциональные (преимущественно кислородные) группы, потом разрываются мостиковые связи между структурными комплексами. При этом наблюдаются всплески и интенсификация выделения газов, совпадающие с импульсами перестройки угольного вещества. Первый импульс соотносится с переходом ОВ от буроугольной стадии к каменоугольной (ПК/МК). Это первый углефикационный скачок, который М. Тайхмюллер коррелирует с началом нефтеобразования, учитывая непосредственную близость липидной составляющей ОВ разных генетических типов. Второй всплеск газовыделения отвечает общепринятому углефикационному скачку (2-й, по М. Тайхмюллеру). Эта фаза регистрируется по изменению свойств *лейптинитовой* составляющей, разрывами мостиковых связей, ведущими к поликонденсации ароматических структур. Она приурочена к переходу от жирных углей к коксовым ($МК_3$/$МК_4$) и отвечает концу нефтеобразования. После второго углефикационного скачка наступает

период упорядочения структуры угольного вещества с постепенным приближением ее к структуре графита. При этом химические и структурные характеристики гумусового и сапропелевого ОВ сближаются.

Характер изменения состава генерированных углеводородов (А.Н. Гусева, А.Э. Конторович, И.Е. Лейфман, Б. Тиссо, А.А. Петров, Г.И. Сафонова, В.К. Шиманский, А.И. Богомолов и др.) позволили проследить общий ход генерационных процессов в ГФН и установить, что образование УВ в зоне мезокатагенеза происходит за счет низкотемпературного термокатализа нерастворимой части ОВ, геополимерлипоидиновой части ОВ. Источником образующихся в катагенезе н-алканов в основном являются насыщенные кислоты. Вследствие декарбоксилирования, кетонного удвоения длинноцепочечные предельные кислоты способны превращаться в алифатические УВ с сохранением или увеличением длины углеродной цепи. Реакции идут по следующему пути:

$$nR{-}COOH \xrightarrow{\text{алюмосиликат}} \underset{\text{нечет.}}{R^{I}H} + \underset{\text{чет.}}{R^{II}H} + nCO_2$$

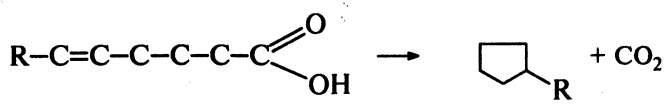
Кетонное удвоение (кетонизация кислот):

$$2R{-}COOH \longrightarrow R{-}\overset{\overset{O}{\|}}{C}{-}R + CO_2 + H_2O;$$

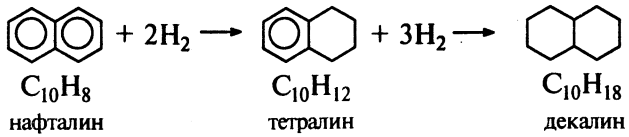
$$R{-}\overset{\overset{O}{\|}}{C}{-}R + 2H_2 \longrightarrow R{-}\overset{\overset{H}{|}}{C}{-}R + H_2O.$$

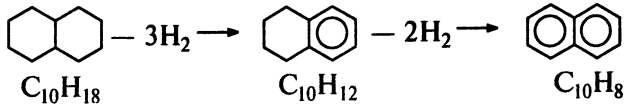
Очевидно, что ненасыщенные кислоты с наиболее прочной углеродной связью в керогене при деструкции его могут превращаться как в н-алканы с укороченной углеродной цепью, так и в УВ другой структуры. Часть ненасыщенных кислот, возможно связанная в керогене наиболее слабыми связями, может превращаться в н-алканы без существенной деструкции углеродного скелета. Коэффициент нечетности таких н-алканов в момент их образования достаточно высок, т.е. и в катагенезе также возможно образование н-алканов с преимущественно нечетным числом углеродных атомов в цепи.

Другое направление термокаталитических превращений кислот — циклизация алифатических непредельных кислот с образованием цикланов и аренов. В первую очередь это касается цикланов с пятичленными циклами: циклопентана и его гомологов, конденсированных цикланов типа пенталана и т.д.



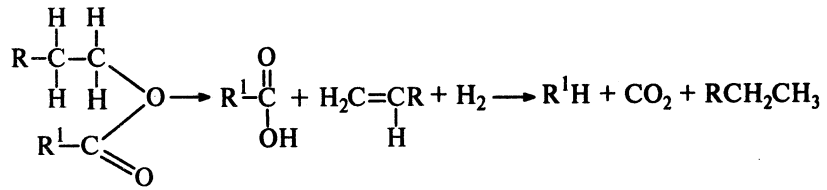
Также в ГФН имеют место процессы диспропорционирования и гидрогенизации, дегидрирования:





Основное отличие УВ битумоидов гумусового ОВ состоит в повышенной концентрации по сравнению с сапропелевым РОВ н-алканов. Насыщенных УВ и би- и трициклических аренов во фракции нафтеново-ароматических УВ (Конторович, 1976).

Распространенной реакцией в гумусовом керогене является термокатализ восков, который идет по схеме:



На рис. 2.7 приведен состав УВ генерируемых керогеном трех основных типов в условиях максимального выхода жидких продуктов. В керогене I типа преобладают изоалканы, н-алканы, циклоалканы и ароматика генерируются примерно в равных соотношениях. II тип характеризуется незначительным выходом алканов (1/5 часть), изо- явно преобладают; примерно в равных количествах (по 2/5) образуются циклоалканы и арены. III тип обнаруживает примерно равные соотношения этих четырех групп УВ, с некоторым преобладанием аренов.

Направленность трансформации в катагенезе для разных типов керогенов сходная. С повышением уровня катагенетической преобразованности различия между ними, сапропелевым и гумусовым ОВ стираются, и конечный продукт преобразования любого ОВ — метан и графит. Динамика же преобразования для

разных типов ОВ различная, так же как отличаются по составу генерируемые разными типами ОВ продукты.

Особый интерес представляет ход преобразований ОВ в ГЗН. Детальный ход преобразований ОВ в ГЗН был изучен на примере баженовской свиты (J_3) Западной Сибири коллективом ученых ВНИИГРИ под руководством С.Г. Неручева (Неручев и др., 1980).

Единая фациальная выдержанность в большом диапазоне глубин, детальная геохимическая изученность этих отложений позволили проследить ход преобразований высококонцентрированного РОВ ($C_{орг}$ 6–10%) в пределах ГЗН (градации $МК_1$–$МК_3$) и установить, что ГФН в аргиллитах баженовской свиты осуществлялась не постепенно, как об этом думали ранее, а проявлением отдельных кратковременных импульсов. Установлено три импульса генерации УВ: первый — соответствовал второй половине $МК_1$, второй — середине $МК_2$, третий — первой половине $МК_3$. Такая троекратная импульсивная деструкция РОВ на ГФН позволяет предполагать, что источником УВ являлись существенно различавшиеся по строению полимерлипидные, а может быть, и иные молекулярные структуры. Доказательством этому служит и фиксируемый по фактическим данным разный состав жидких продуктов генерации, характерный для основного, верхнего и нижних, второстепенных импульсов. Первый импульс деструкции самый мощный, ко времени его проявления, по-видимому, достигается порог активации реакции распада наиболее распространенных в сапропелевом ОВ полимерлипидных молекулярных структур. Продукты генерации состоят в основном из УВ метаново-нафтенового состава с преобладанием нафтеновых структур. Второй незначительный импульс генерации формирует жидкие УВ, преимущественно ароматические невысокой степени конденсированности. После третьего слабого этапа деструкции происходит дополнительная генерация жидких УВ метанового характера и метанизация сохранившихся в ОВ ранее генерированных УВ.

Эксперименты по термическому разложению различных органических соединений для получения нефтяных УВ проводились как с чистыми химическими соединениями, так и с различными природными образованиями — углем, сланцем, керогеном и НОВ современных и ископаемых осадков.

Особенно интересны эксперименты Е.А. Глебовской, проводимые по термокатализу оленекских богхедов, представляющих чисто сапропелевое ОВ, и углей. При нагревании до 300°С и давлении 150 атм выход битумоида увеличился в первом случае в 300 раз, что, видимо, соответствует ГФН, из углей всего в 1,5 раза. Из этого следует, что деструкция гумусового ОВ требует более жестких термобарических условий.

Эксперименты Г. Лимбаха по термолизу дебитуминизированной массы бактерий показали, что характер распределения н-алканов в полученном при температуре 330°С экстракте, полностью отвечает нормальной морской нефти.

Б. Тиссо и Д. Вельте были проведены опыты по искусственной термической эволюции керогенов трех типов на образцах с небольшой глубины. Измененные искусственным путем керогены сравнивались с керогеном РОВ пород с больших глубин в том же бассейне. В ходе преобразования керогена II типа выделились три этапа.

1. При нагреве до 350°С потеря веса невелика и связана с выделением воды и углекислого газа; по элементному составу этот керген близок к керогену природных образцов с глубины 1000–1500 м, т.е. соответствовал незрелому керогену зоны протокатагенеза.

2. При температуре от 350 до 470°С происходит основное разложение керогена с максимальной потерей веса и с выделением УВ, преимущественно алифатических. Элементный состав быстро изменяется: отношение H/C снижается до 0,5, уменьшается интенсивность полос поглощения алифатических групп CH_2 и CH_3 и в то же время появляются полосы ароматических УВ. Этот этап эволюции соответствует мезокатагенезу.

3. Этот этап фиксируется при температуре от 470 до 600°С; керген теряет вес незначительно, поскольку большинство алифатических цепей и функциональных групп уже удалено. В это время происходит основная перестройка структуры керогена; пакеты ароматических слоев уплотняются, их размеры колеблются от 100 до 200 Å. Подобные изменения наблюдаются в природных образцах с очень больших глубин — этот этап отвечает апокатагенезу.

Моделирование катагенетических преобразований ОВ различного генетического типа, выполненное российскими, немецкими и французскими исследователями, убедительно показывает, что наличие ГФН подтверждено экспериментально. Несмотря на то, что температуры ГФН в опытах отличаются (что может зависеть от условий опыта), общий ход и направленность катагенетических превращений — выделение огромного количества жидких и газообразных продуктов и сближение состава и структуры ОВ разного генетического типа.

Таким образом, в ходе катагенетического преобразования ОВ любого типа происходит направленное (постадийное) снижение начального потенциала ОВ, сопровождаемого генерацией жидких и газообразных продуктов, прежде всего углеводородов. Этап интенсивного новообразования жидких УВ, проявляющийся на градациях $МК_1$–$МК_3$, — главная фаза нефтеобразования, или «нефтяное окно», проявляется в бассейнах разного типа и возраста на разных глубинах и определяется особенностями развития конкретного региона. Газообразование — более распространенный

процесс, генерация газов с разной интенсивностью проявляется от диагенеза до метагенеза. Процесс образования УВ-газов предшествует, сопутствует и завершает нефтеобразование.

Рассмотрение последовательной эволюции ОВ как в рассеянной (РОВ), так и в концентриванной форме — горючие полезные ископаемые — от момента его возникновения в живом веществе, затем захоронение и преобразование в диагенезе, трансформацию в катагенезе, вплоть до конечных продуктов его преобразования (графита и метана), или онтогенез РОВ и нефти, позволяет констатировать, что горючие полезные ископаемые и прежде всего нефть, по выражению Н.Б. Вассоевича, «детище литогенеза». Вся история их формирования и разрушения является частью общего глобального цикла углерода (рис. 3.15).

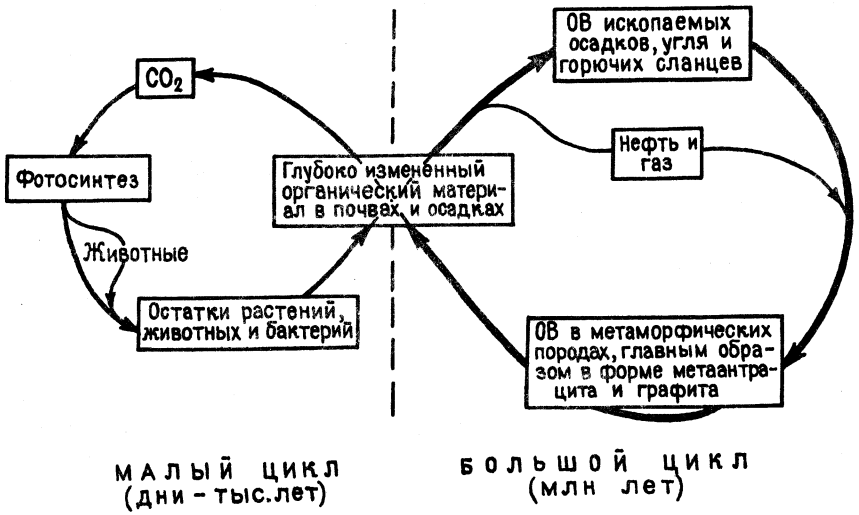


Рис. 3.15. Основные циклы органического углерода на Земле (по Вельте)

Первичный (I), или малый цикл, продолжительностью от нескольких дней до нескольких тысяч лет, является поставщиком углерода для второго глобального цикла, продолжительность которого многие миллионы лет. Нефте- и газообразование — неотъемлемый элемент II цикла. Если преобразование углерода во втором цикле происходит на фоне длительного и устойчивого погружения, то УВ флюиды — обязательный продукт промежуточной стадии глобального углеродного цикла.

ГЛАВА 4

НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИЕ СВИТЫ И КОНЦЕПЦИИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

4.1. НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИЕ СВИТЫ

Нефтегазообразование — совокупность процессов, протекающих в недрах, т.е. эти процессы в природе наблюдаемы быть не могут. Видны лишь их фиксированные результаты, запечатленные в некоторых естественных телах как в пространстве, в котором эти процессы протекали. Естественным телом, где осуществлялись (и при соответствующих условиях осуществляются и ныне) процессы нефтегазогенерации, является *нефтегазоматеринская свита* (НГМ-свита). Это понятие было введено в науку 70 лет назад классиками геологии (Архангельский, 1927; Губкин, 1932; и др.). В ту пору методы органической геохимии едва только зарождались, и объекты, соответствующие этому понятию, выделялись чисто геологическими методами, а главными их признаками были литологический состав и цвет. Такой первоначальный подход оказался верным, ибо содержал в себе и геологическую, и (в скрытом виде) геохимическую информацию, так как именно цвет является главной внешней геохимической характеристикой любой осадочной породы и определяется, за редким исключением, соотношением концентрации ОВ и форм железа. В дальнейшем на заре органической геохимии как науки, но уже при развитых химических методах исследования (т.е. лет 40–45 назад) при обнаружении «повсюдности» УВ, т.е. при фиксации тех или иных их количеств в любой осадочной породе понятие «нефтегазоматеринская свита» стало расплываться, терять свои очертания. Однако лет 15 назад стало возможным вновь обратиться к этому понятию на новом уровне исследований. Значительность такого понятия непротиворечиво обосновывается с позиций учения о формациях, как о парагенезах пород (по Н.С. Шатскому, Н.П. Хераскову и др.) в сочетании с иерархией (соподчинением) уровней организации вещества геологических объектов: атомы → молекулы → минералы → породы → формации → парагенезис формаций → субоболочки (геолинзы) → оболочки (геосферы). В табл. 4.1 представлен иерархический принцип восходящей ветви онтогенеза УВ и их скоплений, место НГМ-свит на этой иерархической лестнице. Атомному уровню отвечает дифференциация изотопов нефтегазообразующих

Таблица 4.1

Иерархический принцип онтогенеза УВ и их скоплений (по Т.К. Баженовой)

Уровни организации вещества геологических объектов	Соответствующие уровням тела и/или явления	
Оболочечный *(геосферный)*	УВ-*сфера*	
Субоболочечный *(геолинзовый)*	НГБ *(нефтегазоносный бассейн)*	
Парагенезов формаций	ОНГО *(очаг нефтегазообразования)*	ЗНГН *(зона нефтегазонакопления)*
Формационный	НГМ-*свиты*	нефтегазосодержащие формации
	Образование макронефти	
Породный	Образование микронефти Первичная миграция (эмиграция)	
Минеральный	Формирование состава и свойств ОВ в целом	
Молекулярный	Образование УВ-радикалов и молекул	
Атомный	Дифференциация изотопов биогенного углерода	

элементов; молекулярному — образование радикалов, молекулы УВ и родственных им веществ. «Минеральный» уровень в данном случае — само ОВ как породообразующий элемент более низкого уровня, входящий в объект более высокого уровня (породу); на этом уровне осуществляется обособление компонентов группового состава ОВ. На породном уровне реализуется отрыв от ОВ его подвижных компонентов, т.е. вступает в действие механизм эмиграции УВ и происходит образование микронефти. Превращение же микронефти в собственно нефть (макронефть), процессы миграции и аккумуляции нефти и газа происходят уже на формационном уровне, где осуществляется дивергенция — подразделение формаций на нефтегазогенерирующие (материнские) и нефтегазосодержащие (или потенциально нефтегазосодержащие, т.е. формации — резервуары). Пространственная совокупность НГМ-свит, находящихся в ГЗН, образует очаг нефтегазообразования (ОНГО), а пространственная совокупность нефтегазосодержащих горизонтов (залежей, месторождений) — зону нефтегазонакопления (ЗНГН). В свою очередь совокупность ОНГО и ЗНГН образует нефтегазоносный бассейн (НГБ) — объект субоболочечного (геолинзового) уровня, а совокупность НГБ соответствует так называемой УВ-сфере.

Итак, НГМ-свита — элементарный объект формационного уровня. И.О. Брод более 40 лет назад определял НГМ-свиту как формацию (Брод, Еременко, 1957). Поскольку всякая геологическая формация представляет собой парагенетическую ассоциацию пород, постольку НГМ-свите (формации) можно дать следующее определение: НГМ-свита — *парагенетическая ассоциация*

обогащенных автохтонным ОВ пород, рождающая в процессе литогенетической эволюции углеводороды, способные к аккумуляции.

Наряду с термином «нефтегазоматеринская свита» в литературе нередко встречаются термин «нефтематеринская свита» (НМ-свита): при этом имеется в виду, что данная свита может генерировать в жидкие и газообразные УВ: также используется термин «газоматеринская свита (ГМ-свита)», где способны генерировать преимущественно газообразные УВ. Более общее понятие «нефтегазоматеринская свита» заменяется понятиями «потенциально нефтегазоматеринская свита», «нефтегазопроизводящая свита», «нефтегазопроизводившая свита». Иногда они употребляются как синонимы, а иногда — как альтернативные друг другу. На самом же деле эти термины выражают понятия, характеризующие последовательные этапы эволюции рассматриваемого природного объекта нефтегазоматеринской свиты.

Термин «потенциально нефтегазоматеринская свита» (ПНГМ-свита) отвечает этапу начального существования объекта: от седиментогенеза до раннего протокатогенеза включительно, когда генерационные свойства объекта только сложились и готовы к реализации. Однако в геологии известно немало случаев, когда нефтегазоматеринский потенциал объектов так и остался нереализованным вследствие недостаточной зрелости. Примером таких потенциально НГМ-свит очень богатых ОВ могут служить диктионемовые сланцы нижнего ордовика и кукерские сланцы среднего ордовика Эстонии. Термин «нефтегазопроизводящая свита» характеризует этап реализации потенциала (от конца протокатагенеза до начала апокатагенеза), при этом форма термина свидетельствует о том, что генерация УВ происходит и в настоящее время. Это, как правило, имеет место в областях современного погружения на континентальных окраинах и в некоторых молодых кайнозойских бассейнах континентов, где НГМ-свиты находятся в зоне максимальных за их историю температур (майкопская свита олигоцена–миоцена некоторых районов Предкавказья, формация Монтерей верхнего миоцена Калифорнии). Термин «нефтегазопроизводившая свита» прежде всего предполагает генерацию УВ только в геологическом прошлом. Однако этот термин имеет двоякое значение. Во первых, он может означать прекращение генерации УВ на каком-то этапе эволюции НГМ-свиты (вследствие восходящих движений, снижения теплового потока и др.), когда генерационный потенциал еще не исчерпан. Примером таких объектов могут служить доманиковая формация Русской плиты, НГМ-свиты венда Непско-Ботуобинской антеклизы и куонамская свита нижнего—среднего кембрия Анабарской антеклизы Сибирской платформы и многие другие. Второе

значение рассматриваемого термина — практически полная реализация НГМ-свитой своего потенциала (глубокий апокатагенез, вплоть до метагенеза). В качестве примера таких объектов можно привести НГМ-свиты силура и девона Предуральского прогиба (прежде всего его складчатого борта), а также НГМ-свиты рифея—венда и нижнего кембрия северо-запада Сибирской платформы. Для каждого конкретного объекта выделение НГМ проводится с учетом уровня катагенетической зрелости. Так, конкретная свита, находящаяся в данный момент в термобарических условиях, отвечающих $МК_5$, будет являться нефтепроизводившей, и газопроизводящей, т.е. уже отдавшей жидкие УВ и в настоящий момент генерирующая только газ.

Литологический спектр пород, слагающих НГМ-свиты, достаточно широк. Напомним, что при прочих равных условиях для сохранности ОВ в седиментогенезе и аэробном диагенезе, т.е. для его фоссилизации наиболее благоприятны осадки пелитовой размерности; к тому же глинистые минералы, являясь хорошими сорбентами, адсорбируют растворенное ОВ из вод бассейна в процессе седиментации. В связи с этим в общем случае в фациальном профиле осадочных пород — от конгломератов до глин (аргиллитов) — и глинисто-карбонатных пород обогащенность автохтонным ОВ находится в прямой зависимости от количества глинистой примеси. В то же время в ряду карбонатные → глинистые карбонаты → мергели → карбонатные аргиллиты последние члены ряда по концентрации ОВ не уступают чисто глинистым породам, а нередко превосходят их (рис. 4.1). Для «чистых» карбонатов и их глинистых разностей, т.е. для первых членов ряда статистически характерны малые концентрации ОВ, но и здесь они иногда бывают повышены и в глинистых разностях достигают нескольких процентов. Для этих пород существенную роль играет петрографический тип карбонатной составляющей, определяемый фациальной принадлежностью породы: при прочих равных условиях наивысшие концентрации ОВ приурочены к хемогенным и фитогенным (водорослевым) разностям карбонатов, тогда как органогенные (зоогенные), обломочные и оолитовые разности карбонатных пород содержат, как правило, ничтожные количества автохтонного ОВ.

Минералогия карбонатной составляющей пород нейтральна к обогащению ОВ, т.е. она может быть как кальцитовой (известковой), так и доломитовой, а также смешанной. В силикатном ряду осадочных пород обогащенными сапропелевыми альгогенным и/или зоогенным планктонным ОВ, ответственным за образование жидких УВ, бывают, как правило, лишь глинистые породы (глины, аргиллиты), а также сильно глинистые алевролиты.

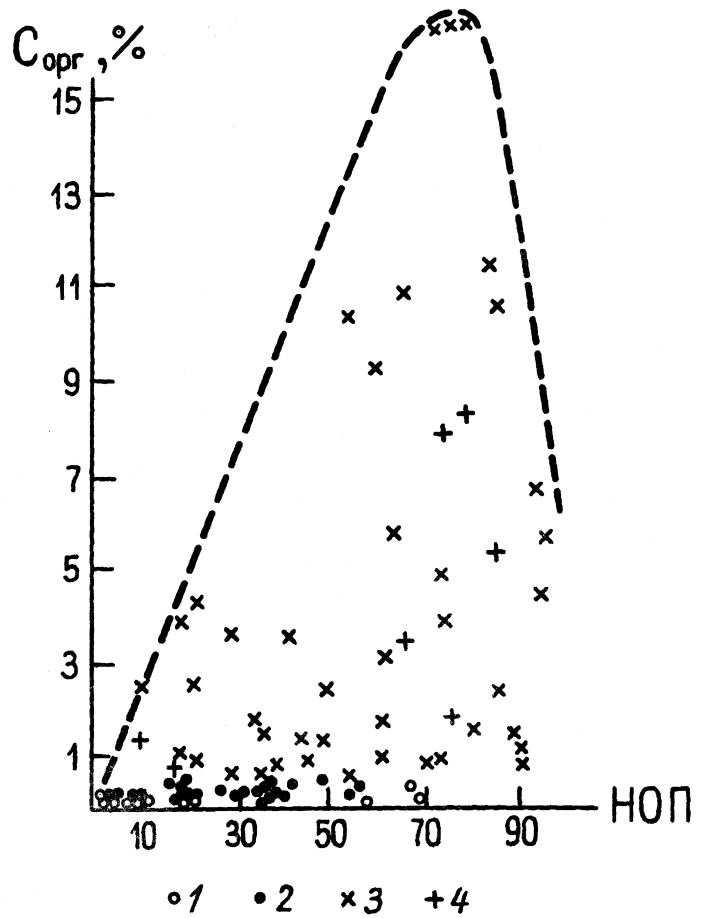


Рис. 4.1. Связь нерастворимого остатка породы (НОП) с содержанием $С_{орг}$ в карбонатных и карбонатно-глинистых породах Сибирской платформы. Содержание $С_{орг}$: *1* < 0,1; *2* — 0,1—0,5; *3* > 0,5; *4* — граптолитовые сланцы

В песчаных, а тем более в грубых породах содержание сапропелевого ОВ обычно ничтожно (≤ n · 0,01%). Однако песчаные породы верхнего палеозоя и мезокайнозоя, т.е. генетически связанные с эпохами, когда высшая растительность завоевала континенты, нередко бывают обогащены гумусовым ОВ в детритной форме 1—2% на породу. В случае песчано-алевритовых пород нижнего палеозоя—допалеозоя, обогащение их ОВ связано с детритом донных бурых водорослей (*Laminarites, Vendotenia*). Примером формации, сложенной подобными породами, могут служить ламинаритовые слои котлинского горизонта V_2 Русской плиты. Такие породы в палеозое—допалеозое встречаются редко. Бурые

водоросли (*Phaeophita*) обладают крайне низким содержанием липидов (1–3%) и их геохимическое поведение близко к таковому гумусового ОВ.

Формации, сложенные вышеописанными разностями песчано-алевритистых пород, могут рассматриваться лишь как газоматеринские свиты (ГМ-свиты).

Обогащенными сапропелевым ОВ нередко бывают и кремнистые породы, в особенности глинистые их разности (глинистые силициты). Источником ОВ в них являются планктонные водоросли с кремневым скелетом (диатомеи и их предки). Такие породы слагают, например, пиленгскую свиту миоцена Сахалина, часто встречаются в баженовской свите J_3 Западной Сибири, доманиковой свите D_3 Русской плиты, куонамской свите $Є_{1-2}$ Сибирской платформы и в других формациях. В ряду эвапоритовых пород (сульфатов и галоидов) слабое обогащение ОВ встречается иногда в глинистых разностях ангидритов.

Как и породы, формации бывают моно- и полипородными. Минералы бывают породообразующими и акцессорными, так же, как и породы, их можно рассматривать как формациообразующие и как акцессорные. Для НГМ-свит важно, чтобы обогащенные ОВ породы были формациообразующими, а не акцессорными.

Остается выяснить, какая степень обогащения породы ОВ необходима и достаточна для того, чтобы считать ее элементом НГМ-свиты. Неотъемлемым свойством такой породы должна быть способность рождать и отдавать УВ, в том числе и жидкие (микронефть). Практика многолетних исследований показала, что нижним пределом концентрации $C_{орг}$ в породе, с которого начинается отдача УВ (в случае сапропелевого и/или существенно сапропелевого ОВ), является значение 0,1% на породу — при средних градациях катагенеза. Данное уточнение необходимо, так как концентрации ОВ ($C_{орг}$) в породах в процессе катагенеза уменьшается за счет генерации и удаления летучих углеводородных и неуглеводородных продуктов. Однако масштаб снижения не столь значителен, но все же ощутим: в наиболее липидных сапропелитах концентрация $C_{орг}$ от начала до конца катагенеза снижается в 3–4 раза. Подробнее об этом см. разд. 4.2.

В отличие от минеральных составляющих, породы ОВ являются настолько значимыми, настолько «агрессивными», что уже при содержании в породах $C_{орг} > 0,1$ вес.% оказывает влияние на свойства пород и прежде всего на наиболее визуально значимое — цвет, а также на всю их «геохимическую жизнь». В целях (и с позиций) изучения нефтематеринских свойств все породы были поделены на следующие группы по концентрациям в них $C_{орг}$ (по восходящей, вес.%): 1) породы со сверхрассеяной формой

ОВ ($C_{орг} < 0,1$); 2) субдоманикоидные породы (0,1–0,5); 3) доманикоидные породы (0,5–5,0); 3) доманикитные породы (5,0–25,0). Последние три термина образованы по названию доманиковой формации D_3 Русской плиты, одной из наиболее широко распространенных на территории России и одной из наиболее рано описанных. Последнюю, пятую группу пород, составляют собственно сапропелиты, где $C_{орг} \geq 25\%$ на породу, т.е. ОВ по объему заведомо превышает 50% и является преобладающим породообразующим элементом (табл. 4.2). О количественном «барьере» между первой и второй группой пород уже говорилось выше. На рубеже субдоманикоидных и доманикоидных пород (0,5%) статистически также отмечается смена свойств и особенностей пород: на этом рубеже, как правило, сероцветные породы переходят в темноцветные (коричневые и черные). Такое изменение цветовой гаммы пород присуще подстадиям мезо- и апокатагенеза. В протокатагенезе цвет пород, обогащенных ОВ, в значительной мере определяется биоценотическим составом исходного ОВ. Так, в случае планктонных водорослей, порода при любых концентрациях $C_{орг}$ имеет желтоватый или светло-коричневый цвет. В самом ОВ уже не встречаются диагенетически окисленные разности, распознаваемые углепетрографическими методами (оксисорбоколлоальгинит).

Таблица 4.2

Разделение пород на группы по содержанию органического вещества ($C_{ик}$, вес.%) сапропелевого типа (Систематика..., 1998)

100 %	
90.0	
70.0	Собственно сапропелиты
50.0	
25.0	
10.0	
9.0	
7.0	Доманикиты
5.0	
3.0	
1.0	
0.9	Доманикоиды
0.5	
0.3	Субдоманикоиды
0.1	

Породы со сверхрассеяной формой ОВ

Граница доманикоидов и доманикитов проходит по значению $C_{орг} = 5\%$ вес. Это значение выбрано не только потому, что оно удобно как «половинное» в десятичной системе исчисления, но и потому, что, во-первых, близко к медианному и среднеарифметическому значениям $C_{орг}$ в стратотипических разрезах доманиковой

формации D_3fr (по многим сотням аналитических определений), а, во-вторых, — характер статистического распределения $C_{орг}$ в этих разрезах обнаруживает две совокупности пород с «провалом» 5 вес.%, т.е. доманиковая формация состоит из доманикитов ($C_{орг} > 5$, до 22%, с модой 7–9%) и доманикоидов ($C_{орг} = 0,5–5\%$, с модой 0,8–1,5%). Субдоманикоиды ($C_{орг} = 0,1–0,5\%$) крайне редки, породы со сверхрассеянной формой не встречаются.

Итак, к нефтегазоматеринским (точнее — к микронефтегазоматеринским, т.е. отдающим микронефть) по критерию концентрации $C_{орг}$ относятся породы всех вышеперечисленных групп, кроме первой (со сверхрассеянной формой ОВ). В этих породах (с концентрацией $C_{орг} < 0,1\%$ на породу) степень битуминизации ОВ (β,%) не снижается во второй половине мезокатагенеза, т.е. практически не зависит от степени преобразованности, в отличие от более обогащенных пород, что свидетельствует об отсутствии способности отдавать подвижные компоненты породами первой группы. Более того, в конце мезокатагенеза и в апокатагенезе концентрации битумоидов в породах с различными содержаниями $C_{орг}$ выравниваются и не превышают обычных значений ($n \cdot 0,001\%$); при этом для субдоманикоидных и более богатых пород такие концентрации характеризуют остаточные битумоиды, а в породах со сверхрассеянной формой ОВ они являются исходными. Те же пределы концентраций $C_{орг}$ характеризуют и формации в целом (т.е. НГМ-свиты) с соответствующими названиями; для формаций концентрации рассчитываются как средневзвешенные для слагающих их типов пород (при недостатке информации приходится довольствоваться среднеарифметическими значениями $C_{орг}$). Таким образом, к нефтегазоматеринским относятся формации субдоманикоидные, доманикоидные, доманикитные и формации сапропелитов. В каждом из типов таких формаций типы пород по концентрации $C_{орг}$ могут варьировать в широких пределах.

В породах практически бескарбонатных и низкокарбонатных, а именно — в глинистых и в глинисто-алевритовых, за нижний концентрационный предел $C_{орг}$ должно принимать величину несколько большую — не 0,1, а 0,2% на породу. Последнее связано с тем, что в силикатных породах значительно выше изначальное содержание минеральных окислителей, прежде всего окисного железа, поэтому и ОВ в них более окислено в анаэробном диагенезе и при прочих равных условиях нефтематеринский потенциал его ниже.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что вышеприведенная классификация пород (и формаций) по признаку концентрации $C_{орг}$ и все вышеохарактеризованные их свойства относятся исключительно к объектам, содержащим сапропелевое и/или существенно сапропелевое ОВ, биоценотически представленное планктонными водорослями (альгинит) и/или зооставляющей (хитинит), иногда с небольшой примесью бентосных водорослей (псевдовитринит). Такие объекты характеризуют осадочный докембрий (без зооставляющей), нижний и большую часть среднего палеозоя, т.е. представляют НГМ-свиты, сформированные в эпохи, когда не существовало высшей наземной флоры и накапливающееся в бассейнах ОВ было гарантировано от примесей, аллохтонных по отношению к самому бассейну. Подобные НГМ-свиты наиболее характерны для бассейнов древних платформ и их краевых частей. В верхнем палеозое, мезозое и особенно в кайнозое чисто сапропелитовые формации более редки, особенно в морских фациях. В кайнозое нередки сапропелитовые доманикоидные и доманикитные формации озерного генезиса аридных зон: например, формация Грин Ривер Северной Америки.

Несмотря на то, что на протяжении всей геологической истории в целом в субаквальных условиях обитали, а стало быть, и посмертно захоронялись в осадках представители всех типов растительного и животного царств, состав фоссилизированного ОВ осадочных пород чаще всего формировался за счет ограниченного числа групп организмов. Более того, в породах доманикоидных и доманикитных формаций состав ископаемых организмов, как правило, специфичен и систематически ограничен. Даже в случае присутствия нескольких типов и классов организмов констатируется чрезвычайно бедный их родовой и видовой состав. Классический, предельный вариант — ОВ кукерского горючего сланца (кукерсита) O_2 Русской плиты. Электронно-микроскопические исследования показали, что оно полностью состоит из остатков планктонной сине-зеленой водоросли *p. Gloeocapsamorpha.*

НГМ-свиты позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя накапливались во времена, когда континенты были уже основательно заселены высшей растительностью, в том числе в значительной степени древесной с большой биологической массой, плохо поддающейся окислению даже в зоне аэрации. Это не могло не приводить к ощутимому сносу растительного детрита в бассейны седиментации. Следствием этого, естественно, явилось то обстоятельство, что на огромных пространствах бассейнов в осадках захоронялось смешанное ОВ. И только на участках акваторий, значительно удаленных от источников сноса, а также в озерных котловинах аридных зон могли накапливаться чистые сапропелиты. В упомянутые эпохи накопление ОВ в существенно большей степени зависело от климатических условий, нежели в более ранние эпохи палеозоя—допалеозоя.

Можно даже утверждать, что сама климатическая зональность с заселением континентов растительностью приобрела

более четкое выражение. Следствием сноса континентального растительного детрита в бассейны явилось общее увеличение концентрации ОВ практически во всех типах пород особенно в терригенных. Поскольку за генерацию жидких УВ, т.е. за нефтеобразование ответственны прежде всего сапропелиты, то при смешанных разностях ОВ нижний предел концентрации $C_{орг}$ для нефтегазоматеринских пород (и формаций) становится расплывчатым и неоднозначным. Во всяком случае это значение заведомо выше 0,1–0,2%, каковым оно является для пород с чисто сапропелевым ОВ. Надо сказать, что практически все терригенные породы по крайней мере мезо-кайнозоя содержат не меньшие количества $C_{орг}$, а более низкими концентрациями ($n \cdot 0{,}01\%$) обладают лишь карбонатные «белоцветные» породы (например, известняки верхней юры, верхнего мела, эоцена и сарматского яруса Крыма и Кавказа). Однако НГМ-свиты PZ_3, MZ и KZ как объекты формационного уровня выделяются без особого труда; в то же время оценить их нефтегазоматеринский потенциал намного сложнее, чем в НГМ-свитах с чисто сапропелевым ОВ — прежде всего вследствие латеральной и вертикальной изменчивости в породах соотношений ОВ разных генетических типов.

В нефтегеологической науке хорошо известно, что ОВ распределено в стратисфере неравномерно как по латерали, так и по вертикали. Около 40 лет назад было замечено, что горизонты, представленные породами, обогащенными ОВ, т.е. НГМ-свиты распределены по разрезу не хаотично, а вполне закономерно: они отвечают трансгрессивным и регрессивным фазам циклов седиментации разных порядков: в то же время инундационным и эмирсионым фазам обычно соответствуют формации, породы которых крайне бедны ОВ. Для палеозоя–допалеозоя отмечается следующая закономерность: для регрессивных НГМ-свит характерен более фитопланктонный состав исходного ОВ, тогда как в трансгрессивных аналогах в ощутимых количествах обычно присутствует фитобентос, а в палеозое и/или зообентос и зоопланктон. В породах регрессивных НГМ-свит обычно ниже концентрация форм железа — диагенетических минеральных окислителей. В связи с этим изначальный $П_{нм}$ этих пород при прочих равных условиях выше, чем таковых в трансгрессивных НГМ-свитах. По объему НГМ-свиты отвечают обычно литостратиграфической свите, либо подсвите, иногда пачке, что стратиграфически может соответствовать ярусу, подъярусу, горизонту, иногда целому отделу. Наблюдается закономерность (имеющая и исключения): чем моложе НГМ-свита, тем меньший стратиграфический объем она охватывает и тем более мелкий цикл седиментации характеризует. В рифее НГМ-свиты отвечают обычно фазам циклов в 90 млн лет, в венде и раннем палеозое — в 45 млн лет; в среднем и позднем палеозое НГМ-свиты подчеркивают своим положением в разрезе еще более мелкие циклы (в 22,5, иногда 11 млн лет). Такого же порядка периодичность чередования НГМ-свит можно отметить и в мезозое. Характер и масштаб периодичности появления НГМ-свит в кайнозое практически не изучен, хотя сам факт периодичности фиксируется и здесь. Вышеотмеченная ярко выраженная периодичность в расположении НГМ-свит характеризует шельфовую седиментацию. В случае халистатической седиментации, присущей преимущественно окраинам континентов, обогащение ОВ осадков могло происходить, вероятно, в течение всего довольно длительного срока; в результате сформировавшиеся НГМ-свиты могут охватывать сразу несколько систем (например, палеозой Таймыра и Лемвинской зоны Приполярного Урала, средний–верхний палеозой и триас Скалистых гор Канады).

Причины вышеописанного феномена — распределение НГМ-свит в стратисфере (точнее в УВ-сфере) сложны, не единичны и еще недостаточно исследованы. Они требуют специального рассмотрения, а здесь ограничимся лишь вышеприведенным кратким описанием самого феномена.

В заключение отметим, что НГМ-свиты известны во всех системах палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а также в венде и рифее. Поскольку фиксируется синхронность циклов седиментации разных порядков для различных бассейнов, постольку возможна и корреляция НГМ-свит между собой и прослеживание их на региональном, межрегиональном и даже на глобальном уровнях. Наиболее распространенными в мире являются НГМ-свиты верхнего девона–раннего карбона и верхней юры, а также нижнего–среднего кембрия, среднего ордовика, нижнего силура, нижней перми, нижнего мела–сеномана, олигоцена–миоцена (см. рис. 2.3).

4.2. ОТ ПОТЕНЦИАЛА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА К ПОТЕНЦИАЛУ НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

Всестороннее и полноценное рассмотрение проблемы $П_{нм}$ нефтегазоматеринских свит возможно только при системном подходе.

Рассмотрев проблему НГМ-свит с системных позиций, обратимся к проблеме нефтегазоматеринского потенциала ($П_{нгм}$) объектов разного уровня — от ОВ до НГБ. Подчеркнем, что $П_{нгм}$ породы определяется $П_{нгм}$ содержащегося в ней ОВ; $П_{нгм}$ НГМ свиты детерминируется в свою очередь — совокупным $П_{нгм}$ пород, классифицируемых как нефтегазоматеринские, а $П_{нгм}$ того или иного *очага нефтегазообразования* (ОНГО) следует оценивать не по валовому содержанию ОВ, а по совокупности $П_{нгм}$ НГМ-свит; $П_{нгм}$ любого НГБ определяется как сумма $П_{нгм}$ ОНГО.

Для сегодняшней практики нефтегазопоисковых работ, для оценки прогнозных ресурсов углеводородных флюидов того или иного объекта (зоны, НГБ в целом и т.п.) необходима информация о *реализованном* $П_{нгм}$ объектов всех уровней, образующих в итоге оцениваемый объект, т.е. необходимо знать, сколько жидких и газообразных УВ генерировалось и эмигрировало в пределах данного объекта к настоящему времени. Эта суммарная масса УВ является верхним пределом количества способных к аккумуляции флюидов. Этот предел в природе, по существу, никогда не достижим, но именно от него (и только от него) можно и должно рассчитывать долю аккумулировавшихся УВ. Любой НГБ — сочетание объектов более низких рангов, ОВ в которых находится на различных градациях катагенеза (имеет разную степень зрелости); поэтому необходимо знать прежде всего: 1) сколько УВ (жидких и газообразных) генерирует ОВ такого-то типа к началу (или концу) такой-то градации катагенеза; 2) какая доля УВ эмигрирует к этому же моменту из такой-то породы, содержащей такое-то количество ОВ данного типа. Первое определяет реализованный $П_{нгм}$ ОВ, второе — реализованный $П_{нгм}$ породы. Для вычисления указанных величин применяется расчетное моделирование. Расчетное моделирование предполагает количественное воспроизводство нефтегазогенерации в масштабе геологического времени в зависимости от геологической истории региона. Оно позволяет уточнить стадийность генерации флюидов, положение их генерационных максимумов по отношению к тем или иным глубинам (палеоглубины) и градациям катагенеза ОВ, что является одним из критериев раздельного геохимического прогнозирования флюидов. Расчетное моделирование в целях воспроизведения генерации УВ впервые было применено во ВНИГРИ одним из создателей органической геохимии В.А. Успенским (1954). Им была рассчитана генерация газов при катагенезе («метаморфизме») гумусовых углей. В дальнейшем методики расчетного моделирования нефтегазообразования развивались (также в основном во ВНИГРИ) С.Г. Неручевым, Е.А. Рогозиной, Т.К. Баженовой. В расчетах оценивается генерация битумоидов — хлороформенной (ХБА) и спиртобензольной (СББ) фракций, легких УВ (ЛУВ), углеводородных газов (УВГ), «кислых» газов (CO_2, H_2S, N_2) и воды.

Принципиальная схема балансовой модели изложена в работе С.Г. Неручева и др. (1976). Расчет моделей показывает импульсивность и стадийность генерации УВ в катагенезе и палеоглубинные (градационные) границы этого процесса.

В качестве примера ниже приводятся результаты расчетного моделироваеия нефтегазогенерации в палеозое–допалеозое Сибирской платформы.

На пути от начала катагенеза к метагенезу, к графиту, сапропелиты доманикоидных концентраций, биоценотическую основу которых образуют планктонные цианобактерии и акритархи с незначительной примесью альгобентоса, суммарно генерируют 36,2% нефти (ХБА + ЛУВ), около 16% УВГ, 22,6% кислых компонентов (куда относятся не только кислые газы, H_2O, но и СББ) и 26,2% ОВ остается in situ в породе в виде графита, т.е. полезных компонентов (нефти и газа) суммарно образуется 51,2% от ОВ начала катагенеза. Оксисорбосапропелиты невысокой степени окисленности с той же биоценотической основой дают примерно 35% «полезных компонентов». В случае сокращенной катагенетической шкалы применительно к палеозою—допалеозою Сибирской платформы около 2/3 нефти (62%) генерируется в интервале 1,5–3 км, выше (0,5–1,5 км) — около 10% и ниже 3–4,5 км — около 28% (конденсат). Двуимпульсный интервал 1,5–3 км, очевидно, и следует выделять как главную зону нефтеобразования (ГЗН). Приведенные величины 51,2 и 35% и представляют исчерпывающий $П_{нгм}$ соответственно сапропелевого и оксисорбосапропелевого ОВ палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы. Раздельный $П_{нм}$ и $П_{гм}$ сапропелитов этого региона соответственно 35,2 и 16%.

В последнее время для определения так называемого генетического потенциала породы широко используется пиролитический метод в варианте Rock–Eval. Пиролитические пики S_1 и S_2 примерно соответствуют содержанию битумоида в породе, второй — суммарному количеству жидких и газообразных УВ, еще способных генерироваться содержащимся в породе ОВ. Сумма S_1 и S_2 характеризует остаточный нефтегазоматеринский потенциал породы, сохранившийся к данной градации катагенеза, на которой находится ОВ данной породы. Этот остаточный потенциал измеряется в мг/г, г/кг, кг/т, то есть по существу в %.

Выше уже говорилось, что реализованный $П_{нм}$ и $П_{гм}$ породы — это количество УВ, генерированное и отданное породой, содержащей определенное количество ОВ, к данному этапу катагенеза. Для того, чтобы перейти от потенциала ОВ к потенциалу породы, прежде всего вводится параметр концентрации ОВ в породе, в %. Введем обозначения $q^н$ и $q^г$, характеризующие реализованный $П_{нм}$ и $П_{гм}$ породы. Тогда

$$q^н = \frac{ОВ\left(\beta_{исх}^{ХБА} \cdot K^{ХБА} + \beta_{исх}^{ЛУВ} \cdot K^{ЛУВ}\right)}{100}, \%;$$

$$q^г = (ОВ \cdot \gamma)/100, \%,$$

где $\beta_{исх}^{ХБА}$ и $\beta_{исх}^{ЛУВ}$ — количества ХБА и ЛУВ, генерированные к данному этапу в % на исходное ОВ начала катагенеза; $K^{ХБА}$ и

$K^{ЛУВ}$ — соответствующие коэффициенты эмиграции данного этапа ($\beta^{ХБА}_{исх} \cdot K^{ХБА} = \beta^{ХБА}_{эм}$, а $\beta^{ЛУВ}_{исх} \cdot K^{ЛУВ} = \beta^{ЛУВ}_{эм}$, т.е. в сумме количество эмигрировавших жидких УВ); γ — количество газообразных УВ в вес.%, генерированных и эмигрировавших к данному этапу на исходное ОВ начала катагенеза. Исследования сорбированных породой и ОВ УВ-газов показали, что их остается ничтожное количество по сравнению с объемом генерированных и в расчетах этим можно пренебречь. Коэффициенты эмиграции УВ-газов ($K^г$) имеет смысл вводить только начиная с доманикитных концентраций $C_{орг} > 5\%$ ($K^г > 0{,}9$). Однако, поскольку в процессе катагенеза происходт расход ОВ на образование летучих продуктов, то в каждом конкретном случае аналитически определимое его количество в породе ($C_{орг}$) заведомо меньше исходной величины начала катагенеза. В расчетном моделировании вычисляется величина, называемая степенью сохранности ОВ, или остаточной реликтовой массой (RM). На каждой градации

$$RM = 100 - (\Sigma ХбА^{эм} + \Sigma ЛУВ^{эм} + УВГ + \Sigma СББ^{эм} + \\ + \Sigma H_2O + \Sigma КГ),\ \%,$$

где $\Sigma КГ$ — сумма кислых газов CO_2, H_2S и N.

В связи с этим величины β и γ необходимо привести к ОВ данной градации, т.е. исходя из элементарной пропорции β и γ следует умножить на 100 и разделить на величину RM. Для УВ-газов эта приведенная величина обозначается $\gamma^г$ (%). Для эмигрировавших жидких УВ можно такой операции не производить, так как у нас изначально в каждом конкретном случае имеется первичная величина $\beta_{ост}$, т.е. количество остаточного битумоида (аналитически определенного) в % на ОВ данной градации и именно эта величина вводится в расчетную модель, как одна из основных. В данном случае остается только выразить количество эмигрировавших битумоидов ($\beta_{эм} = \beta_{исх} \cdot K$) через количество остаточных ($\beta_{ост}$):

$$\beta_{эм} = \beta_{исх} - \beta_{ост},$$
$$\beta_{эм} = \beta_{исх} \cdot K.$$

Из этих уравнений получаем $\beta_{эм}$.

$$\beta_{эм} = \beta_{ост} \cdot K/(1 - K).$$

В отличие от $\beta^{ХБА}_{ост}$ для большинства анализируемых образцов мы не располагаем параметром $\beta^{ЛУВ}_{ост}$, поэтому поправку на легкие УВ приходится вводить, исходя из расчетной модели. Обозначим ее $\delta^л$:

$$\delta^л = \frac{\beta^{ХБА}_{эм} + \beta^{ЛУВ}_{эм}}{\beta^{ХБА}_{эм}},$$

т.е. это та величина, на которую надо умножить $\beta^{ХБА}_{эм}$, чтобы получить сумму $\beta^{ХБА}_{эм} + \beta^{ЛУВ}_{эм}$.

$$q^н = \frac{ОВ \cdot \delta^л \cdot \beta^{ХБА}_{ост}}{100} \cdot \frac{K}{1-K},\ \%;$$

$$q^г = \frac{ОВ \cdot \gamma^г}{100}.$$

Величина $\delta^л$ безразмерная и варьирует в пределах 1,1–1,9. Напомним, что $ОВ = (C_{орг}/C^г) \cdot 100\%$, где $C^г$ — содержание углерода в ОВ. Тогда

$$q^н = \frac{C_{орг} \cdot 100}{C^г \cdot 100} \cdot \delta^л \cdot \beta^{ХБА}_{ост} \cdot \frac{K}{1-K};$$

$$q^г = \frac{C_{орг} \cdot 100}{C^г \cdot 100} \cdot \gamma^г.$$

В практике обычно $\beta^{ХБА}_{ост}$ приводится к величине $C_{орг}$:

$$\beta_{C_{орг}} = \frac{\beta_{ОВ}}{C^г} \cdot 100\%,\ \text{т.е. } \beta_{ОВ} = \beta_{C_{орг}} \frac{C^г}{100},\ \%;$$

тогда

$$q^н = \frac{C_{орг}}{C^г} \cdot \delta^л \cdot \beta^{остХБА}_{C_{орг}} \cdot \frac{C^г}{100} \cdot \frac{K}{1-K},\ \%.$$

Для того чтобы перейти от весовых процентов к чисто весовым величинам, вводим параметр ρ — плотности породы, т/м^3. Исходя из пропорции, получаем:

$$q^н = C_{орг} \cdot \rho \cdot \delta^л \cdot \beta^{ХБА}_{C_{орг}} \frac{K}{1-K} \cdot 10^{-4}\ т/м^3;$$

$$q^г = \frac{C_{орг}}{C^г} \cdot \rho \cdot \gamma^г \cdot 10^{-2}\ т/м^3.$$

Это и есть реализованный $П_{нм}$ и $П_{тм}$ породы в весовых единицах. Для УВ газов от весовых единиц можно перейти к объемным. Поскольку грамм-молекула любого газа в нормальных условиях имеет объем 22,4 л, вес грамм-молекулы метана 16 г, этана 30 г, пропана 44 г. Условно можно принять вес грамм-молекулы

среднего горючего газа — метана с примесью тяжелых УВ за 22,4 г. Тогда 1 т такого газа при нормальных условиях будет иметь объем 1000 м^3 (10^3 м^3). Отсюда

$$q^г = \frac{C_{орг}}{C^г} \cdot \rho \cdot \gamma^г \cdot 10 \text{ нм}^3/\text{м}^3;$$

обычно употребляется обозначение нм^3 («нормальные» м^3), т.е. объем при нормальных условиях.

Перейдем к $П_{нм}$ и $П_{гм}$ НГМ-свиты. Для этого мы должны знать мощность НГМ-свиты и площадь развития, т.е. ее объем.

Поскольку и в пределах отдельных очагов НГО, и тем более в пределах всего НГБ ни мощность НГМ-свиты, ни концентрации $C_{орг}$ в ее породах, ни катагенез ОВ не остаются постоянными, для характеристики реализованного $П_{нм}$ и $П_{гм}$ НГМ-свит вводится понятие плотности эмиграции жидких и газообразных УВ ($Q^н$ и $Q^г$). Это понятие характеризует количество эмигрировавших УВ из НГМ-свиты определенной мощности (м) с площади 1 км^2 и имеет размерность т/км^2 для жидких ОВ и м^3/км^2 для газообразных УВ. Для того чтобы перейти от $q^н$ и $q^г$ к $Q^н$ и $Q^г$ подставляем в формулы параметры h (мощность в м) и единичную площадь в 1 км^2 = 10^6 м^2. Отсюда:

$$Q^н = C_{орг} \cdot \rho \cdot \delta^л \cdot \beta^{ХБА}_{C_{орг}} \frac{K}{1-K} \cdot h \cdot 10^2 \text{ т/км}^2;$$

$$Q^г = \frac{C_{орг}}{C^г} \cdot \rho \cdot \gamma^г \cdot h \cdot 10^7 \text{ нм}^3/\text{км}^2.$$

Для подсчета масштабов эмиграции УВ со всей площади развития НГМ-свиты, т.е. для определения целостного реализованного ее $П_{нм}$ и $П_{гм}$ составляются карты осредненных концентраций $C_{орг}$. Карты накладываются друг на друга и в результате выделяются участки, где все параметры принимаются неизменными. Для этих участков подсчитываются площади (S_1, S_2, S_3, ... , S_n), перемножением $Q^н$ и $Q^г$ на S получаем потенциал участка. Сумма этих потенциалов дает $П_{нм}$ и $П_{гм}$ НГМ-свиты.

$$\sum П^р_{нм} = \sum_{1-n} Q^н \cdot S; \quad \sum П^р_{гм} = \sum_{1-n} Q^г \cdot S,$$

где $\Sigma П^р_{нм}$ и $\Sigma П^р_{гм}$ реализованный $П_{нм}$ $П_{гм}$ НГМ-свиты в целом. Суммируя значения $\Sigma П^р_{нм}$ и $\Sigma П^р_{гм}$ для отдельных НГМ-свит, легко перейти к потенциалу очага НГО и НГБ в целом.

4.3. СОВРЕМЕННЫЕ КОНЦЕПЦИИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

Теория нефтегазообразования за два с лишним века прошла сложный путь становления. Начиная с трудов М.В. Ломоносова (1763), предсказавшего «рождение оной бурой материи ... из остатков растений под действием тепла Земли» (она именовалась «органической»). Органическая теория господствовала вплоть до начала 60-х годов XX в. Развитие ее неразрывно связано с именами Н.И. Андрусова, А.П. Архангельского, В.И. Вернадского, И.М. Губкина, Г.П. Михайловского, В.В. Вебера, В.А. Соколова, Г. Гефера, А. Леворсена, Г. Потонье, П. Траска, А. Трейбса, С. Энглера и др.

К середине века было доказано единство всех горючих полезных ископаемых (нефти, угля, газа, горючих сланцев), установлена генетическая связь нефти с ископаемым ОВ осадочных пород, разработаны критерии выделения нефтематеринских свит.

Широко распространенная в 40—50-е годы модель нефтеобразования, или «органическая» теория, рассматривала процесс образования нефти как преимущественно механическое отжатие глинами битуминозных (липидных) компонентов, уже образовавшихся в живом веществе и диагенезе в процессе погружения и уплотнения этих глинистых нефтематеринских пород.

Созданная в начале 60-х годов и получившая широкое развитие во всем мире в 70—80-е годы термокаталитическая концепция образования нефти в своей основе имеет химические реакции, протекающие в сравнительно узком температурном интервале; этот главный этап генерации УВ нефти органическим веществом был назван Н.Б. Вассоевичем главной фазой нефтеобразования (ГФН), а за рубежом — «нефтяным окном». Н.Б. Вассоевич предложил именовать концепцию нефтеобразования *осадочно-миграционной теорией*, а не органической или биогенной. Нефть образуется *абиогенным* путем, но источником ее является ОВ или кероген, захороненный в процессе осадконакопления. Его потенциал закладывается в живом веществе, формируется в диагенезе, реализуется в мезокатогенезе. Ход этого процесса определяется как внутренней структурой керогена, способом «упаковки» его основных элементов, так и внешними факторами — температурой, скоростью прогрева, строением нефтематеринской толщи, определяющим эмиграцию образовавшихся продуктов, составом минеральной матрицы, влияющим на каталитические процессы, происходящие в керогене.

Поскольку *залежь* нефти как объект поиска формируется только в процессе миграции жидких УВ, то «миграционная» для названия теории происхождения нефти необходимая составная

часть. Это название, по мнению Н.Б. Вассоевича, отражает связь как с осадочным процессом, так и с условиями формирования залежей нефти вследствие миграции.

Согласно разработанной концепции нефть и газ — образования стадийные, формирующиеся на определенных катагенетических уровнях преобразования, причем на каждом из них генерируются УВ определенного состава. На рис. 4.2 приведены схемы вертикальной зональности образования углеводородов; кривые генерации жидких флюидов на представленных схемах в целом сходны и заметно отличаются лишь для максимума генерации УВ газов. На схеме Е.А. Рогозиной и С.Г. Неручева (см. рис. 4.2.I) резко выделяется пик газогенерации, отвечающий главной зоне газообразования (ГЗГ) (угли К-ПА), — верхний пик генерации газа почти не проявлен. Н.Б. Вассоевич с соавторами (1974) отмечает незначительный максимум, соответствующий верхней катагенетической зоне газообразования; ниже выделяют пик газоконденсатов — на $МК_5$–$АК_1$ — ГЗГ. На схеме А.Э. Конторовича интенсивность газообразования в верхней зоне не уступает ГЗГ, а для сапропелевого ОВ верхнее газообразование даже более интенсивное.

Согласно вертикальной зональности генерации углеводородов в разрезе осадочных бассейнов распределены и залежи УВ флюидов. Без учета вертикальной миграции флюидов и их перетоков скопления УВ сверху вниз располагаются следующим образом (Вассоевич и др. 1967): в верхней части разреза ($ПК_1$–$ПК_2$) — небольшие залежи сухого газа; ниже ($ПК_3$–$МК_1^1$) залежи нафтено-метановой нефти и полусухого газа, в газовых шапках — полужирный и жирный газ; с глубиной ($МК_1^2$–$МК_2$) в нефтях возрастает содержание метановых УВ, твердых парафинов и легких ароматических УВ, в газовых шапках — жирный газ; ниже ($МК_3$) находятся залежи метаморфизованных, высокопарафинистых нефтей с повышенным содержанием нормальных алканов; еще ниже ($МК_4$) располагаются залежи газоконденсатов; в основании зоны МК — залежи сухого газа, а еще ниже — только метан. В распределении залежей разного фазового состава УВ по вертикали отмечается сдвиг вверх примерно на половину градации относительно максимума генерации соответствующих флюидов.

Такое распределение залежей УВ свойственно только первичным или сингенетичным скоплениям, не претерпевшим значительных перемещений. В природе обычно этот генетический ряд УВ скоплений нарушается за счет перетоков флюидов, состав первичных нефтей при этом претерпевает существенные изменения. В целом же для большинства бассейнов сохраняется зональность сверху вниз: газ–тяжелая нефть–легкая нефть–газоконденсат–

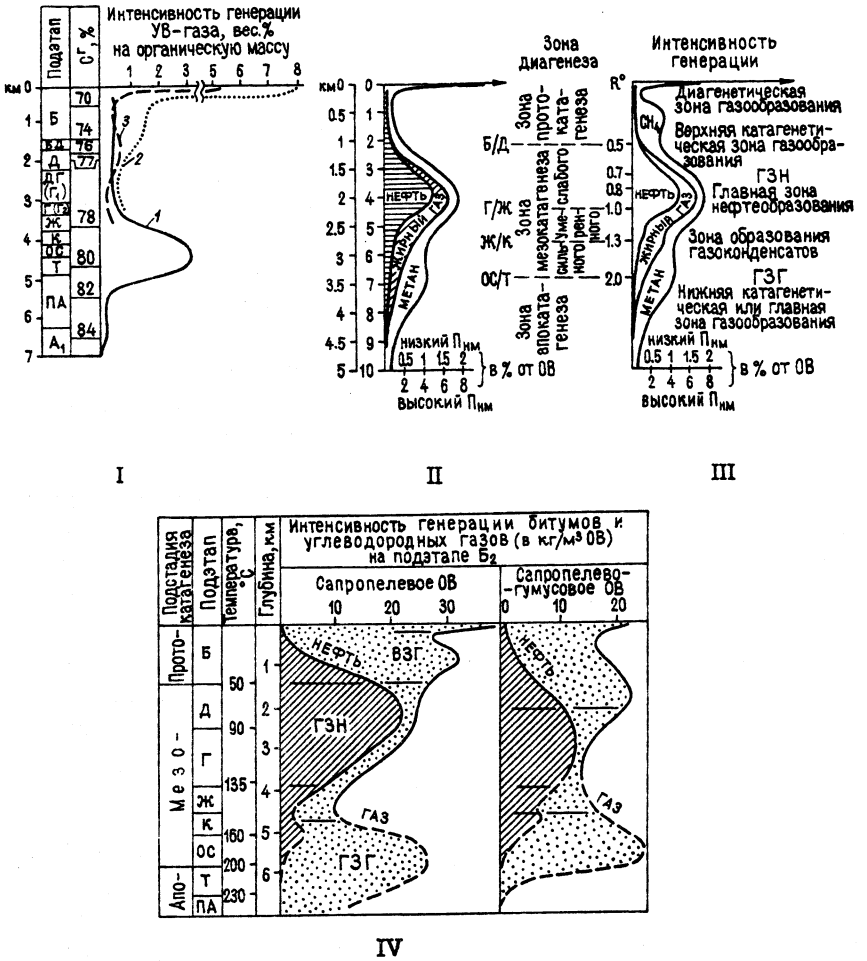


Рис. 4.2. Схемы вертикальной зональности образования углеводородов: I — по Рогозиной, Неручеву, Успенскому (1974). Интенсивность генерации углеводородного газа рассеянным ОВ пород: *1–3* — кривые интенсивности генерации газа: *1* — сапропелевым рассеянным органическим веществом (РОВ) пород (в % на органическую массу буроугольной стадии $С^г = 68\%$), *2, 3* — сапропелевым и сапропелево-гумусовым РОВ (в % на органическую массу средней буроугольной стадии) по данным А.Э. Конторовича и Е.А. Рогозиной; II — по Вассоевичу и др. (1974). Схема вертикальной зональности генерации метана, жирного газа ($С_2$–$С_4$) и нефти органическим веществом в процессе литогенеза R^o– отражательная способность витринита в масле; $П_{нм}$ — нефтематеринский потенциал — выход УВ (% от содержания $С_{орг}$ на данном этапе катагенеза); III — по Вассоевичу (1974); IV — по Конторовичу и др. (1974). Интенсивность генерации битумоидов и углеводородных газов седикахитами в зоне катагенеза: ВЗГ — верхняя зона интенсивного газообразования; ГЗН — главная зона нефтеобразования; ГЗГ — глубинная зона интенсивного газообразования (схема в связи с необходимостью ее сопоставления со схемами других авторов несколько упрощена и выровнена по масштабам глубин)

газ. В отдельных случаях между нефтью и «верхним» газом появляются залежи «верхних» газоконденсатов. Нарушение указанной зональности может быть связано не только с перетоками и миграцией, а также с изменением состава исходного ОВ.

Таким образом, в конце 60-х годов в решении проблемы генезиса нефти произошел качественный скачок — была создана концепция о главных фазах нефте- и газообразования, в целом теория стадийности нефтегазообразования. Нефтегазообразование стало рассматриваться как историческое явление, тесно связанное с определенными стадиями эволюции осадочного бассейна. Было конкретизировано представление об очаге генерации УВ как естественно-природном объекте, определяющем в пространстве и времени возможность и масштабы нефтегазообразования. Эта концепция, созданная в конце 60-х годов Н.Б. Вассоевичем и развитая в работах Х.М. Акрамходжаева, С.Г. Неручева, Е.А. Рогозиной, Ю.И. Корчагиной, А.Э. Конторовича, А.А. Трофимука, а за рубежом Д. Вельте, В. Тиссо, Дж. Ханта и др., подтвердилась на примере разновозрастных и разнофациальных толщ в многочисленных бассейнах мира. И если проблему исходного вещества для нефти и газа можно считать решенной на определенном уровне, то проблема механизма нефтегазообразования, являющаяся ключевой, требует уточнения и детализации.

С середины 80-х годов начинается новый этап в понимании и познании процессов нефтегазообразования. Он связан, с одной стороны, с совершенствованием методов изучения вещества как органического, так и минерального, с другой стороны, с влиянием на нефтегеологическую науку вообще и на проблему нефтегазообразования в частности новых тектонических концепций.

С развитием геохимических исследований, с совершенствованием аналитических приемов, расширением диапазона изучаемых объектов как региональных, так и вещественных эта концепция усложнялась и «кривая нефтеобразования», предложенная Н.Б. Вассоевичем, приобретала все более сложную форму.

Динамика процессов нефтегазообразования для различных типов нефтематеринских пород не одинакова. Основные положения термокаталитической (генерационной) модели нефтеобразования и границы выделения ГФН были разработаны на примере терригенно-глинистых образований. В эту модель нечетко вписывались карбонатные толщи, на специфику процессов нефтеобразования, о которых указывали Т.К. Баженова, В.В. Иванов, И.Б. Кулебакина, З.А. Мишунина и др.

Образование нефтей в протокатагенезе

Участие УВ ранней протокатагенетической генерации в нефтеобразовании уже давно признается многими исследователями. Остается дискуссионным вопрос о масштабах ранней генерации или формирования незрелых нефтей и возможности образования ими собственных промышленных скоплений.

В генеральной рассмотренной выше эмпирической модели подстадия протокатагенеза рассмотрена интегрально на уровне одной градации, а, как установлено на примере различных бассейнов мира, генерация протокатагенетических, или незрелых нефтей изменяет интенсивность и динамику нефтеобразования в ГФН. Концепция протокатагенетического нефтеобразования рассмотрена на примере кремнистых толщ Тихоокеанского региона (Баженова, 1991). Установлены две группы незрелых нефтей. Первая группа включает нефти, генетически связанные с нормально-морскими, относительно глубоководными толщами, содержащими бактериально-фитогенное УВ. Это нефти биогенных силицитов Камчатки, Сахалина, Калифорнии, некоторые нефти доманикового горизонта Волго-Уральской области. Вторая группа объединяет незрелые нефти и конденсаты, генетически связанные с нефтематеринскими толщами, накопленными в континентальных обстановках и содержащими ОВ, обогащенное резинитом и экзинитом. В обеих группах выделяются нефти с высоким содержанием серы. В первой группе — это некоторые нефти формации Монтерей (бассейн Санта-Мария), генерированные морским ОВ, но чрезвычайно обогащенным серой, — кероген П-S. В группе континентальных нефтей — это нефти фаций гиперсоленых озер (например, нефти некоторых бассейнов Восточного Китая).

Особенностью всех незрелых нефтей является их обогащенность смолисто-асфальтеновыми компонентами. В основном это тяжелые нефти, и если среди них встречаются нефти относительно легкие, как например, нефти месторождения Окружное Восточного Сахалина, то содержание смолисто-асфальтеновых компонентов в них достаточно высокое (достигает 24%). Исходное ОВ нефтематеринских кремнистых толщ Сахалина и Камчатки по генезису отвечает типично сапропелевому, по составу отличается повышенным содержанием гетероэлементов и структурой. Такой состав обусловлен значительным вкладом бактериального ОВ, присутствие которого подтверждено соответствующими биомаркерами. Процессы деструкции подобного ОВ будут протекать несколько иначе.

На примере многочисленных разрезов Сахалина и Камчатки было показано, что синбитумоиды кремнистых НМ толщ на ранних градациях катагенеза (до $ПК_3$) обогащены смолисто-

асфальтеновыми компонентами, резкое сокращение которых происходит к концу протокатагенеза. Источником УВ в протокатагенезе, очевидно, являются смолисто-асфальтеновые компоненты синбитумоидов, т.е. компоненты, содержащие гетероэлементы — кислород, серу, азот.

Опыты по термолизу различных фракций ОВ нефтематеринской толщи Восточного Сахалина — пиленгской свиты, показали, что эти нефти, так же как УВ битумоидов пиленгской свиты, генетически не связаны с керогеном, точнее с теми структурными элементами керогена, которые сформировались к среднему протокатагенезу. Образование этих флюидов происходило прежде всего за счет растворимого смолисто-асфальтенового комплекса, обогащенного кислыми компонентами. Этот комплекс содержит в значительном количестве гетероэлементы. В диагенезе гетероэлементы частично в зависимости от структуры, молекулярного веса и способа упаковки, или попадают в растворимую часть ОВ — битумоиды, или в большей части участвуют в формировании керогена, при этом в значительной степени разрыхляют его структуру.

Количественный расчет расхода образовавшихся в протокатагенезе, проведенный с использованием результатов экспериментов Р. Исиватари показал, что смолисто-асфальтеновый (липидный) комплекс на образование летучих расходует 15% и жидких, главным образом УВ — 70% своей массы; кероген на производство УВ на этом этапе расходует всего 5–6%, а летучих — 20% своей массы, т.е. количество образовавшейся в протокатагенезе нефти определяется долей липидов в исходном ОВ.

Уходу новообразованных жидких продуктов из непосредственного очага генерации, а также миграции внутри НМ толщи способствует огромное количество летучих компонентов (воды и двуокиси углерода), генерированных одновременно с жидкими УВ. Образование УВ из твердых компонентов ОВ (керогена и/или асфальтена) идет ступенчато с формированием жидкого гетероатомно-углеводородного продукта, который в свою очередь генерирует жидкие УВ и/или остается неизменным, образуя залежи незрелых асфальтов. По мнению Дж. Ханта, 40% залежей асфальтов, известных в мире, образовались в диагенезе (протокатагенезе).

Таким образом, образование УВ в протокатагенезе в ощутимых количествах или формирование незрелых нефтей происходит в толщах, содержащих ОВ, изначально обогащенное липидными (битуминозными) компонентами, содержащими в повышенных концентрациях гетероэлементы. В кайнозойских кремнистых толщах это бактериально-фитогенное ОВ со значительной долей

битуминозных компонентов, образовавшихся из липидов запасных веществ фитопланктона и бактериальных липидов. «Ранние» нефти будут генерироваться в значительных количествах далеко не любым ОВ, а только тем, в структуре которого заложены предпосылки «ранней генерации». Формирование промышленных залежей собственной протокатагенетической нефти возможно при небольших миграционных потерях, т.е. при близости коллектора. Наиболее благоприятной ситуацией является совмещение нефтематеринских и коллекторских свойств, т.е. формирование залежей аутигенных нефтей.

Нефтеобразование в угленосных толщах

Последние два десятилетия ознаменовались новыми открытиями месторождений нефти в континентальных угленосных толщах. Такие бассейны с преимущественно континентальным выполнением широко распространены в Китае, Австралии, Юго-Восточной Азии. На более жесткие условия проявления ГФН в толщах с гумусовым типом ОВ обратил внимание еще Н.Б. Вассоевич. Известна и альтернативная точка зрения для континентального ОВ, обогащенного экзинитом и резинитом (бассейн Маккензи в Канаде, Махакам-дельта). До сих пор дискуссионен и недостаточно разработан вопрос о возможности генерации жидких УВ в угленосных толщах. Наиболее распространена точка зрения, что генерировать нефть может не весь уголь, а только его липоидные компоненты — воски, коровые ткани, споры, пыльца, кутикула, смоляные тела и т.д. Некоторые исследователи полагают, что и витринит и даже инертинит могут участвовать в генерации жидких УВ.

Нефте- и нафтидопроявления известны в угольных бассейнах различного возраста, так же, как и в нефтегазоносных бассейнах часто присутствуют угольные пласты. Большую работу по сбору и анализу этих данных провели М.В. и А.М. Голицины. Они подчеркивают, что Западная Сибирь представляет собой не только крупнейший нефтегазоносный мегабассейн, но и крупнейший угольный бассейн с углями позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Наиболее угленасыщена юрская тюменская свита и меловые — танопчинская и покурская свиты.

Мезозойские угли сложены гумусовым и сапропелево-гумусовым ОВ с повышенным содержанием компонентов групп витринита и лейптинита. Юрские угли (тюменская свита) характеризуются повышенным содержанием водорода (до 7,3%), что свидетельствует о повышенном содержании в них микрокомпонентов группы лейптинита. Это позволяет предположить, что эти угли могут генерировать не только газообразные, но и жидкие УВ.

Проявления нефти, вязких и твердых нафтидов отмечены во многих угленосных бассейнах: Донецком, Карагандинском, Ленском, Таймырском, Печорском, Львовско-Волынском, Кизеловском и др. Особенно широко распространены нефтепроявления в Кузнецком угольном бассейне. Для северных районов Кузбасса, где развиты малометаморфизованные угли марок Д и Г ($МК_1$ и $МК_2$), характерно наличие нефтей смолисто-асфальтеновых, нафтеновых, с малым количеством парафинов.

В южных районах бассейна, где развиты более метаморфизованные угли, появляются метановые высокопарафинистые нефти с малым содержанием смол и полным отсутствием асфальтенов. Более напряженные термодинамические условия способствовали здесь метанизации нефти.

В газах Кузнецкого угольного бассейна повышенные концентрации тяжелых УВ (этана до 30%, пропана 8–22%, бутана 5–7%) приурочены к области распространения газовых и жирных углей. В районах развития углей марок К, ОС и Т содержание тяжелых УВ не превышает 1–2%, хотя иногда и увеличивается в зонах тектонических нарушений.

Максимумы содержания тяжелых УВ в угольных газах совпадают с площадями развития нефтепроявлений в пластах угля в зонах нарушений.

В целом, нефти угольных бассейнов высокопарафинистые, а угли, с которыми пространственно и генетически связаны нефти, характеризуются повышенным содержанием лейптинитовых компонентов (5–35%). Интересные исследования по возможной генерации жидких УВ гумусовыми углями, бедным лейптинитом, приведены по австралийским бассейнам Купер и Боуэн. Пермское ОВ в них имеет континентальный генезис и представлено группой инертинита (до 80%). В то же время бассейн Купер содержит не только заметные ресурсы газа, но и несколько мелких нефтяных месторождений. Расчет содержания ОВ в породе с учетом только компонентов групп витринита и лейптинита (0,15–0,35%) и (1,5–2,5%) с учетом группы инертинита привел Б. Томаса и М. Смита к выводу, что и инертинит участвует в генерации не только газообразных, но и жидких УВ.

Экспериментальные исследования генерационной способности различных микрокомпонентов углей позволили Д. Мурчисону установить следующую последовательность генерации флюидов.

Первым, еще на ранней стадии (протокатагенез), при температуре 40–60°С в процесс генерации вступает инертинит и генерирует метан и легкие УВ. С переходом в каменноугольную стадию инертинит генерирует лишь газ. Группа витринита прекращает генерацию тяжелых УВ при температуре 80–100°С (стадия

$МК_1$–$МК_2$). Замыкают этот ряд липоидные компоненты, которые дают максимум генерации тяжелых УВ при температуре 110–140°С ($МК_3$–$МК_4$).

Практический интерес с точки зрения генерации жидких УВ, очевидно, имеют только угли, обогащенные водородом, каковыми, прежде всего являются угли с повышенным содержанием лейптинитовых компонентов. При этом необходимо учитывать и повышенную сорбционную способность углей, затрудняющих эмиграцию УВ, и несравненно более низкие значения коэффициентов эмиграции жидких УВ. В то же время газы, генерируемые углем на разных этапах их преобразования, являются прекрасными агентами эмиграции и переноса флюидов в вышележащих толщах.

О неорганических концепциях происхождения нефти

Происхождение нефти, как и происхождение жизни, является фундаментальной проблемой естествознания и останется таковой, видимо, и в XXI в. Как только нефть стала известна человечеству и ее начали использовать, появились попытки объяснить ее происхождение. Начиная с А. Гумбольта (начало XVIII в.) основным доводом в пользу неорганического происхождения нефти было обнаружение углеводородов в продуктах деятельности вулканов. До середины XIX в. использовалась только нефть естественных выходов, распространение их пространственно тяготело к областям тектонически активным — Средиземноморье, Венесуэла, Калифорния. Поэтому нефтепроявления и соответственно генезис нефти стихийно связывался с эндогенными процессами, т.е. «неорганики» появились ранее сторонников органического происхождения нефти.

Научные концепции неорганического происхождения нефти возникли во второй половине XIX в. К этому времени относятся успешные эксперименты по неорганическому синтезу сложных органических соединений, в том числе углеводородистых соединений (М. Бертло, С. Клоец), позволившие высказать идею о минеральном синтезе нефти. В 1877 г. Д.И. Менделеев выдвинул концепцию минерального образования нефти (*карбидная* гипотеза), которая получила широкое распространение прежде всего благодаря авторитету выдающегося химика, хотя сам автор подчеркивал гипотетичность своей концепции. Суть карбидной гипотезы Д.И. Менделеева сводится к тому, что нефть может образовываться в глубоких недрах Земли в результате действия воды на углеродистые металлы-карбиды согласно реакции:

$$Fe_2C + 4H_2O = 2Fe(OH)_2 + CH_4.$$

Д.И. Менделеевым была сделана попытка получить нефть по этой реакции экспериментальным путем. Он обрабатывал белый зеркальный чугун соляной кислотой и получал бурую пахучую жидкость, напоминающую нефть. Д.И. Менделеев описывал химизм процесса, который имеет место при взаимодействии углеродистого железа с водой. Основываясь на сходстве реакций этого соединения с кислотой (HCl) при нормальной температуре, а также с водой при накаливании, он подчеркивает, что в обоих случаях выделяется водород; с железом соединяется либо галоген, либо кислород, а водород соединяется с углеродом, образуя углеводороды. Причем в зависимости от условий реакции и соотношения реагирующих компонентов могут образовываться углеводороды разного состава:

$$2Fe_2C + 6H_2O = 2Fe_2O_3 + C_2H_4 + 4H_2,$$

$$2Fe_2C + 6H_2O = 2Fe_2O_3 + C_2H_6 + 3H_2.$$

Присутствие карбидов металлов в глубоких недрах Земли Д.И. Менделеев предполагал на основании обнаружения их в метеоритах.

В 1877 г., когда была высказана эта гипотеза, был известен всего один природный карбид металла — когенит — карбид железа, открытый в веществе метеоритов и затем обнаруженный вместе с самородным железом в составе базальтоидов на Земле. Немногим позже, также в метеоритах, был открыт карбид-муассанит (SiC), найденный впоследствии на Земле. За прошедшие вслед за этим более, чем 100 лет число карбидов металлов возросло незначительно, и сейчас их известно всего 5. Карбиды, за исключением SiC, до сих пор не обнаружены в составе ксенолитов, выносимых с больших глубин. Поэтому предположение о широком распространении карбидов в глубоких слоях в настоящее время нет оснований подтверждать или опровергать.

В 1889 г. профессором В.Д. Соколовым была выдвинута гипотеза о *космическом* происхождении нефти. Автор обратил внимание на присутствие углеводородов в метеоритах, хвостах комет и других космических телах. Он считал, что нефть представляет собой продукт синтеза элементов углерода и водорода на ранней стадии существования Земли и других планет, когда вещество существовало в газовой фазе. В процессе охлаждения УВ поглощаются магмой, а впоследствии выделяются в виде эманаций, образуя залежи в благоприятных для скопления участках земной коры.

В 50–60-е годы гипотезы неорганического образования нефти разрабатывалась в двух научных центрах: в Ленинградском ВНИГРИ (Н.А. Кудрявцев, Н.С. Бескровный) и на Украине во Львове (Г.Н. Доленко, Э.Б. Чекалюк, И.В. Гринберг и др.). Н.А. Кудрявцев придавал ведущую роль в формировании месторождений нефти глубинным разломам. Что касается механизма образования

нефти, то он допускал различные механизмы ее генезиса: согласно карбидной гипотезе Д.И. Менделеева, путем синтеза окиси углерода и водорода, а также синтезом простых углеводородных радикалов (CH, CH_2, CH_3), выделяющихся последовательно из магмы при ее охлаждении. Предпочтение Н.А. Кудрявцев отдавал последнему пути, полагая, что в силу высокой реакционной способности радикалы легко вступают в реакции, образуя углеводороды разного состава и строения.

Взгляды Н.А. Кудрявцева на образование нефти из углеводородных радикалов развивал И.В. Гринберг, который тоже считал УВ радикалы основными исходными «кирпичиками» при образовании нефти. Эти радикалы (CH, CH_2, CH_3) согласно концепции И.В. Гринберга, образуются при процессах деструкции карбонатов и воды при высоких температурах (более 700°С) в верхней мантии и/или глубоких зонах земной коры в вакуумных реакционных ловушках, формирующихся в узлах пересечения глубинных разломов. В зависимости от соотношения метильных и метиленовых групп формируются нефти разного состава: при избытке метильных групп — алканы, при преобладании метиленовых — цикланы, арены формируются при наличии кроме метила и метилена, свободного углерода.

Э.Б. Чекалюк полагал, что нефть образуется в условиях высоких температур (более 1200°С) и давлений в астеносферном слое, где углеводороды находятся в термодинамически уравновешенном состоянии, т.е. он рассматривал углеводороды как высокотемпературный продукт, возникающий в результате восстановления воды и углекислоты в присутствии окислов железа.

Высокотемпературное образование нефти критиковали сами «неорганики». Так, Л.Н. Капченко (1963), вскоре перешедший к «органикам», много занимавшийся термодинамическим и термохимическим синтезом УВ, пришел к выводу, что синтез УВ начинается при достижении надкритическим флюидом температур 500–600°С, но наиболее интенсивно, вероятно, протекает при более низких температурах — 200–400°С, что отвечает уже этапу гидротермальной деятельности.

Сторонники абиогенного генезиса нефти объясняют ее образование согласно реакции Фишера—Тропша (эта реакция впервые была предложена русским химиком Н.А. Орловым). Каталитический синтез углеводородов из окислов углерода и водорода давно освоен химической промышленностью. Его осуществляют при температурах 150–300°С, в качестве катализаторов используют кобальт, никель, платину и элементы VIII группы, нанесенные на носители (алюмосиликаты, диатомиты и др). Образование УВ происходит согласно реакциям:

$$3CO + 7H_2 \rightleftarrows C_3H_8 + 3H_2O,$$

$$2CO + 4H_2 \rightleftarrows C_2H_4 + 2H_2O,$$

$$CO + 3H_2 \rightleftarrows CH_4 + H_2O.$$

Общий вид реакции Ф. Фишера, П. Тропша:

$$nCO + (2n + 1)H_2 \longrightarrow \underset{\text{н-алканы, изоалканы, олефины, ароматические УВ}}{C_nH_{2n+2}} + n\,H_2O$$

Жесткие термобарические условия, катализатор — металлы VIII группы в восстановленном виде

Согласно реакции Фишера–Тропша при разных условиях могут быть образованы н-алканы, олефины, в незначительных количествах — изоалканы и ароматические УВ, но ни изопреноиды, ни нафтены, широко распространенные во всех природных нефтях, таким путем синтезированы не были.

В природе встречаются указанные металлы и алюмосиликаты, в природных газах присутствуют водород и окислы углерода, источником водорода может быть и вода, т.е. теоретически синтез УВ в природных условиях по реакции Фишера—Тропша возможен. Правда, природные газовые смеси далеки от необходимых для образования УВ стехиометрических соотношений, кроме того, смеси могут содержать примеси, например сернистых и азотистых соединений, являющихся ядами для металлических катализаторов синтеза УВ. Таким образом, образование УВ путем синтеза CO и H_2 протекает на чистых катализаторах (кобальт, никель, палладий и другие металлы VIII группы) в восстановленном виде при повышенных температурах и давлениях, а главное, что для нее необходимо строго нормированное соотношение компонентов системы, что в природных условиях вряд ли имеет место.

В пользу эндогенного происхождения УВ природных газов часто используется повышенная концентрация в них гелия и водорода, хотя их присутствие еще не является показателем глубинного источника. Для установления связей газов с конкретными источниками необходимы четкие генетические метки в самих газах. Критерием генезиса газов часто бывает их изотопный состав. В табл. 4.3 приведены изотопные характеристики, присущие газам коры и мантии. Как видно, приведенные значения для большинства газов не однозначны.

Единственным газом, изотопный состав которого в мантийном и коровом резервуарах резко различен, является гелий. Содержание ^3He в современном мантийном гелии в тысячу раз больше, чем в чисто радиогенном, коровом. В качестве индикатора мантийной компоненты в подземных флюидах используется от-

Таблица 4.3

Изотопный состав газов коры и верхней мантии (Прасолов, 1988)

Изотопный показатель	Кора	Мантия
$\delta^{13}C_{CH_4}$ ‰	−80...−10	−10(более −35)
$\delta^{13}C_{C_2H_6}$ ‰	−60...−10	−10(более −30)
$\delta^{13}C_{CO_2}$ ‰	−25... +5	−7
$\delta^{15}N_{N_2}$ ‰	−20...+20	−2... +2
$^4He/^{40}Ar$ рад.	2−100	0,8−1,0
$^{40}Ar/^{36}Ar$	$3 \cdot 10^2$−10^5	10^4
$^3He/^4He$	$(1-4) \cdot 10^{-8}$	$(0{,}9-1{,}5) \cdot 10^{-5}$

ношение концентраций $^3He/^4He$, обозначаемое через R, которое в коровом радиогенном гелии $R = 10^{-8}$, а в объектах, связанных с дегазацией мантии эта величина $R = 10^{-5}$.

Наличие ювенильной примеси гелия позволяет оценить и возможную долю углеродсодержащих газов и прежде всего метана, мантийного генезиса. Эта оценка была проведена двумя независимыми способами Э.М. Прасоловым, И.Н. Тостихиным (1987) и Б.Г. Поляком с соавторами (1996) расчетным способом, основанным на балансе этих газов в «недиссипирующей» атмосфере, и эмпирическим — на основе многочисленных изотопных исследований фумарольных газов срединно-океанических систем. Установлено, что в современной мантии соотношение $CH_4/^3He = 10^6$.

Характер распределения этого отношения в газах вулканических областей показывает, что только в некоторых образцах природных газов Камчатки доля мантийных флюидов составляет первые проценты, в подавляющем же числе образцов, в том числе и в газах формации зеленых туфов Японии, они составляют 0,1–0,001%. Сходная картина соотношения концентраций метана и изотопов гелия отмечена и для газов грязевых вулканов России (рис. 4.3). Даже в наиболее обогащенных мантийным флюидом образцах, т.е. газах вулканов Восточной Грузии и Сахалина, их доля не превышает сотых долей процента, в подавляющем большинстве случаев она < 0,0001%. Б.Г. Поляк с соавторами приводят данные о характере распределения соотношения $CH_4/^3He$ в газах нефтяных и газовых месторождений разных регионов мира. Независимо от возраста и состава коллектора в газах нефтяных и газовых месторождений это отношение выше на 5–6 порядков, что указывает на преобладание в них метана немантийных источников, т.е. мантийная составляющая изменяется от 0,01 до 0,00001% (Поляк и др., 1996).

Неорганические концепции происхождения нефти существуют и поныне. Интерес к ним понятен. С точки зрения биогенного

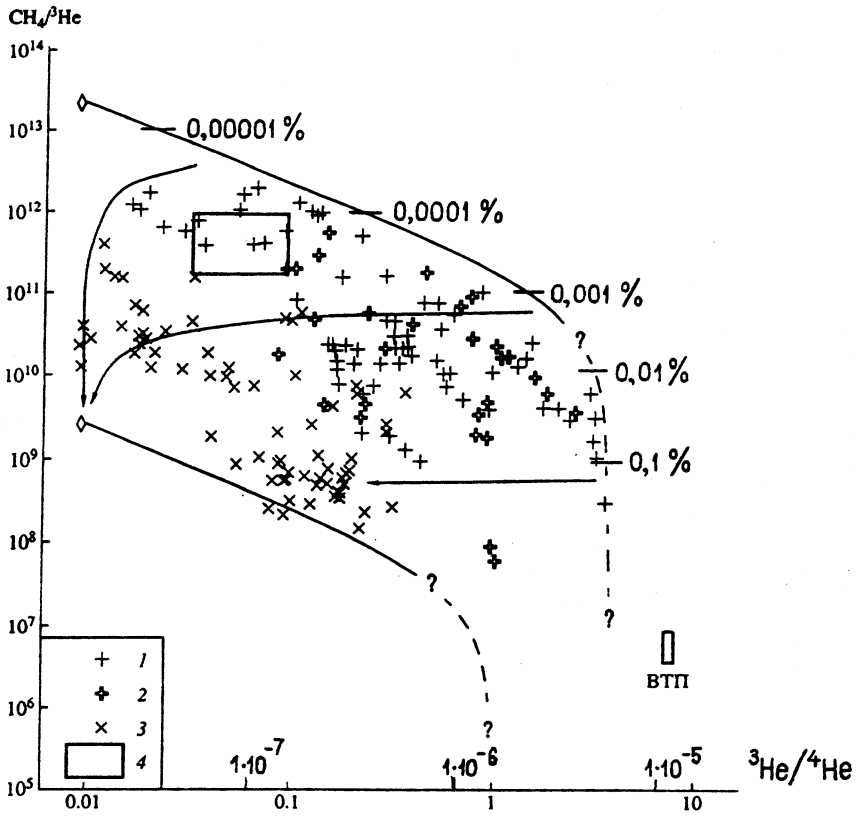


Рис. 4.3. Соотношение концентраций метана и изотопов гелия в залежах природного газа разных районов мира и эманациях грязевых вулканов Керченско-Таманской области: *1–3* — возраст коллекторов газовых залежей: кайнозойский (*1*), мезозойский (*2*), палеозойский (*3*); *4* — поле фигуративных точек грязевых вулканов; ВТП — то же, гидротермальных флюидов Восточно-Тихоокеанского поднятия (по Поляку)

исходного вещества нефти, ресурсы нефти и газа на Земле определяются ОВ осадочных пород и поэтому они исчерпаемы не в таком далеком будущем. Смириться с этим трудно, и хотелось бы найти источник более «надежный» и длительного действия, каковым и представляется мантия. В пользу концепции «неорганики» приводят доводы, какие, по их мнению, биогенная теория не может объяснить. К числу таких фактов относятся следующие: неравномерность распределения на Земле ресурсов нефти и газа; существование супергигантских скоплений УВ сырья; приуроченность многих месторождений к разрывным нарушениям; наличие залежей нефти и газа в изверженных породах; присутствие углеводородных газов, главным образом метана, в вулканических эманациях, изверженных породах фундамента; повышенная металлоносность твердых нафтидов, обогащенность их ураном, редкими и редкоземельными элементами; возможность экспериментального абиогенного синтеза углеводородов; обнаружение жидкой нефти и твердых нафтидов в гидротермальных системах спрединговых зон океанов (таких нефтепроявлений известно более 100).

Коротко рассмотрев «неорганические» гипотезы происхождения нефти, следует отметить их слабую аргументированность. С позиций неорганического генезиса нефти нельзя объяснить характер распределения десятков тысяч месторождений нефти и газа, приуроченных к осадочным бассейнам, генетическую связь нефти с ОВ нефтегазоматеринских пород, доказанную на сотнях тысяч объектов разного возраста от докембрия до неогена.

Открытие бактериальной жизни в высокотемпературных гидротермах и биопродуктов жизнедеятельности бактерий в рудах глубоких зон океана значительно расширяет «сферу жизни». Бактериосфера — основа жизни на Земле; за счет нее биосфера увеличивается не только во времени, но и в пространстве, что, естественно, расширяет и возможности биогенного нефтегазообразования.

Неопровержимым доказательством биогенного генезиса нефти является ее молекулярный состав. Обнаружение в нефти и продуктах ее природного преобразования биохимических меток — хемофоссилий или биомаркеров, начиная с порфиринов, открытых А. Трейбсом (1934), позволило установить генетическую связь соединений нефти с определенными группами живого вещества. Ограниченное количество изомеров УВ в нефти — следствие избирательного накопления их в живых организмах, оптическая активность нефтей, отражающая хиральную чистоту биологических систем, — эти свойства нефти являются бесспорным свидетельством ее генетической связи с биогенным веществом. Исходное вещество нефти независимо от источника углерода — эндогенного, космического, биогенного — в своей предыстории обязательно должно пройти через «жизнь».

Современная концепция нефтегазообразования

В последнее время к вопросу о механизме нефтегазообразования стало возможно подойти с позиций общих законов трансформации горных пород при их нагреве, происходящем в процессе погружения. Теоретической основой для новых взглядов послужили идеи о саморазвитии и самоорганизации открытых неравновесных систем, разрабатываемые И.Р. Пригожиным, а применительно к геологии — Ю.М. Пущаровским (Пущаровский, 1995; Соколов, 1994).

Сущность подхода заключается в трех положениях: первое из них — в законе вертикальной тектонопетрологической расслоенности литосферы и верхней мантии, выражающейся в чередовании

зон уплотнения и разуплотнения. Второе — в том, что разуплотненные зоны представляют собой вместилища природных породных растворов и расплавов (ППРР). И третье положение определяется тем, что флюиды, насыщающие зоны разуплотнения, при нагреве значительно расширяются. Общепризнанной теории возникновения зон разуплотнения в земной коре пока не существует. Наиболее популярна концепция дефлюидизации. При погружении и нарастании температуры происходит трансформация физических свойств минералов и горных пород. Одни минералы переходят в другие. При этом их наименее связанные компоненты вытесняются из структуры минералов. Другими словами, происходит потеря летучих компонентов, которые включают прежде всего воду, а также углекислоту, жидкие углеводороды, различные газы. Происходит так называемая дегидратация или дефлюидизация пород, за счет которой создаются зоны разуплотнения насыщения растворами.

Из этого следует, во-первых, что нефть и газ, объединяемые понятием углеводородного раствора (УВР), есть не что иное, как тривиальный вариант сравнительно низкотемпературной дефлюидизации осадочных пород, обогащенных ОВ. Во-вторых, саморазвитие осадочного бассейна, испытывающего интенсивное погружение, приводит к созданию мощной системы восходящих тепловых потоков, активизирующих процессы нефтегазообразования во всем бассейне. Чем интенсивнее прогибание, тем выше уровень реализации нефтематеринского потенциала, накопленного данным бассейном.

Нефтегазоматеринский потенциал создается еще в живом веществе и формируется в диагенетический этап формирования НМ пород. Повсюдность распространения УВ в стратисфере дало основание для выделения углеводородной сферы Земли (увосфера). Увосфера, как и биосфера, и подземная гидросфера, не имеет четких ограничений, а располагается в виде углеводородных растворов в трещинно-поровом пространстве верхней части литосферы, образованной осадочными, метаморфическими и частично магматическими породами. Мощность увосферы зависит как от физико-химических условий сохранения УВ, так и от глубинного интервала существования в литосфере трещинно-порового пространства.

Таким образом, увосфера Земли представляет собой прерывисто-непрерывную среду в преимущественно осадочной части земной коры с переменчивой мощностью — от нескольких сотен метров до 15 км и более в утолщениях стратисферы и характеризующуюся неодинаковой концентрацией УВ растворов в различных частях разреза и площади.

Характерная черта увосферы — постоянное ее обновление. На смену разрушающимся соединениям и скоплениям в процессе эволюции земной коры приходят все новые и новые порции УВ, вновь образующие скопления.

Увосфера возникла на ранних стадиях существования Земли одновременно с появлением биосферы ранее 3,5 млрд лет назад, т.е. в раннем архее; она является результатом взаимодействия биосферы, гидросферы, литосферы и верхних оболочек мантии. Приуроченность нефти и газа к осадочным образованиям стратисферы является первым доказательством нефтеобразования за счет погребенной биосферы. Второе доказательство преемственности вещества нефти от былых биосфер связано с достоверными геохимическими свидетельствами биогенной природы нефти.

Биогеохимия нефти свидетельствует о том, что структурные и концентрационные характеристики, присущие хемофоссилиям нефти, не случайны, а отражают типы биогенных предшественников и процессы их трансформации в соединения нефти.

Достоверная генетическая информация, сохраненная молекулами-биомаркерами в составе нефти, о липидах и липоидах организмов палеобиоценозов как источниках вещества нефти создала основу биогеохимических реконструкций нефтеобразования.

Реконструкция химизма нефтеобразования свидетельствует о многоступенчатости природных процессов преобразования исходного биогенного материала в нефть. Нефтеобразование реализуется как ветвь ярко выраженной тенденции образования УВ в геохимической трансформации разных компонентов ОВ и прежде всего продуктов липидно-липоидного генезиса.

Нефтегазообразование следует рассматривать как саморазвивающийся процесс, сопровождающий осадочное породообразование и находящийся в тесной связи с развитием биосферы. Эта связь проявляется на протяжении всего круговорота органического углерода в цепи биосфера—увосфера—биосфера, который можно представить в виде многокольцевой спирали (рис. 4.4).

Каждое кольцо отвечает определенному этапу трансформации ОВ, происходящему по принципу порядок—беспорядок—порядок. Этот принцип выражается чередованием процессов деструкции и синтеза, протекающих под действием запасенной органическими соединениями при их биосинтезе «биологической» энергии и внешней тепловой энергии, соотношение которых определяет типы химических преобразований ОВ.

На первом этапе в условиях седиментогенеза и диагенеза имеют место биодеструкция основных групп биополимеров (жиров, белков, углеводов, лигнина) и геосинтез из продуктов их деструкции разного типа геополимеров, накапливающихся в осадке и

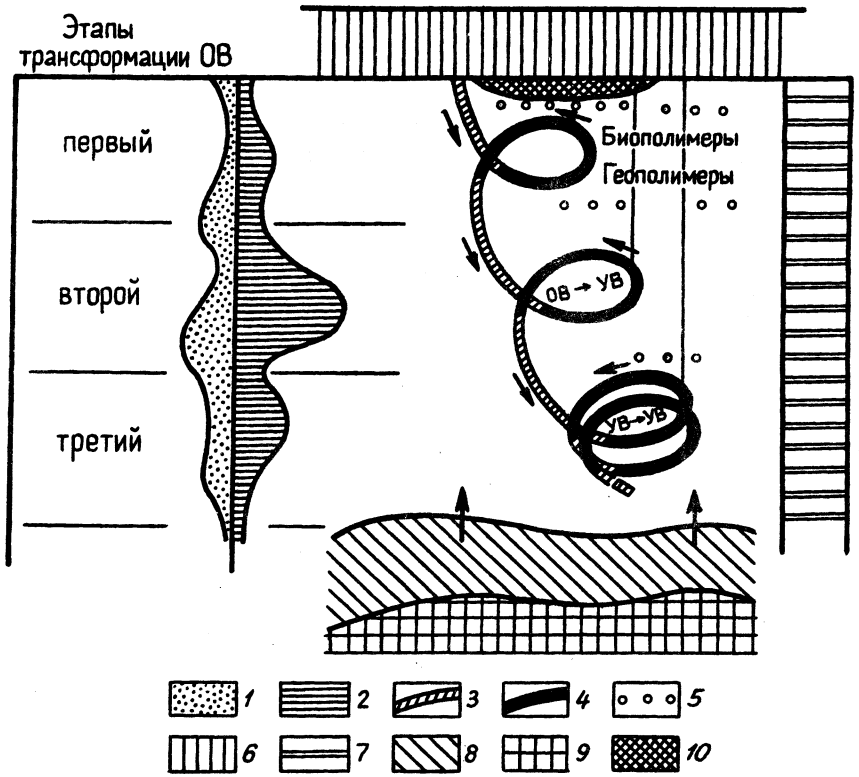


Рис. 4.4. Схема круговорота $C_{орг}$ в системе биосфера — углеводородная сфера—биосфера: *1* — газ; *2* — нефть; *3, 4* — стадии: *3* — деструкционная, *4* — синтеза; *5* — флюиды; *6* — биосфера; *7* — увосфера; *8* — породы фундамента; *9* — верхняя мантия; *10* — газогидраты; стрелки — направление процесса (движения) флюида

формирующих кероген осадочных пород. Генерирующиеся на этом этапе углеводородные газы главным образом уходят в гидросферу или в атмосферу.

Второй этап, протекающий в условиях катагенетической трансформации осадочных пород, характеризуется процессами термодеструкции геополимеров и термокаталитического синтеза нефтяных и газовых УВ из фрагментов липидных и изопреноидных соединений, высвобождающихся из керогеновой формы рассеянного ОВ. Миграционно-способные жидкие и газовые УВ, удаляясь из материнской породы, образуют углеводородные растворы, которые могут концентрироваться в виде скоплений нефти и газа. Именно на этом этапе реализуются главные фазы нефте- и газообразования, отвечающие за реальную нефтегазоносность осадочных бассейнов. На третьем и последующих этапах продуктами уже значительно истощенного ОВ являются газы.

Суммируя все сказанное, можно утверждать, что нефть и газ в осадочных бассейнах возникают в результате взаимодействия двух разнонаправленных вещественно-энергетических потоков. Один из них связан с погружением и катагенетическим преобразованием пород и рассеянного в них ОВ — продуктов жизнедеятельности биосферы, а другой — с подъемом кондуктивно-конвективного теплового потока, осуществляющего тепломассоперенос из недр Земли к ее поверхности. Нефтеобразование — саморазвивающийся автоколебательный процесс, контролируемый рядом объединенных в пространстве и во времени факторов как экзогенных, так и эндогенных.

ГЛАВА 5

МИГРАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ НЕФТИ И ГАЗА

Перемещение (миграция) подвижных веществ (флюидов) в горных породах еще далеко не изучено. Это очень важный вопрос, так как в результате миграции возникают скопления, залежи и месторождения углеводородов, некоторые из которых по своим масштабам порядка 10–12 млрд т нефти или триллионов кубометров газа поражают наше воображение. Основное внимание при изучении этой важной проблемы обращается на время начала и длительность миграции, способы миграции и их масштабы в земной коре, физико-химические особенности миграции.

В большинстве случаев нефть и составляющие ее углеводороды и другие соединения, такие как газ, генерированы не в тех породах, в которых находятся их скопления, поэтому всегда возникает вопрос, как они переместились из материнских пород в породы-коллекторы, слагающие природные резервуары. Этот процесс очень сложный, и далеко не все исследователи считают, что он происходит в природе в широких масштабах. Переход углеводородов из материнских пород в природные резервуары называется первичной миграцией. В некоторых случаях сами материнские породы в результате литогенетических процессов приобретают высокие фильтрационно-емкостные свойства (ФЭС) и в результате этого могут содержать нефть и газ способны отдавать их при разработке. В этом случае углеводороды, по-видимому, испытывают лишь минимальные перемещения.

5.1. ПЕРВИЧНАЯ МИГРАЦИЯ

Наиболее сложные вопросы связаны с первичной миграцией углеводородов из материнских пород, особенно с причинами начала этого движения. Исходное вещество (кероген), присутствующее в материнских породах как в дисперсной, так и в концентрированной форме, является источником основной массы углеводородных соединений. Для преобразования ОВ требуется энергия, частично она заключена в самих осадках и органическом веществе. В основном же повышение энергетического уровня происходит при погружении пород и росте температур в осадочном бассейне.

И.М. Губкин представлял первичную миграцию как вынос нефти из материнских пород водой в виде мельчайших капелек. Конечно это очень трудно себе представить, если материнскими породами являются очень тонкопоровые глины, из которых даже при очень большом давлении нефть трудно выжать. Тем не менее перемещение углеводородов все же происходит. При рассмотрении возможностей первичной миграции наибольшее внимание исследователями уделяется гипотезе о выносе углеводородов в виде растворов.

Растворимость углеводородов и нефтей

Исследованием молекулярной растворимости углеводородов и нефтей в воде занимались А.Н. Гусева, Е.Н. Парнов, Л. Прайс и др. В работах Л. Прайса анализировалась растворимость углеводородов и нефтей при температурах до 400°С и давлениях до 200 МПа. При поверхностных условиях давления и температуры 20–25°С жидкие углеводороды слабо растворяются в воде. Наибольшая растворимость (от 150 до 1700 мг/л) имеют арены, а наименьшую (24–62 мг/л) — н-алканы. Цикланы занимают промежуточное положение. Растворимость некоторых углеводородов в мл/л следующая: метан — 24,4; этан — 60,4; пропан — 62,4; н-бутан — 61,4; изобутан — 48,9; н-пентан — 38,5; изопентан — 48,8. Растворимость жидких углеводородов падает с увеличением их молекулярной массы. Растворимость н-октана при обычных условиях составляет 0,66, а н-нонана — 0,122 мг/л. Особенно резкое уменьшение растворимости н-алканов наблюдается, начиная с н-декана. При росте температуры растворимость алканов в воде возрастает, особенно в интервале 130–150°С, эту закономерность иллюстрируют кривые (рис. 5.1). Из кривых на рис. 5.2 следует, что относительная растворимость менее растворимых в воде углеводородов с большей молекулярной массой увеличивается с ростом температуры значительно сильнее, чем углеводородов с меньшей молекулярной массой. Возрастание давления несколько уменьшает растворимость. Различные компоненты нефтей, находящиеся в ней (смолисто-асфальтеновые соединения, нафтеновые кислоты и др.) растворяются в воде пропорционально их содержанию и в зависимости от соотношения их индивидуальных растворимостей.

Влияние концентрации солей в воде имеет обратную зависимость, при повышении минерализации растворимость будет падать. Изменение (снижение) растворимости бензола в пластовых водах различной минерализации при температуре 25°С и нормальном давлении показана на рис. 5.3.

Присутствие в воде растворенного газа также влияет на растворимость в ней углеводородов. Влияние газа зависит от степени

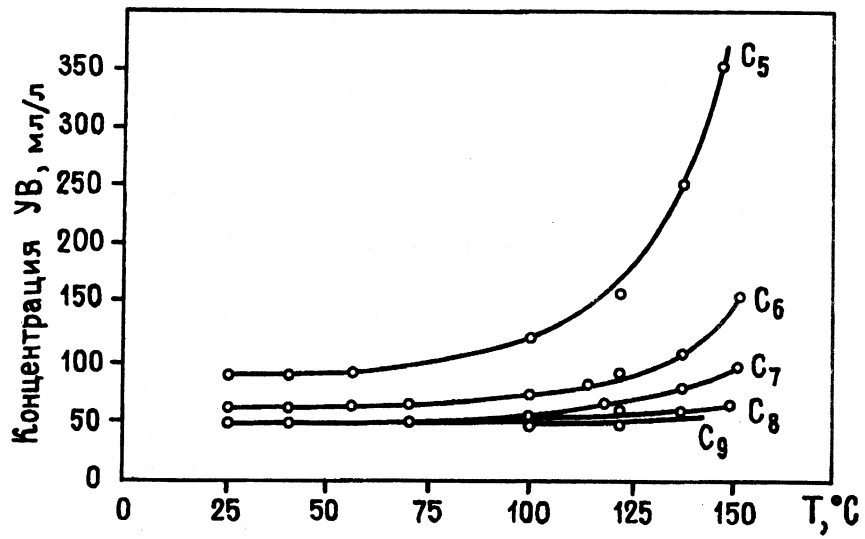


Рис. 5.1. Растворимость алкановых углеводородов в воде

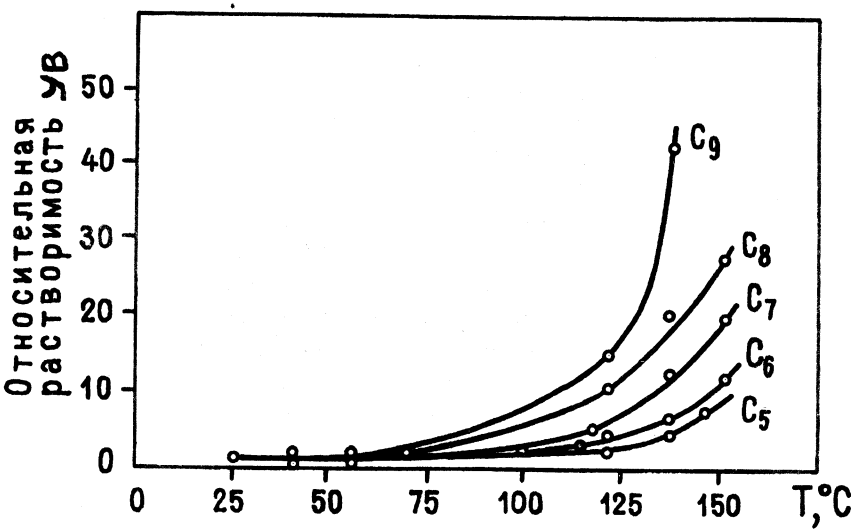


Рис. 5.2. Относительная растворимость углеводородов с различной молекулярной массой в воде с ростом температуры

насыщения им воды, состава газа, температуры и характеристики самого растворяющегося углеводорода. Судя по имеющимся данным, насыщение газом оказывает отрицательное воздействие на растворимость углеводородов до 180°С и положительное при более высоких температурах. О влиянии состава газов можно судить из опытов с различными газами. Отрицательное влияние газов на

растворимость в воде жидких углеводородов при температурах до 150°С увеличивается в ряду: азот—метан—этан—углекислый газ—пропан.

Л. Прайсом было исследовано влияние насыщения воды углекислым газом на растворимость в ней различных фракций нефти при температурах до 350°С и давлении до 150 МПа. Это влияние зависело от углеводородного состава фракции и температуры. При температурах ниже 250°С присутствие углекислого газа в воде снижало растворимость углеводородов от C_1 до C_{10}, а при более высоких температурах — увеличивало. Растворимость фракции с углеводородами C_{10}—C_{15} при температурах ниже 180°С уменьшалась в присутствии CO_2, но эффект был намного меньшим, чем для предыдущей фракции. При температуре выше 250°С влияние CO_2 на растворимость углеводородов фракции C_{10}—C_{15} все более и более усиливается. Растворимость углеводородов фракции C_{24}—C_{34} увеличивается в присутствии углекислого газа при всех температурах от 100 до 400°С. Различное влияние газа при высоких температурах на растворимость в воде компонентов нефти разной молекулярной массы может сильно изменять состав растворяющихся в воде смесей углеводородов.

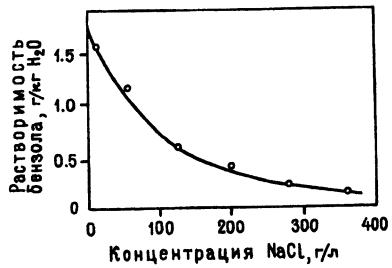


Рис. 5.3. Изменение растворимости бензола в воде при изменении ее минерализации

Величина концентрации растворенных углеводородов в свободной воде, выделяющейся из материнских отложений, по разным данным сильно колеблется. Существенное значение имеет не только температура. По-видимому, важно, в каком виде подходит вода к границе перехода от материнской толщи к коллектору. Если это только что оторвавшаяся связанная вода, обладающая повышенной растворяющей способностью, она приносит больше углеводородов. Вода, находящаяся уже какое-то время в свободном состоянии, несет меньше растворенных углеводородов. При переходе геохимического барьера на рубеже материнская порода—коллектор молекулярный водный раствор углеводородов попадает в новые условия (из более восстановительных в менее восстановительные или даже в слабо окислительные). Кроме того, у воды здесь, как правило, иная минерализация. В результате растворимость многих углеводородов резко изменяется, и многие из них, прежде всего алканы, выделяются в свободную фазу.

Первичная миграция углеводородов в виде водных молекулярных растворов

Миграция углеводородов в составе водной фазы представляет сложную проблему, все рассматривамые гипотезы относятся в основном к глинистым нефтематеринским породам. Для оценки достоверности первичной миграции в водных растворах необходимо иметь данные о растворимости углеводородов в воде (в разных ее видах) в различных пластовых условиях и о способности этой воды двигаться. Важно также иметь сведения об объемах воды, отжимаемых из материнских пород на различных стадиях уплотнения.

Вначале после седиментации вода составляет существенную часть осадка. Основное ее количество отжимается из одних осадков очень быстро, а из других (глинистых) отжимание свободной воды затягивается и происходит при уплотнении уже не осадков, а пород и погружении их до нескольких сотен метров (при этом имеются в виду условия шельфовых бассейнов с умеренной толщей воды, в глубоководных условиях действуют другие законы, там уплотнение сильно замедляется). На уровне ранних градаций протокатагенеза из осадка и молодой породы удаляется примерно 80% водной фазы. Это главным образом свободная вода, которая заполняет поровое пространство и не связана с минералами какими-либо особыми силами. В тонких порах вода удерживается капиллярными силами. Связанная же вода удерживается на поверхности минеральных частиц с разной степенью прочности. Вокруг зерен могут образоваться пленки связанной воды толщиной, соответствующей сумме диаметров даже нескольких десятков молекул. Наиболее прочно с кристаллической решеткой минералов связаны два ближайших слоя — химически связанная вода и прочно физически связанная вода. Эти приконтактные слои прижаты к поверхности минеральных частиц силами, которые создают давление в десятки МПа. К связанной воде в значительной мере относится вода, находящаяся в межслоевом (межпакетном) пространстве глинистых минералов. Особенно это относится к разбухающим глинистым минералам типа смектитов. По-видимому на поверхности решеток глинистых минералов диполи воды занимают фиксированное положение в определенных центрах, образуя своего рода жидкую кристаллическую структуру.

Изучение механизма высвобождения воды, в том числе связанной, из глинистых осадков было проведено М. Пауэрсом. В 1967 г. он пришел к двум основным выводам.

1. Переход большого количества связанной межслоевой воды в нормальную происходит при превращении монтмориллонита в иллит при достижении определенных глубин. Это преобразование характера воды имеет большое значение для изменения величины

пористости, проницаемости, возникновения аномального давления и начала миграции углеводородов из материнских пород. В некоторых случаях вода вызывает распреснение соленых пластовых вод. Это явление было названо второй стадией дегидратации (под первой стадией подразумевается удаление свободной воды). Расчеты, сделанные М. Пауэрсом, показали, что аномально высокое давление может быть объяснено возрастанием объема при отрыве наиболее близких к минеральным частицам молекул и образованных ими слоев связанной воды и переходе ее в свободное состояние. Это происходит, например во время трансформации, преобразования разбухающих минералов (например, монтмориллонита) в иллит или какие-то промежуточные формы. Плотность связанной воды имеет разные значения — от 1,04 до 1,4 г/см^3, а может быть и больше. При снижении плотности до величины близкой к единице, объем воды возрастает. При полной трансформации содержащегося в породе монтмориллонита объем свободной воды в породе увеличивается максимально. Это и является одной из причин возникновения аномально высокого давления.

2. В осадках, которые состоят из мало разбухающих глинистых минералов и содержат малое количество связанной воды, при переходе ее в свободное состояние увеличение объема заметно не чувствуется, не сказывается также ее влияние на минерализацию пластовых вод.

На примере молодых отложений, вскрытых скважинами в бассейне Мексиканского залива, Дж. Берст изучил данные процессы и пришел к выводу, что до глубины приблизительно 2830 м около 20% слоев в структуре глинистых минералов подвергаются дегидратации, а вода в них десорбируется. Эти слои трансформируются в неразбухающие разности (смектиты превращаются в иллиты). Ниже в интервале глубин 2830—4170 м количество преобразованных неразбухающих разностей достигает 65%, а количество десорбированой воды увеличивается. Как видно, существенное выделение воды (дегидратация) происходит в указанном диапазоне глубин, что в данных конкретных условиях в молодых отложениях соответствует температурному интервалу от 85 до 115°С. Температура для второй стадии дегидратации является главным управляющим фактором. В этот период происходит перестройка структуры самой воды. Дж. Берст подсчитал, что два прочно связанных водных слоя толщиной около 0,5 нм в пределах элементарной структурной ячейки с сторонами гексагона размером 0,9 нм (водный блок в пределах ячейки содержит восемь молекул воды) может иметь плотность 1,15 г/см^3, что значительно превышает плотность обычной воды в порах. При плотной упаковке в структуре прочно связанной воды не остается

места для чужеродных атомов, и поэтому она является химически очень чистой (рис. 5.4). При переходе воды из связанного состояния в свободное происходит уменьшение плотности и увеличение объема. Общее количество свободной воды в системе возрастает примерно на 15%. Можно сказать, что вторая стадия дегидратации представляет собой своеобразный скачок на фоне последовательных постепенных изменений. Этот скачок в глинистой материнской толще может совпадать по времени с главной фазой массовой генерации жидких углеводородов. Дальнейшая десорбция воды происходит очень медленно, иногда выделяются отдельные аномалии, которые называются третьей и четвертой стадиями дегидратации пород.

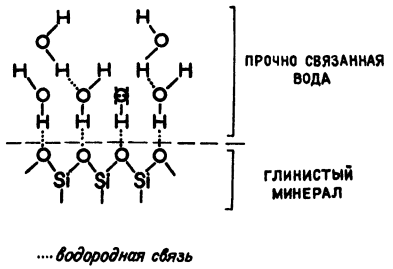


Рис. 5.4. Структура связанной воды на кристаллической решетке минерала

Вопрос об объемах выделившейся из глин воды решается неоднозначно. В.Н. Холодов предполагает, что в результате преобразования глинистых минералов в толще майкопских глин Предкавказья выделился такой объем, который примерно сопоставим с объемом воды в Каспийском море. Другие исследователи считают, что глины продуцируют сравнительно мало воды. Видимо, все зависит от того, какими минералами сложены глинистые толщи, способны ли они выделять повышенные объемы воды как, например, смектиты, в частности, монтмориллонит, или не способны. Вопрос должен решаться в каждом случае конкретно.

При переходе прочно связанной воды в свободное состояние в первые моменты она вследствие своей чистоты обладает большой растворяющей способностью, в том числе по отношению к жидким углеводородам и различным минералам вплоть до кварца, нерастворимым в воде в обычных условиях. По-видимому, эти особые свойства связаны и с некоей промежуточной структурой только что оторвавшейся от минеральной матрицы воды, но еще находящейся в сфере влияния поверхностно-адсорбционных сил у стенок тонких капилляров в материнских породах. При перемещении в породу с более крупными порами эти особые свойства воды будут теряться, она все больше будет насыщаться различными солями, а растворенные углеводороды будут постепенно из нее выделяться и обособляться в отдельную фазу.

Возникновение аномально высокого порового давления (АВПоД) при переходе воды из одной формы в другую усиливается и другими факторами, в том числе генерацией углеводородов. В результате преобразования рассеянного органического ве-

щества, в основном твердого, возникают жидкая и газовая фазы, объем которых больше по сравнению с твердым веществом. В связи с этим аномальное флюидное давление в порах еще больше увеличивается. (Помимо этого, возможно растворение некоторых минералов при воздействии таких активных возникших при преобразовании органического вещества компонентов, как CO_2 и H_2S.) При отсутствии оттока образующихся продуктов в относительно замкнутой системе (например, во внутренних частях мощной глинистой толщи) породы испытывают большое внутренне перенапряжение, и прослои богатые органическим веществом и продуктами его преобразования при дальнейшем погружении остаются недоуплотненными с аномально низкими значениями плотности и повышенными значениями пористости (по сравнению с окружающими слоями).

При достижении определенной критической величины порового давления в этих прослоях достигается пороговый уровень разности давлений на границах прослоев, богатых ОВ, где происходит генерация флюидов, и прослоев, где органики мало и генерация идет слабо или не происходит вовсе. При превышении этого порогового уровня разности давлений вероятно именно на этих границах происходят импульсные флюидоразрывы (при участии воды можно говорить о гидроразрывах). Количество флюидоразрывов за короткий интервал времени нарастает лавинообразно и породы возле упомянутых критических рубежей мгновенно пронизываются системами микротрещин. Все флюиды (выделившаяся вода, углеводороды) начинают перемещаться по этим трещинам в зоны с меньшими давлениями. Происходит быстрый импульсный перенос флюидов на некоторое расстояние. В смежных с богатыми ОВ прослоями в момент флюидоразрыва происходит ударное сжатие, плотность их резко возрастает, в обломочных породах зерна тесно смыкаются и даже вдавливаются друг в друга. Снижение давления после флюидоразрыва, произошедшая релаксация приводит систему в относительное равновесие. Трещины могут частично или полностью закрыться, «схлопнуться». При дальнейшем погружении толщи флюидоразрывы могут повторяться циклически по мере роста температуры и выделении новых порций флюидов. При каждом новом цикле материнская порода будет все полнее реализовывать свой материнский потенциал. Многократное повторение воздействия этого механизма на породы приводит к появлению устойчивой системы трещин, породы как бы рассланцовываются, их называют листоватыми сланцами. В центральных частях достаточно мощных (сотни метров) глинистых пачек все эти процессы, по-видимому, реализуются лишь частично из-за того, что

затруднен уход флюидов (породы-коллекторы далеко) и нет всех необходимых условий для трансформации глинистых минералов в этих срединных частях толщ. Часто в этих участках сохраняется аномально высокое давление и породы находятся в перенапряженном состоянии длительное время даже на больших глубинах (5–6 км и глубже).

Первичная миграция углеводородов из материнских пород другого неглинистого состава имеет свои особенности, но изучены они слабо. В качестве нефтематеринских выступают иногда биогенные кремнистые и карбонатные породы. Миграция в кремнистых осадках и породах происходит на фоне минеральных трансформаций кремнезема в ряду: опал–опал КТ–кристобалит–тридимит–халцедон–неупорядоченный мелкозернистый кварц–более упорядоченный кварц. Все это происходит на фоне обильного водоотделения, которого вначале очень много. Начальные члены ряда имеют очень высокоразвитую поверхность с высоким энергетическим запасом, что, по-видимому, может стимулировать относительно раннюю и ускоренную генерацию жидких углеводородов, как об этом уже говорилось в соответствующем разделе. Перестройка структуры пород из биогенной в глобулярную с высокими емкостными свойствами создает возможность перемещения воды с углеводородами в это вновь созданное поровое пространство внутри этой же толщи. В карбонатах миграция ограничена в условиях их быстрой литификации, однако примесь глинистого и кремнистого материала может обеспечить как выделение некоторого объема воды, так и перемещение ее вместе с образовавшимися углеводородами.

Первичная миграция углеводородов в виде мицелярных растворов

Определенное значение для первичной миграции имеют мицеллярные растворы. Под ними понимаются системы, содержащие мицеллы, представляющие агрегаты с более или менее упорядоченной структурой, содержащие гидрофильные полярные группы (OH, COOH, NH и др. — жирные и нафтеновые кислоты, смолы и др.) и гидрофобные полярные углеводородные цепочки. Такие растворы способны растворять углеводороды, которые присоединяются к мицеллам. Способностью к образованию мицелл обладают также металлоорганические соединения. Возможность их возникновения в материнских породах связана с тем, что при трансформации глинистых минералов происходит катионный обмен (Si на Al, Al на Fe), при этом вполне возможно образование металлоорганических соединений на основе высвободившихся катионов металлов и углеводородов, которые одновременно генерируются в этих толщах. Углеводородные цепи в мицеллах стягиваются под действием ван-дер-ваальсовских сил. Образование мицелл начинается только после превышения определенной концентрации поверхностно-активного вещества в растворе. Повышенное количество жирных, нафтеновых и гуминовых кислот в водах является предпосылкой образования мицелл. В пластовых водах, имеющих слабощелочную реакцию, кислоты переходят в нейтральные или кислые мыла. При достижении критических для них концентраций происходит образование мицелл. (Нахождение мыл в водах снижает поверхностное натяжение на разделах вода — углеводороды и способствуют растворимости и образованию микроэмульсий, которые могут обладать повышенной способностью к перемещениям.) Вследствие диссоциации карбоксильных групп мицеллы обладают отрицательным зарядом и окружены ионами противоположного знака или прикрепляются к положительно заряженным центрам в кристаллической структуре минералов.

При перемещении флюидов в горных породах (при движении неполярных жидкостей) возникает естественный фильтрационный потенциал и связанное с ним электрическое поле, в котором в природных условиях мицеллы могут перемещаться. Электрические поля в земной коре могут возникать также вследствие различных причин (сейсмические, геомагнитные события и пр.). По мнению В.А. Королева и др., этот механизм особенно эффективен в тонкопоровых разностях пород.

М.И. Гербер, К. Бьерлик и др. высказывали гипотезы, что в некоторых случаях возможен вынос углеводородов из материнских пород в коллекторы именно в виде мицеллярных растворов. Этому способствует то, что в пластовых водах нефтегазоносных бассейнов содержатся жирные и нафтеновые кислоты. А.А. Карцев, О.П. Абрамова и другие исследователи опробовали поровые растворы, отжатые ими из третичных и меловых отложений Туркмении, в которых были обнаружены нафтеновые кислоты (до 20 мг/л). Еще более высокое (до 200 мг/л) содержание нафтеновых кислот отмечено в водах эоцена Предкарпатского прогиба. Содержание в водах летучих и нелетучих фенолов также оказывает положительное влияние на процесс мицеллярной растворимости углеводородов.

По мнению Б. Тиссо и Д. Вельте, первичная миграция углеводородов в виде мицеллярных растворов наиболее вероятна на глубинах 1,5–2 км. К такому заключению они приходят, исходя из того, что на этих глубинах раскрытость каналов еще позволяет мицеллам перемещаться по ним; в водах отложений на этих глубинах еще достаточно много поверхностно-активных компонентов.

При снижении количества поровых вод при погружении пород возможность образования мицеллярных растворов уменьшается.

Мицеллярные коллоидные растворы подвержены соответствующим физико-химическим законам, в частности, явлению коагуляции, которое происходит при смене характера среды, температуры, концентраций и т.д. В какой-то степени коагуляция в большие хлопья может и затруднять первичную миграцию, но вероятнее всего образование хлопьев происходит на основной геохимической границе: материнская порода—коллектор. Здесь возможно выделение углеводородов из мицелл при переходе растворов в воды коллектора. При разрушении мицелл и выделении углеводородов в виде мельчайших капель в воде образуется эмульсия. Т. Жузе отмечает, что мицеллярные растворы могли играть заметную роль для протекания первичной миграции в Западной Сибири, так как здесь подземные воды имеют щелочную реакцию и богаты поверхностно-активными веществами, в том числе карбоновыми кислотами.

Первичная миграция в виде газовой фазы

Идея первичной миграции жидких углеводородов в виде растворов в газах представляется реальной. Газоконденсатные залежи являются примером таких растворов. Газовые растворы вследствие их низкой вязкости и большой подвижности в тончайших порах могут обеспечивать первичную миграцию из материнских пород. В осадочных бассейнах генерируются громадные объемы газа. В частности, угленосные и субугленосные толщи производят очень много газа. Процесс газообразования в породах с рассеянным органическим веществом изучался В.Л. Соколовым, О.А. Арефьевым и др. Масштабы газообразования сильно изменяются. На небольших глубинах в буроугольной стадии выход газов, состоящих из CO_2, азота, водорода и углеводородов, составлял от 11 до 17 $м^3$ на 1 кг ОВ. На образцах, отобранных с глубин 2–3 км (майкопская серия олигоцена—нижнего миоцена Предкавказья) газообразование достигало 210 л/кг органического вещества. И.В. Высоцкий считает, что на глубине 4 км и более процесс идет особенно активно. Месторождения бурых и каменных углей активно генерируют газы. Для угленосных формаций горы Северного Кавказа В.И. Ермаковым была установлена плотность газообразования от 1500 до 3000 $м^3/км^2$. В пластах рабочей мощности Донбасса величина газообразования достигает 95 $м^3/т$. Среди углеводородов разных групп, по данным Т.П. Жузе, наибольшую растворимость в углеводородных газах обнаруживают алканы, а наименьшую — ароматика. Нафтены занимают промежуточное положение. С повышением температуры и

давления разница в растворимости различных групп уменьшается. По растворяющей способности в порядке убывания газы располагаются в следующий ряд: углекислый газ—метан—азот. Присутствие гомологов метана в газе значительно повышает его растворяющую способность. Важно заметить, что существует возможность перемещения нефти в виде пленки на поверхности пузырьков газа.

Все виды миграции происходят на фоне постоянно идущего потока диффузии как неотъемлемого свойства любого вещества, стремящегося выравнивать свою концентрацию во всем окружающем пространстве. Диффузионному переносу углеводородов в осадочных породах уделяется большое внимание в связи с образованием и разрушением их залежей. Различаются молекулярная, конвективная (в движущемся потоке флюида) поверхностная, термодиффузия и бародиффузия (последние — из-за разности температур и давлений).

Молекулярная диффузия, являющаяся основной формой, в породах протекает постоянно, но медленно, особенно для тяжелых молекул и глинистых пород вследствие их высокой адсорбционной способности. Конвективная диффузия, видимо, имеет более ограниченный характер. В частности, анализировалось соотношение метан-этан в зависимости от расстояния от материнской толщи, установлено изменение соотношения от 10 до 1,13 сверху вниз по разрезу. К свидетельству диффузии можно отнести газовые аномалии в породах, перекрывающих залежь. Ю.С. Шиловым и Ф.А. Макаренко для усть-тазовской серии пород Западной Сибири подсчитан поток метана через площадь 1000 $м^2$. Поток газа, поднимающийся с глубины 3400 м, составил за 1 млн лет 708 млн $м^3$.

Одним из видов диффузии является поверхностная, под которой понимается перемещение молекул углеводородов по поверхности твердого тела в результате скачков молекул между соседними площадками, обладающими различной адсорбирующей способностью. Следы этой диффузии можно наблюдать в виде ореолов вокруг трещин и пор при рассмотрении пришлифовок под люминесцентным микроскопом. Исследования показали, что роль поверхностной диффузии газа увеличивается с ростом давления и постепенно может быть сопоставима с диффузией в объеме. В целом, хотя диффузионный поток по масштабам и невелик, за длительное геологическое время он может играть существенную роль особенно в разрушении залежей.

Существуют предположения ряда авторов (А.Н. Снарский, Б. Тиссо и др.), что механизм первичной миграции может осуществляться в виде самостоятельной непрерывной фазы. В ряде

случаев это осуществляется и можно видеть капельки нефти, выходящие из пор материнской породы (рис. 5.5). Движение потоков углеводородов может облегчаться наличием прожилок и трещин, заполненных керогеном. В богатых нефтематеринских породах типа баженовской свиты или формации Монтерей с содержанием ОВ 10–20% и выше эти керогеновые включения образуют целую сеть. Эта гидрофобная система рассматривается как путь перемещения цепочек молекул углеводородов. При этом углеводороды будут двигаться от участков большей их концентрации (в материнской породе) в сторону меньшей концентрации (в породах-коллекторах). Распределение давления, конечно, тоже имеет значение.

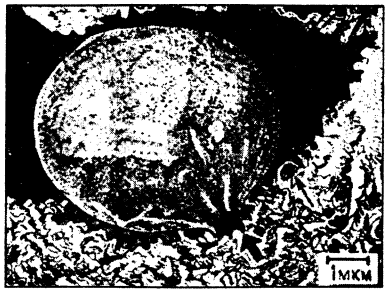


Рис. 5.5. Выжимание капли нефти из материнской породы (по Бриену и др.)

Проблема первичной миграции тесно связана с вопросом начальной аккумуляции (по Д.В. Несмеянову) нефти. Дело в том, что для того, чтобы нефть как самостоятельная фаза пришла в движение необходимо накопление какого-то минимального ее объема, который бы обладал достаточной энергией, чтобы проложить себе дорогу в водозаполненной пористой среде. Необходимо накопление определенной критической массы нефти, чтобы она могла начать движение, преодолев капиллярное давление и прорвав поверхностную пленку воды. При достижении определенной массы нефти сила всплывания обеспечивает начало движения.

Минимальный (по высоте) размер скопления нефти для начала движения может быть рассчитан по формуле:

$$h_{min} = \frac{P_{dr} - P_{imb}}{g \cdot \Delta\rho},$$

где P_{dr}, P_{imb} — капиллярное двление на верхней (дренажной) нижней поверхностях нефтяного скопления, величины которых определялись экспериментально, g — ускорение силы тяжести, $\Delta\rho$ — разница в плотностях воды и нефти.

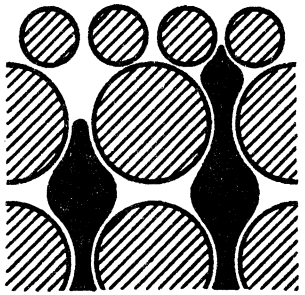
Нужна также и постоянная подпитка, чтобы движение нефтяного ручейка не прекратилось. Большое значение имеет смачиваемость стенок каналов при движении нефти. Нефть плохо смачивает большинство минералов, и лишь поверхности частиц, имеющих битуминозное покрытие, родственное нефти, образуют пути благоприятные для ее движения. Углеводороды, выжатые из материнских пород и объединившиеся в нефть, перемещаются преимущественно отдельными струями среди пленок воды на поверхности зерен.

5.2. ВТОРИЧНАЯ МИГРАЦИЯ

Основными причинами так называемой вторичной миграции, т.е. перемещения нефти в породе-коллекторе, являются гравитационные силы всплывания (архимедова сила) более легкой нефти в воде, капиллярные силы и гидродинамический напор воды. При наклонном положении пластового резервуара происходит всплывание по восстанию пласта до тех пор пока это всплывание не будет по какой-либо причине прекращено (изгиб пласта в обратную сторону, непроницаемый экран и т.п.). Если происходит общее движение всех флюидов (в т.ч. воды) по восстанию пласта это облегчит миграцию. При встречном потоке воды миграция затрудняется и даже может вовсе прекратиться вследствие наличия гидрогеологического барьера.

Величину архимедовой силы всплывания легко рассчитать по разности плотности нефти и воды и по высоте пространства, занимаемого непрерывной нефтяной фазой. Произведение этих величин будет соответствовать давлению, под влиянием которого нефть будет подниматься.

Движению жидких флюидов в пласте будут препятствовать капиллярные силы, особенно в тонких капиллярах диаметром менее 0,05 мм. Вода гораздо лучше, чем нефть смачивает большинство минералов и, легко поднимаясь по капиллярам, сужает и без того узкие пережимы в поровых каналах. Эти пережимы являются существенной помехой на пути движения нефти. Для простоты рассмотрим пример с каплей нефти, подошедшей снизу к такому пережиму (рис. 5.6). Гравитационная сила всплывания толкает ее вверх, но если диаметр капли больше ширины пережима, то сделать это не просто. Для этого капля должна изменить форму, вытянуться, т.е. увеличить свою поверхность, для чего нужно преодолеть силу поверхностного натяжения. При накоплении достаточного количества нефти и увеличении давления всплывания это изменение формы происходит, капиллярные силы преодолеваются и капля проскальзывает сквозь пережим. Это называется эффектом Жамена. При подъеме нефти приходится преодолевать сопротивление воды, заполняющей капилляры. С ростом температуры на глубине значение величины поверхностного натяжения воды на границе с нефтью снижается, и сопротивление движению нефти уменьшается.


Рис. 5.6. Изменение формы капли при сужении порового канала

Следует заметить, что при непрерывной нефтяной фазе, если головная часть массы нефти, обычно в виде выпуклого мениска, прошла через пережим, последующие порции нефти двигаются свободно. Фазовая проницаемость для нефти в этом канале становится выше, чем для воды.

Важной движущей силой в процессе вторичной миграции является гидродинамический напор в коллекторе. Этот напор помогает всплыванию нефти и может способствовать, как отмечено выше, преодолению капиллярных сил в сужениях поровых каналов.

В.П. Савченко была предложена гипотеза струйной миграции нефти в коллекторах. Углеводороды, выделяющиеся из материнских пород в коллектор, тем или иным способом объединяются в струйки, которые потом сливаются в более мощные потоки, движущиеся по своим каналам, не всегда совпадающим с потоками основной массы воды. Вопрос о скорости перемещения потоков не очень ясный, она изменяется от миллиметров до метров в год. Но движение потоков не очень равномерное, оно может замедляться на длительный срок, а потом пульсационно ускориться.

Перераспределение давления и, соответственно, переток (конвекцию) флюидов вызывают различные изменения в горных породах. К их числу относятся уплотнение и механическое сжатие пород, процессы физико-химического и минерального преобразования, процессы появления новых объемов воды за счет дегидратации минералов. В разрезах осадочных бассейнов часто присутствуют породы с различной степенью уплотнения. Особенно часто это происходит вследствие быстрого прогибания и заполнения депрессии осадками разного состава. Песчано-алевритовые осадки с жестким скелетом могут остаться недоуплотненными, и выделяющаяся из соседних более интенсивно уплотняющихся глин вода (а вместе с ней и нефть) будет двигаться по этим песчаным пластам вверх по восстанию в области более низких давлений. Возникающие в осадочных толщах аномально высокие пластовые давления (АВПД), иногда сильно превышающие гидростатические или даже приближающиеся к геостатическим, являются мощным фактором создания неравновесия давлений и возникновения выжимающихся из глубоких зон бассейнов так называемых элизионных потоков флюидов. Границы, на которых сталкиваются элизионные и инфильтрационные потоки, являются критическими рубежами. Здесь потоки могут серьезно изменить свою структуру и направление течения.

Наряду с гидродинамическим перетоком возникающее различие в минерализации вод вызывает гидрохимический переток; неоднородность поля температур — геотермический переток, процессы перестройки структуры и динамического напряжения —

геодинамический переток. По большей части все эти процессы объединяются. В осадочном бассейне по мере погружения всегда происходит перемещение чередующихся зон перенапряжения и разрядки и, соответственно, постоянно идет переток флюидов, в том числе миграция нефти и газа.

Осадочные породы в недрах нефтегазоносного бассейна представляют собой не застывшую, а подвижную систему, в отдельных частях которой под действием многочисленных факторов постоянно изменяются основные физические свойства, а также состояние вмещающих флюидов. Можно представить себе следующий ход событий. Возрастающая нагрузка веса накапливающихся осадков при погружении сдерживается минеральным скелетом нижележащих пород. При достижении некоторой критической нагрузки скелет разрушается. На первом этапе проявляются явления *дилатансии* (некоторого увеличения объема), появляются микротрещины, в связи с чем порода как бы разбухает. На последующих этапах перенапряжения происходит как бы моментальное разрушение всей структуры, порода на какое-то время переходит в псевдопластическое состояние. Если в это время происходит «впрыскивание» отжимающихся вод из соседних глинистых толщ, по-видимому образуется своего рода пульпа, способная течь. Давление в ней превышает не только гидростатическое, но и литостатическое. Возможность такого развития событий проанализировал В.Н. Холодов, который показал, что в результате превышения прочности смежных пластов в них внедряется пластичный материал из участков повышенного давления и затем, застывая, он образует тела нептунических даек, штоков и т.д. Эффект разуплотнения пород проявляется с особой силой, если он совпадает со временем повышенной генерации углеводородов, что также способствует повышению давления в системе и усилению неустойчивого состояния пород. При осуществлении таких кратковременных, но коренных преобразований в породах насыщающие их флюиды получают мощный импульс движения, происходит активная миграция. После разрядки напряжения давление в системе постепенно выравнивается, породы переходят в относительно консолидированное состояние. Перемещение флюидов (в том числе нефти и газа), которое и обеспечивает выравнивание давлений, постепенно ослабевает, оно стабилизируется в соответствии с полем постоянных гидродинамических напряжений. При последующем погружении относительно консолидированных пород и нарастании литостатического давления напряжение в системе может вновь достичь критического значения, и порода приобретает неустойчивое состояние, процесс разрушения, перемещения флюидов снова повторится.

В связи с периодичностью повторения разрушения и консолидации пород, чередования уплотненных и разуплотненных зон, миграция в породах осадочных бассейнов носит пульсационный характер и протекает неравномерно. В геологической истории существуют периоды усиления и ослабления миграции. Все сказанное может быть в какой-то степени проиллюстрировано примерами. Происходящие кратковременные, но интенсивные перемещения фиксируются, как уже было сказано, при внедрениях нептунических даек. Субгоризонтальное смещение пород, внутрислойные деформации, отмечаемые на сейсмических профилях, по-видимому, связаны с явлениями разуплотнения. Скорее всего разуплотнение сопровождалось усилением генерации углеводородов или последняя даже была причиной разуплотнения. Неравномерное распределение давления в связи с увеличением объема флюидов и разуплотнением приводит к энергетической неуравновешенности и созданию бокового напряжения, вызывающего латеральные перемещения флюидов. В результате интенсивного перетока флюидов во вновь возникших ловушках могут сформироваться залежи углеводородов и переформироваться ранее существовавшие. Важно заметить, что разуплотнение и переформирование структуры может обусловить локальное улучшение коллекторских свойств.

Вопрос о направлении и дальности миграции в настоящее время до конца не решен. Вертикальная миграция, по-видимому, более явно проявляется в складчатых областях в связи с большей нарушенностью структур. В более спокойных платформенных условиях углеводороды по-видимому перемещаются не только вдоль пластов-коллекторов, т.е. латерально, но и по вертикали. Восходящие флюидодинамические потоки, по мнению Б.А. Соколова, являются одним из основных факторов миграции, они же и способствуют созданию структурных форм. Дальность миграции обычно определяется по расстоянию от наиболее прогнутой части бассейна, т.е. очагов максимальной генерации до ближайших структур — ловушек на бортах бассейна. Расстояния при этом могут достигать десятков километров (как предполагается в Азово-Кубанском бассейне). Скорость перемещения гидрогеологи оценивают как невысокую — от единиц до десятков сантиметров в год. И.В. Высоцкий различает фронтальную (поперек основной протяженности структур) и продольную (вдоль основного простирания осей структур) миграцию. Фронтальная миграция происходит в сторону размещения ловушек (зон нефтегазонакопления), расположенных поперек по отношению к миграционному потоку. Продольная миграция происходит при совпадении направления основной вытянутости линейных зон нефтегазонакопления и миграционного потока.

При миграции мощного потока нефти вверх по региональному уклону, в особенности вдоль линейно выраженной зоны нефтегазонакопления, может сложиться такое закономерное распределение нефтяных, газонефтяных и газовых залежей, которое получило название «дифференциальное улавливание», описанное В. Гассоу, затем С.П. Максимовым и др. Суть его состоит в том, что в самую нижнюю и близкую к очагу генерации углеводородов ловушку первым приходит газ и заполняет ее полностью до замка (рис. 5.7). Если даже приходят нефть и газ совместно, то дополнительные порции газа все равно нефть вытеснят в гипсометрически более высокую ловушку, в которой сформируется сначала нефтяная залежь с газовой шапкой, а затем газовая с нефтяной оторочкой. При поступлении новых порций газа нефть может быть полностью вытеснена в более верхнюю ловушку. Возникнет как бы аномальное распределение — нефть гипсометрически выше, а газ — ниже. Конечно подобная, возникающая при определенных условиях ситуация, является нестабильной и разрушается по любой причине: погружение, изменение структурного плана, изменение гидродинамического режима и др. Переформирование залежей в процессе миграции происходит довольно часто. Свидетельством этого являются следы бывших водонефтяных контактов, которые запечатляются в породе в виде тяжелой нефти, скоплений сульфидов и новообразований карбонатов. Анализ палеоконтактов дает много материала для раскрытия истории нефти. О значительных масштабах миграции нефти за длительный срок свидетельствуют крупные скопления битумов в виде нефтяных песков, закированных пластов, асфальтовых «озер» и т.п. Крупнейшие скопления битумов (в миллиарды тонн) известны в Канаде (Атабаска), в Венесуэле — пояс Ориноко, в Сибири (р-н р. Оленек) и в других местах. Чтобы скопились такие гигантские количества ныне окисленной преобразованной нефти, нужен подток к поверхности еще более гигантского ее количества в процессе миграции.

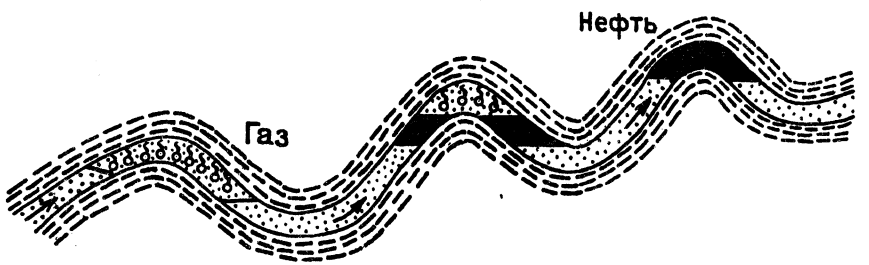


Рис. 5.7. Схема размещения залежей нефти и газа согласно принципу дифференциального улавливания углеводородов

Вопрос о скорости миграции нефти и газа не поддается однозначной оценке. Скорость миграции флюидов в газовой фазе превышает скорость движения жидкостей, нефть стремится всплыть над водой и, возможно, это ускоряет движение. Большое значение имеют наклон пласта (или перепад давлений), а также соотношение флюидов в породе.

Для определения возможных скоростей миграции УВ производились лабораторные эксперименты. В серии проведенных экспериментов скорость вертикальной миграции нефти в водонасыщенном песке была определена Л. Каталаном с соавторами в пределах от 110 до 4300 м/год, что соответствует 110000 до 430000 км/млн лет. Однако, в реальных условиях скорости значительно ниже.

По расчетам С.Г. Неручева, в зависимости от наклона и проницаемости скорость в платформенных областях при наклонах в первые градусы скорости могут колебаться от 0,34 до 490 км/млн лет, а в складчатых областях при наклонах более десяти градусов — от 0,7 до 2750 км/млн лет. Если в потоке движется практически одна нефть, скорость миграции при относительно пологом залегании пластов на платформах может возрасти до 4900 км, а в складчатых областях при более крутых углах до 27600 км в млн лет.

В реальных геологических условиях, по-видимому, скорости существенно изменяются в зависимости от тектонических, литологических, гидрогеологических и других условий. Известна высокая скорость перемещения флюидов при формировании диапировых структур. В спокойных платформенных условиях скорость миграции значительно ниже.

В процессе перемещения нефть безусловно испытывает изменения и миграционные потери. Часть ее адсорбируется, по дороге рассеивается, идет на преобразование (восстановление) минерального вещества. Для газа наибольшие потери происходят вследствие растворения в пластовых водах и выходе затем на поверхность в виде источников. В некоторых складчатых сооружениях расход газа, замеренный в поверхностных источниках, составляет на ограниченной площади в несколько квадратных километров (например, в районе Баку или на северном борту Беринговоморского бассейна) десятки и тысячи кубометров в сутки.

В районах с установленной промышленной нефтегазоносностью можно рассчитать коэффициент аккумуляции — отношение УВ, находящихся в ловушках, к количеству эмигрировавших УВ (жидких и/или газообразных). Величина этого коэффициента обычно изменяется от первых процентов до первых десятков процентов. Так, например, коэффициент аккумуляции для одной из крупных структур Западной Сибири — Нижневартовского свода, составляет, по данным А.Э. Канторовича, 9,9%. Также возможно определить и миграционные потери.

С учетом высказанных подходов можно предложить принципиальную классификацию миграционных процессов (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Классификация миграционных процессов

Виды миграции	Периоды	
	Усиление	Ослабление
Миграция углеводородов в молекулярном виде и в молекулярных и мицеллярных растворах	перенос в водных и газовых растворах	Постоянная диффузионно-капиллярная
Миграция углеводородов нефти в виде обособленной фазы	кратковременная (пульсационная) прорывная транспластовая, в потоке воды под влиянием флюидодинамического фактора	Капельно-жидкая в водной среде при всплывании, под влиянием капиллярного давления, под влиянием диффузионно-осмотических сил

Из всего вышеизложенного ясно, что миграция всех подвижных веществ в породах, в том числе углеводородов, носит очень сложный характер и многолика по форме. В условиях реальных осадочных толщ, где так часты литолого-фациальные переходы, формы и интенсивность миграции постоянно изменяются. Главным фактором, определяющим миграцию, является региональный флюидодинамический режим, который складывается под влиянием как внешних сил, так и внутренних преобразований в самих породах. Миграция в недрах осадочных бассейнов носит пульсационный характер, существуют периоды усиления и ослабления или даже временного приостановления миграции (кроме диффузии), которые и являются благоприятными моментами для формирования скоплений нефти и газа.

ГЛАВА 6

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ПРИРОДНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ НЕФТИ И ГАЗА

Тектонические депрессии земной коры, заполненные толщами осадочных и вулканогенно-осадочных пород (осадочные или осадочно-породные бассейны), в результате развития определенных процессов могут стать нефтегазоносными. Состав и структура пород в осадочных бассейнах разнообразны. Составными частями бассейнов являются нефтегазоносные комплексы, которые отражают разные этапы развития и отличаются по составу пород, степени их преобразованности и, как следствие, могут отличаться по характеру нефтегазоносности. Разведка нефти и газа может вестись отдельно на каждый из комплексов. В некоторых бассейнах различные комплексы разделены толщами практически непроницаемыми и ненефтегазоносными, например, соленосные толщи в Прикаспии и Северо-Германской впадине. Надсолевые и подсолевые толщи образуют совершенно различные комплексы, разведывать и эксплуатировать которые нужно раздельно.

Нефтегазоносные комплексы рассматриваются как природные (материальные) системы, обладающие различными способностями прежде всего аккумулировать углеводороды, а иногда и генерировать их. Комплексы состоят из главных элементов: порода-коллектор, слагающая природный резервуар, порода-флюидоупор и (не всегда) нефтегазоматеринская порода. Иногда комплексы отделяются друг от друга мощными толщами слабопроницаемых пород и представляют собой частично изолированную, полузакрытую систему со своими внутренними связями, определяющими распределение давлений, перетоки флюидов и т.д. Нефтегазоносные комплексы, обладая определенными индивидуальными чертами, тем не менее, взаимодействуют и оказывают сильное влияние друг на друга, они являются частями единого бассейна.

Нефтегазоносный комплекс является понятием нефтяной геологии, т.е. имеет прикладное практическое значение. В общей теоретической геологии существует понятие формация (геоформация или даже геогенерация, как предлагал геолог-нефтяник Н.Б. Вассоевич). Формации по составу пород и их мощности отражают этап развития (тектонический режим и климат) определенной тектонической зоны. Между нефтегазоносными комплексами и формациями нет прямого соответствия. Комплекс может быть представлен одной формацией, охватывать несколько формаций, или являться частью одной из них. В то же время, анализируя нефтегазоносные комплексы, нужно учитывать характер тех или иных формаций. Применение формационного анализа позволяет получить более полную общегеологическую характеристику нефтегазоносных комплексов. Кроме условий образования (тектоника, рельеф и климат), облик формаций (и нефтегазоносных комплексов) определяется также составом исходных пород, за счет которого образовались породы конкретной формации. Этот фактор определяет первичный состав пород в особенности обломочных. Большую роль при формировании окончательных свойств и даже состава играют вторичные литогенетические преобразования на стадиях катагенеза и метагенеза. В результате образовавшаяся порода может существенно отличаться от состава осадка, из которого она образовалась. Это касается как цемента в обломочных породах, так и основной массы обломочных, глинистых, карбонатных и других толщ, испытывающих существенные преобразования. Состав пород и, следовательно, их петрофизические свойства существенным образом изменяются. Возникают углеводороды на стадии катагенеза в осадочных породах за счет рассеянного органического вещества. Параллельно с этим формируются и коллекторские свойства пород, определяющие их емкостные и фильтрационные свойства.

Нефтегазоносные комплексы обычно отличаются сходными особенностями продуктивных пластов. Между собой комплексы чаще всего разделены мощными разделами слабопроницаемых пород. Многие авторы отмечают, что в пределах комплекса продуктивные пласты имеют не только некоторые общие внутренние свойства, но и сходны по формам тел, которые они образуют в геологическом разрезе. Все геологические тела как осадочных, так и магматических пород имеют определенную форму: пласты, линзы, сводообразные выступы, штоки и др. Форма тел зависит от обстановок, в которых эти породы образовались.

В нефтяной геологии одними из основных категорий являются понятия «коллектор» и «природный резервуар». Коллектор — порода, вмещающая флюиды, которые в нем относительно свободно перемещаются. Коллекторы слагают природные резервуары — тела определенной формы, ограниченные плохопроницаемыми породами. В последних не происходит свободного перемещения флюидов, или происходит с очень маленькой скоростью в основном путем диффузии.

6.1. ПРИРОДНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ

Понятие природный резервуар было введено в нефтяную геологию давно. По-видимому, наиболее широко его стали употреблять известные геологи-нефтяники А.И. Леворсен (США) и И.О. Брод (СССР).

И.О. Брод под природным резервуаром понимал природное тело определенной формы, во всем объеме которого происходит циркуляция флюидов и их дифференциация с выделением скоплений нефти и/или газа в определенных местах — ловушках. А.И. Леворсен под резервуаром имел в виду только часть пласта, занятую залежью. Подход И.О. Брода, по-видимому, является более широким и правильным. Он выделил три крупные группы природных резервуаров: пластовые, массивные и литологически ограниченные со всех сторон. Эти названия более или менее условные и требуют дополнительного пояснения (рис. 6.1).

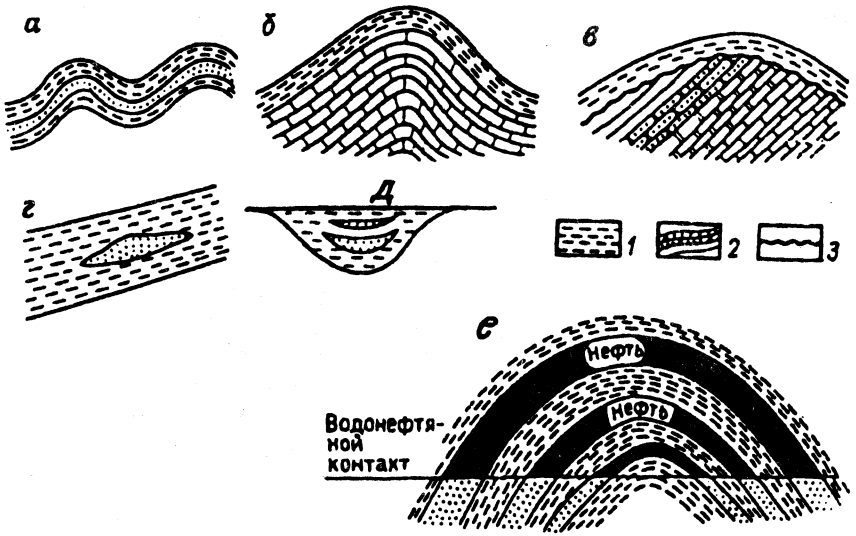


Рис. 6.1. Природные резервуары: *а* — пластовый, *б* — массивный однородный, *в* — массивный неоднородный, *г* — литологически ограниченный, *д* — литологически ограниченный в погребенной речной долине, *е* — пластово-массивный. Породы: *1* — непроницаемые, *2* — проницаемые, *3* — размыв

Под пластовыми резервуарами понимаются тела в слоистой толще, протяженность которых по латерали намного больше их мощности. Протяженность таких тел может достигать десятков километров, а мощность (толщина) — первых или десятков метров. В кровле и подошве они ограничены плохо проницаемыми породами. В большинстве случаев гидродинамический потенциал таких резервуаров очень велик, а отбор флюидов в нескольких локальных участках слабо сказывается на общих энергетических ресурсах резервуара (достаточно быстро восстанавливаются пластовые давления и т.д.). Основная циркуляция флюидов происходит вдоль пласта.

Под массивными природными резервуарами понимаются такие тела, размер которых по разным направлениям примерно сопоставим. Это обычно какие-то рифовые массивы и выступы другого происхождения. Размеры их различны: от десятков метров до десятков километров. Циркуляция флюидов происходит по горизонтали, вертикали и в других направлениях. Существенную роль в массиве имеет вертикальная дифференциация флюидов по плотности. Основное значение имеет перекрытие плохо проницаемыми породами сверху. При наличии общего нефтегазоводяного контакта в нескольких слоях, т.е. их гидродинамической связи, можно говорить о пластово-массивном резервуаре (см. рис. 6.1, *е*).

Наиболее крупную группу образуют резервуары литологически ограниченные со всех сторон. В наиболее простом случае это песчаная линза в глинистой толще или какой-то участок повышенной трещиноватости или кавернозности в массиве осадочных или изверженных пород. Другим примером является погребенная речная долина, выполненная песчано-алевритовыми аллювиальными осадками (см. рис. 6.1, *г, д*).

Аллювиальные отложения имеют существенное значение как природные резервуары для нефти и газа в том случае, когда они сохраняются в ископаемом состоянии. Речным отложениям обычно свойственна форма вытянутых, нередко извилистых тел. Различаются отложения русел, прирусловых отмелей, пойм. При усилении течения на дне реки образуются крупные промоины, заполняемые относительно более грубым материалом. Заполнение русла может происходить в разных условиях как при непрерывном, так и прерывистом процессе, как при врезе реки в уже уплотнившиеся породы, так и в мягкие, в том числе пластичные глинистые осадки. При непрерывном заполнении русла, прорытого в плотных породах, накопившиеся отложения в поперечном разрезе характеризуются плоской сверху и выпуклой внизу формой, которая сохраняется даже при накоплении значительной мощности перекрывающих осадков. Вверх по разрезу размер зерен постепенно уменьшается от грубых (с включениями гравия и гальки) до алевритов. Тело заполнения может слагаться как косослоистыми, так и горизонтальнослоистыми песчаниками. Степень отсортированности песчаного материала варьирует по разрезу. В песчаниках могут присутствовать прослои и линзы глин.

Если русловая долина врезается в еще неуплотненные породы, то при последующем погружении и росте нагрузки проявляется эффект дифференцированного уплотнения. Если русло врезалось в глины, они в дальнейшем уплотняются и уменьшаются в мощности

более, чем песок заполнения. В поперечном разрезе песчаное тело образует как бы двояковыпуклую линзу, иногда прорывая слои или вызывая их изгибание вниз (рис. 6.2). Прогибание слоев под телами заполнения более характерно для осадков проток в дельтовых условиях, где отлагается больше илов, пески вминаются в глины. Это характерно для русловых песчаников в отличие от баровых. Крупными участками аккумуляции переносимого рекой материала являются дельты, характеризующиеся полифациальностью отложений. В расходящихся протоках наземной части дельты формируются вытянутые песчано-алевритовые тела с выпуклой поверхностью (рис. 6.3). В подводной части дельты аккумулятивные формы чаще имеют более плоское основание и выпуклую верхнюю поверхность, прорезанную руслами. В протоках наземных частей и в так называемой платформе — субгоризонтальной подводной части дельты широко развиты косослоистые текстуры. Во внешней более крутой части авандельты широко развито многоярусное наслаивание косослоистых серий, отражающих наращивание фронта дельты. Можно выделить три главные модели природных резервуаров в дельте (рис. 6.4). Одна из них в наиболее выраженном виде представляет разветвляющиеся полосы песчаных тел, окаймляющих стержни проток (см. рис. 6.4, *1*). Обычно она возникает при интенсивном вносе материа-

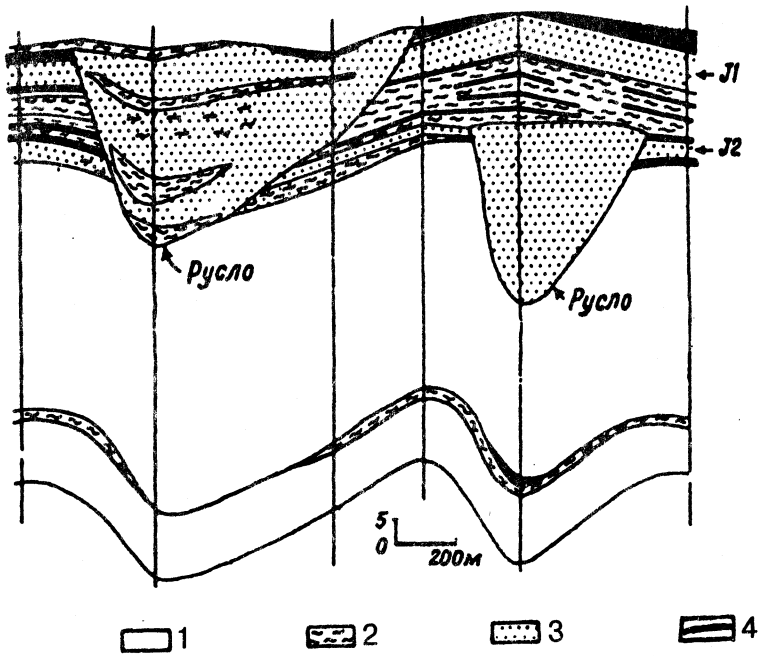
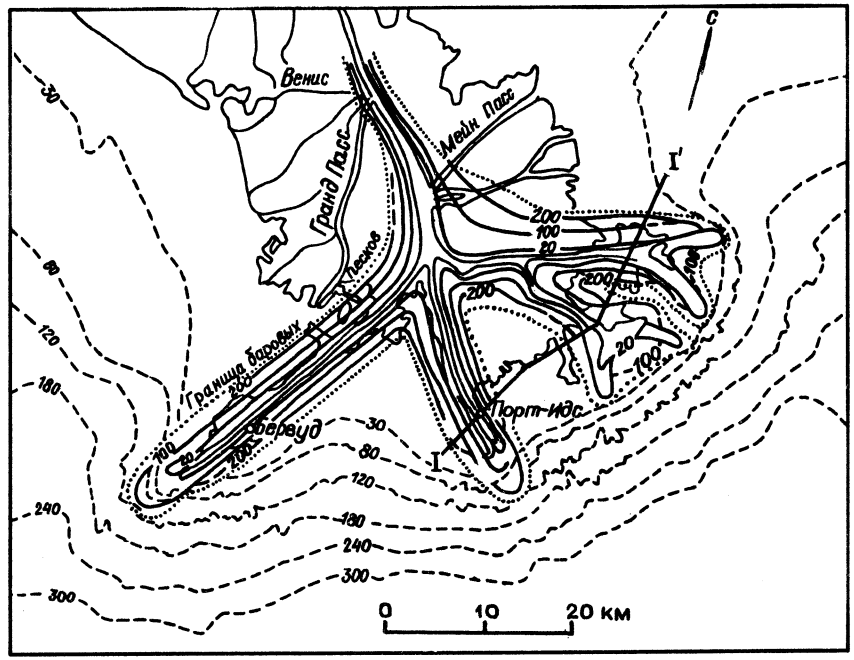


Рис. 6.2. Русловые песчаники формации Офисина в Венесуэле. Видно их внедрение в нижезалегающие породы: *1* — глины, *2* — алевролиты, *3* — песчаники, *4* — прослои лигнитов



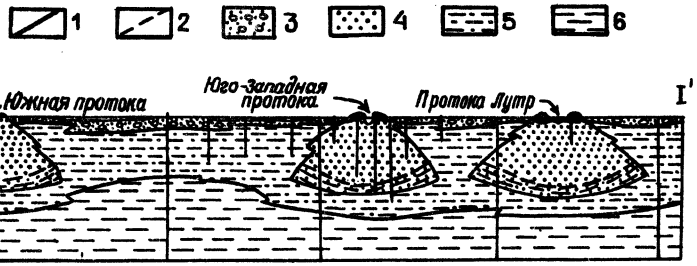


Рис. 6.3. Выдвинутые протоки дельты р. Миссисипи и их поперечные разрезы: *1* — линия профильного разреза, *2* — глубины, м, *3* — грубообломочные отложения, *4* — песок, *5* — алевролитово-глинистые, *6* — глинистый ил

ла рекой в бассейн и при отсутствии интенсивного перераспределения материала в этом бассейне (рис. 6.3 отвечает этой модели). Вторая модель как раз соответствует перераспределению волнами, прибоем. При этом формируются и постепенно наращиваются песчаные валы, переходящие в сторону суши в дюны (см. рис. 6.4, *2*). Схема чаще всего не носит симметричного характера, поскольку материал может переноситься вдольбереговыми течениями, в результате чего возникают косы, которые отгораживают заливы или лагуны. При интенсивных приливно-отливных течениях и умеренном переносе материала рекой происходит его накопление в широком устье (эстуарий). Аккумулятивные формы часто вытянуты несогласно общему

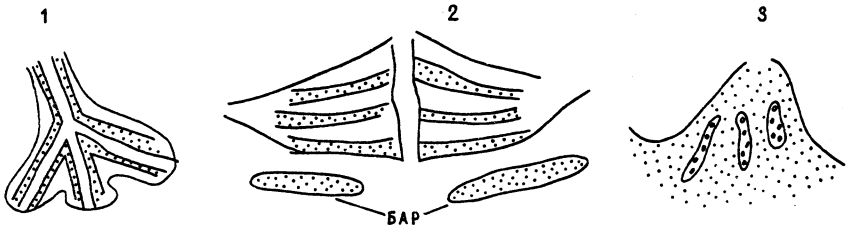


Рис. 6.4. Некоторые модели песчаных тел в дельте — возможных резервуаров нефти и газа: *1* — разветвляющиеся потоки при интенсивном вносе материала в бассейн и при отсутствии в нем интенсивных движений, *2* — песчаные валы, возникшие при перераспределении материала волнами, *3* — песчаные тела в эстуарии, формирующиеся под влиянием приливно-отливных движений

простиранию берега, формируются так называемые фингер-бары часто даже на некотором удалении от устья. Материал в этих телах хорошо отсортирован (см. рис. 6.4, *3*).

Наиболее крупные нефтегазоносные дельтовые комплексы известны на пассивных окраинах. Они обычно приурочены к крупным депрессиям и развиваются на фоне грабенов. При выдвижении (проградации) дельты, если река впадает в океан, дельтовое тело может перекрывать зону перехода от континентальной к океанической коре.

На береговых пляжах образуются несколько типов песчаных резервуаров. Типичный пляж подразделяется на относительно сглаженную фронтальную наклонную поверхность, которая снизу ограничивается самым низким уровнем стояния воды и некоторым уступом (бермом). От тыловой части берма на различное расстояние вглубь суши протягивается относительно выровненная полоса, куда могут захлестывать волны во время сильного шторма или нагонного ветра. Эта полоса может ограничиваться либо уступом, либо линией, за которой развиты песчаные дюны. Гряды дюн иногда представляют собой древние песчаные валы, созданные совместно рекой и морем (озером). В случае высоких приливов и широкого отлогого берега обширное пространство за пляжем, полностью или частично покрываемое водой прилива, называется маршем — это прибрежная заливаемая приливно-отливная равнина с промоинами, водотоками, по которым вода уходит при отливе. Пески пляжа представляют собой крупное аккумулятивное тело, протягивающееся на очень большие расстояния.

Некоторые пляжи сложены перетертыми обломками раковин или известковыми оолитами, они очень быстро цементируются и возникают бичроки. Гряды, сложенные пляжевыми песками, образуют мощные системы вдоль морских побережий, это хорошо видно на примере Мексиканского залива (рис. 6.5). В соответствии с конфигурацией береговой линии полоса пляжа может изгибаться

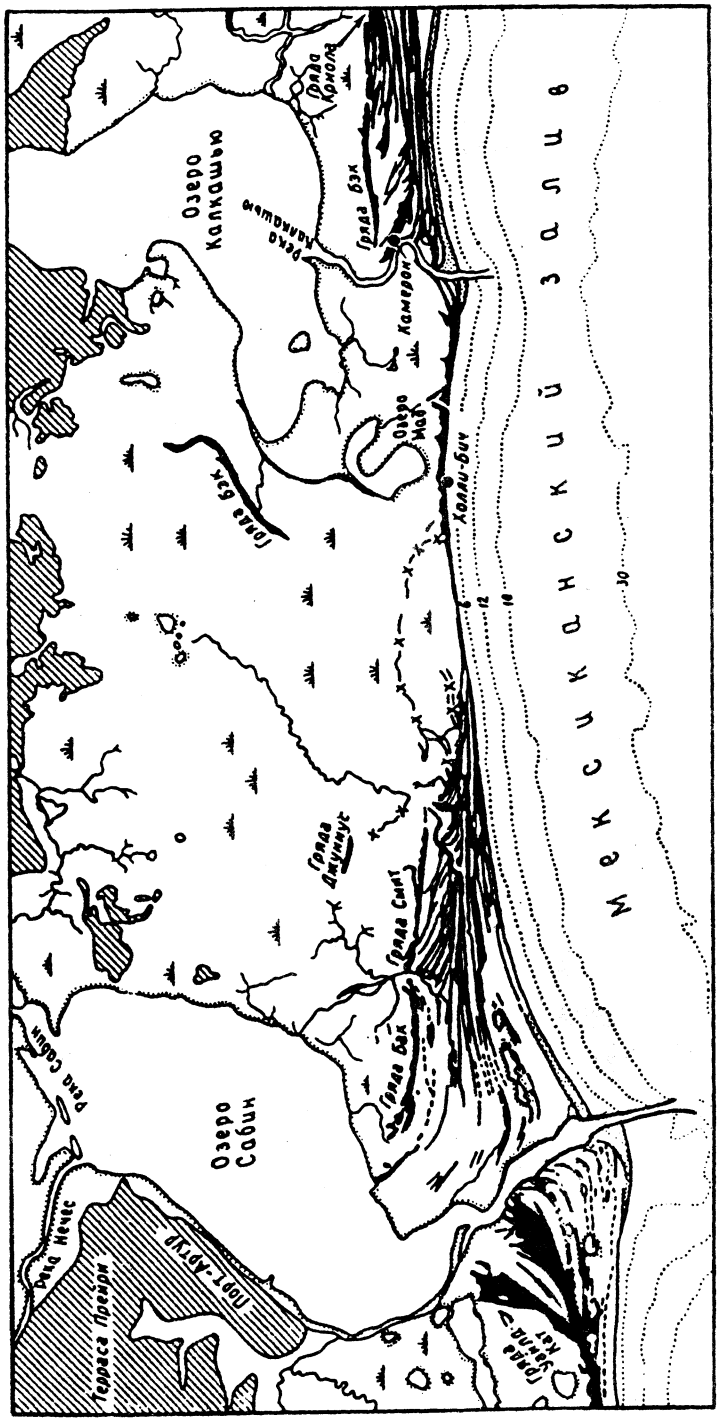


Рис. 6.5. Песчаные гряды (черное) на побережье Мексиканского залива. На карте показаны глубины в футах (по Бушу)

и прерываться. Вдоль берега протягиваются и гряды подводных баров. Сильные штормы разрушают, а затем вновь формируют бары так, что материал здесь хорошо сортируется. Прибрежные бары, представляющие собой иногда барьерные острова, развиты почти на всех мелководьях. Вытянутые цепи песчаных островов часто отделяют от моря (озера) лагуны. Если эти песчаные острова причленяются к выступающей части суши, они имеют вид кос, иногда отгораживающих бухты, в которые впадают реки. Обращенный к морю край бара (барьерного острова) обычно сглаженный, ровный, а противоположный внутренний край более неровный. Гидродинамические и гидрохимические характеристики водной среды часто различаются на противоположных сторонах этих островов. Бары образуются в результате совместного действия намывных приливных и вдольбереговых течений, разносящих материал. Для формирования баров нужен некоторый избыток приносимого материала. Современные бары широко известны. Ископаемые бары являются резервуарами нефти и газа. Хорошо известен баровый комплекс Бисти позднемелового времени в бассейне Сан-Хуан в США (рис. 6.6). Здесь выделяются предбаровые, баровые и забаровые фации. Предбаровые фации месторождения Бисти представлены глинами с остатками фауны открытого моря, баровые — глауконитовыми песчаниками, забаровые — песчанистыми глинами и глинистыми песками с небольшим количеством доломита. Месторождение Бисти, расположенное в бассейне Сан-Хуан, представляет собой пример хорошо изученного древнего бара, протягивающегося более чем на 50 м при ширине около 1 км. Это песчаники верхнего мела, которые образовались в бассейне Сан-Хуан, представлявшим в то время отгороженный залив моря, покрывавшего территорию современного Западного Внутреннего бассейна. Другой пример баровых тел (палеогеографическая схема, рис. 6.7), на которой выделены баровые тела в миоценовых отложениях на юго-восточном шельфе Сахалина и на сейсмическом профиле, где выделяется одно из этих тел. Баровые отложения часто характеризуются высокими фильтрационно-емкостными свойствами.

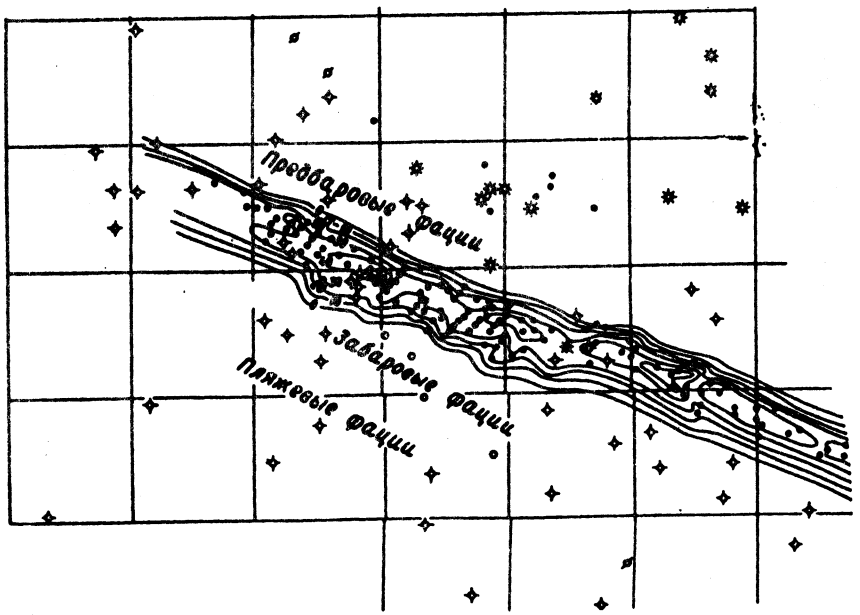


Рис. 6.6. Карта изопахит баровых песчаников месторождения Бисти в футах с нанесенными скважинами (по Бушу)

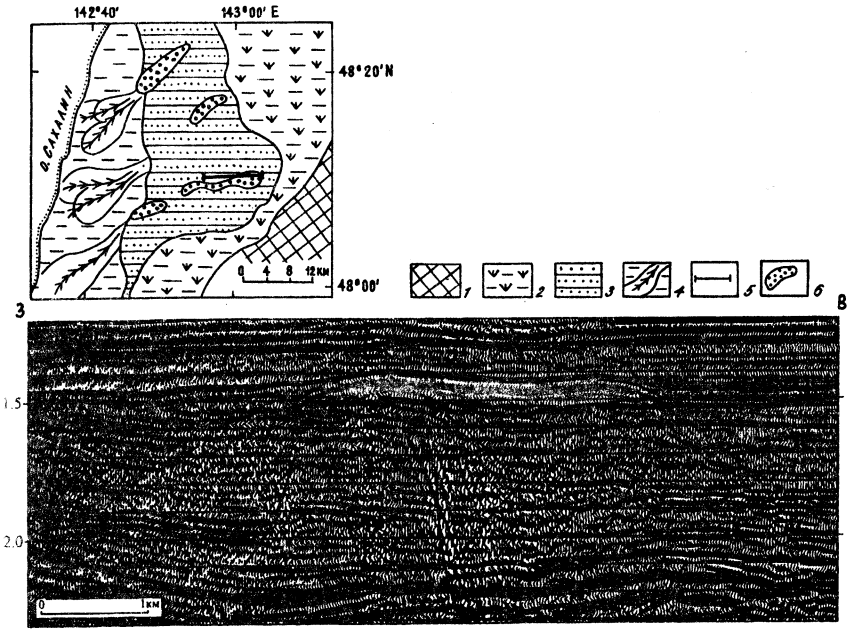


Рис. 6.7. Баровые песчаные тела в миоценовых отложениях (Сахалин, Макаровский прогиб), (по Харахинову). Палеогеографическая реконструкция: *1* — предполагаемый источник сноса (суша), *2* — низко заливаемое побережье, *3* — шельф, *4* — зашельфовый склон с конусами выноса, *5* — линия профильного разреза, *6* — баровые тела

Выклинивание пластов является одним из типов ограничения природных резервуаров (и предпосылкой возникновения ловушек для углеводородов). Примером этого служат заливообразные линии выклинивания песчаников олигоценового возраста (майкопская серия) на северном склоне Кавказа в Краснодарском крае. Выклинивание и замещение песчаников и алевролитов также происходит на склонах в прибрежно-морской части бассейна и в крупных погребенных долинах, что хорошо видно на примере Приобского месторождения в Западной Сибири (рис. 6.8).

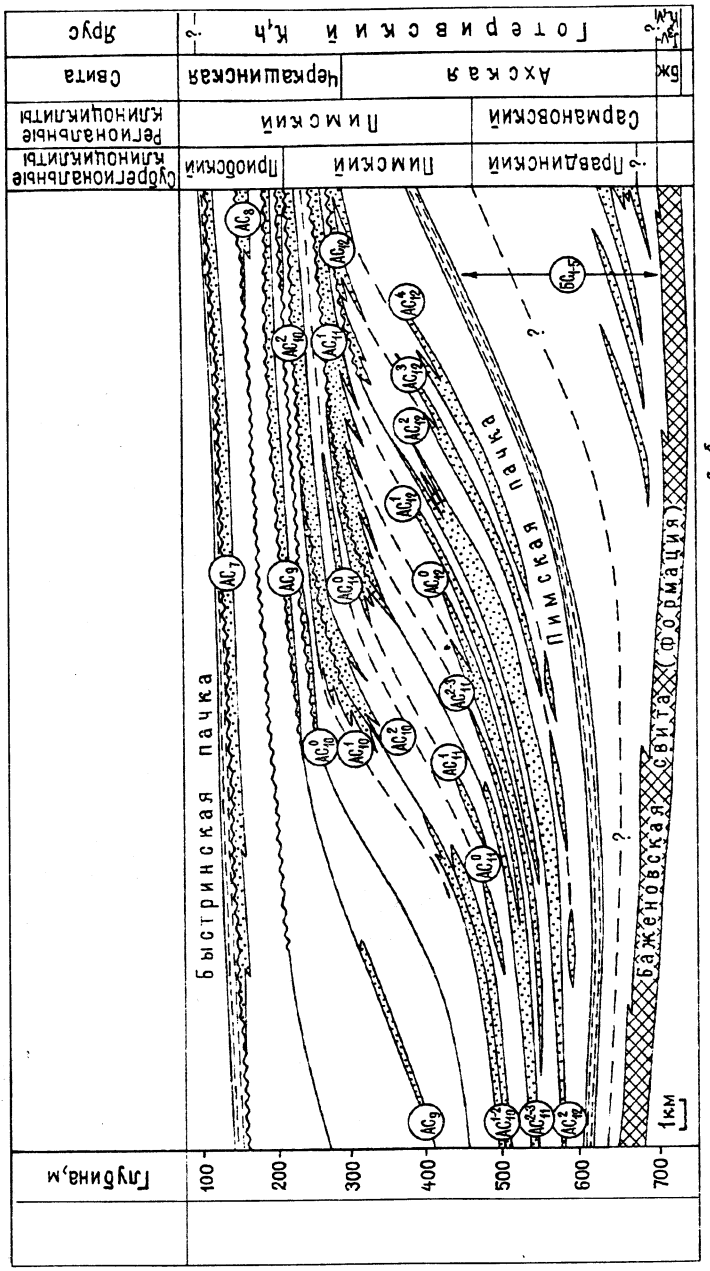


Рис. 6.8. Выклинивание песчаных горизонтов в разрезе Приобского месторождения в Западной Сибири (по Карагодину): *1* — алевропесчаные продуктивные и возможно продуктивные пласты, *2* — региональные глинистые пачки, *3* — битуминозные глинистые породы, *4* — индексы песчаных тел клиноформ, *5* — границы клиноформ-циклитов: *а* — в глубоководных отложениях, *б* — в мелководных отложениях, *6* — граница пимского и сармановского региональных клиноформ-циклитов

На шельфе иногда перемещаются большие массы обломочного материала, особенно во время сильных штормов, происходит размыв и переотложение осадков. Ширина этой шельфовой зоны может быть очень значительна. При слабом наклоне дна и даже незначительных колебаниях уровня моря перемещение береговой линии достигает больших масштабов, и однородный характер переработки материала выдерживается на обширных площадях — формируются протяженные пласты, для них характерна выдержанная параллельная и слабоволнистая слоистость. Во внешней части шельфа гидродинамическая активность в целом убывает, хотя струи течений продолжают действовать. Перенос материала осуществляется здесь преимущественно во взвешенном состоянии, среди осадков преобладают мелкозернистые разности, увеличивается количество глинистого вещества. Текстуры осадков преимущественно тонкослоистые. Развитие терригенных коллекторов здесь прежде всего связано с зонами морских течений. Песчано-алевритовые породы в этих условиях более надежно изолированы глинами, чем на внутреннем шельфе. Примером высокоперспективных морских отложений служат газоносные песчаники хадумского горизонта палеогена на Ставрополье.

Континентально-склоновые отложения также выступают в роли природных резервуаров. Для формирования отложений в каньонах и в глубоководных конусах выноса большую роль играет гравитационный фактор во время действия скоростных мутьевых потоков на подводных склонах. Подводные каньоны, врезаясь в континентальный склон, а часто и в шельф, переносят материал к основанию склона, где он и скапливается, образуя глубоководный конус выноса (фэн). Ниже устьев крупных рек конусы могут образовать единую систему с их дельтами. В верхней части конус имеет активное (для данного момента) питающее русло, которое ниже разветвляется на протоки (как и в дельте). Русло и особенно протоки часто ограничены прирусловыми валами. Конус подразделяется на три части: 1) верхнюю с центральным руслом, 2) среднюю (средний конус или «супрафэн»), сложенную лопастями, образовавшимися вследствие переноса материала по отдельным протокам в разное время, поэтому они частично могут перекрывать друг друга (средний конус имеет наиболее выпуклую поверхность и выражен в рельефе дна), 3) для нижней части характерна выровненная поверхность, рассеченная мелкими разветвляющимися протоками. В целом конус напоминает дерево, опрокинутое кроной вниз. В наиболее проточных частях конусов материал бывает хорошо промыт. В прирусловых валах песчаный материал более мелкий и обогащен глиной. Межрусловые участки долин характеризуются накоплением только мелких осадков из взвеси в воде в результате медленного осаждения, которые в период спокойного развития покрывают весь фэн.

Средняя часть глубоководного конуса выноса (или супрафэн) является активным полем осадконакопления. Обилие осадков иногда формирует выпуклую поверхность дна, рассеченную многочисленными руслами, разветвляющимися на протоки и ограниченные иногда прирусловыми валами. Среди русел выделяются действующие и уже отмершие, покрытые слоем илов. В целом супрафэн представляет совокупность веерообразных лопастей, накопившихся в разное время. В поперечном разрезе они представляют линзы более грубого материала среди глинистых осадков (рис. 6.9). Супрафэн представляет собой как бы подводную дельту, в линзах отмечается погрубение материала вверх по разрезу. В нижней части супрафэна русла постепенно исчезают и к его нижней границе пески почти выклиниваются вниз по падению. Песчаные фации средней части фэна могут соединяться с песками питающей долины верхней части и образовать единый достаточно мощный песчаный резервуар сложной разветвленной формы.

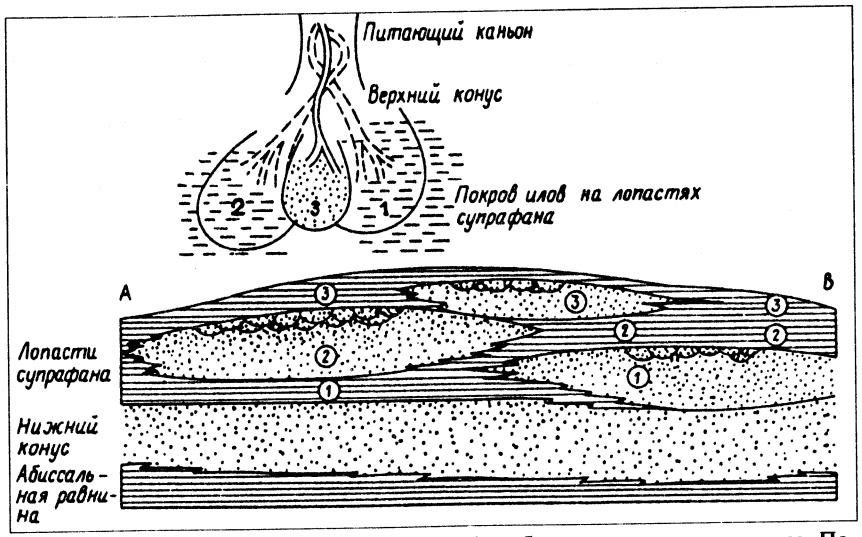


Рис. 6.9. Строение средней части (супрафэна) глубоководного конуса выноса. Показаны перекрывающие друг друга в плане лопасти и их расположение в разрезе

Нижняя часть глубоководного конуса обычно бывает самая большая по площади развития. Вместе с супрафэном она образует подножие континентального склона в океанах и глубоководных морях. Поверхность дна здесь пологоволнистая, рассечена слабо врезанными мелкими руслами. Здесь господствуют уже чисто пелагические условия осадкообразования и может отлагаться повышенное количество ОВ. В периоды усиления поступления материала с верхних этажей сюда проникают турбидитовые течения, они растекаются из русел и в периферийной части конуса текут уже широким фронтом. Среди турбидитов преобладают тонкослоистые разности глинистого и алевритового материала, много растительного детритуса. В периоды сильных импульсов образуются плащеобразные покровы мелкопесчаного материала, в котором может быть видна градационная слоистость. Фации нижнего конуса постепенно переходят в фации абиссальных равнин. В процессе роста и продвижения глубоководных конусов от берега в океан (море) отложения средней, а затем и верхней частей накладываются на нижний конус и образуется стратифицированный разрез с общим укрупнением материала вверх. Процессы перемещения и накопления осадочного материала в глубоководных конусах чутко реагируют на колебания уровня океанического (морского) бассейна, а также изменение объема твердого стока, поступающего из источника питания. При низком уровне стояния в русла с континента приносится более грубый материал. Повышение уровня в океане отражается в заполнении русел конусов глинистыми илами. Ранее сформированное песчаное тело перекрывается ими. Если материала поступает много, то конусы расширяются, сливаются между собой и могут образовать почти непрерывную полосу на континентальном склоне. Подобную ситуацию можно видеть на крутом континентальном склоне (бордерленде) штата Калифорния в США (рис. 6.10).

В различных нефтегазоносных комплексах преобладают те или иные разновидности природных резервуаров. Например, на широких шельфах эпиконтинентальных морей будут образовываться

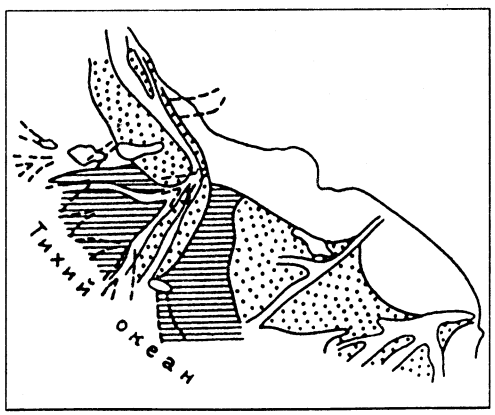


Рис. 6.10. Система склоново-потоковых образований (глубоководных конусов выноса) на калифорнийском борделенде: *1* — современные врезы, *2* — песчаные тела, *3* — глинисто-алевритовые отложения, *4* — погребенные долины неогенового возраста

в основном пластовые резервуары, а для озерно-речных равнин характерны резервуары линзовидной формы и другие ограниченные по распространению разновидности. В мощных песчаных свитах возникают условия существования массивных резервуаров. Последние больше характерны для карбонатных пород, нефтегазоносность которых широко известна. В них находятся очень крупные и даже уникальные скопления углеводородов (особенно в районе Прикаспия, Персидского и Мексиканского заливов). Наиболее распространены рифогенные известняки, образующие выпуклые тела, которые носят общее название биогермы. Состав рифостроителей, т.е. организмов, скелеты которых образуют биогермы, весьма разнообразен: коралловые полипы, мшанки, различные двустворки, фораминиферы и др. Биогермы пластовой формы бывают образованы скоплениями карбонатного материала, который образовался в местах массового расселения некоторых видов водорослей. Такие тела называются строматолитами. Некоторые карбонатные породы имеют хемогенное или биохемогенное происхождение и образуют резервуары пластового типа. К ним относятся прежде всего оолитовые известняки. Некоторым слоистым или массивным известнякам свойственна пелитоморфная или скрытокристаллическая структура. Детальные исследования показывают, что они тоже имеют биогенную природу и сложены микроскопическими (несколько микрон) фрагментами раковинок планктонных водорослей-коколитофорид.

Карбонатные породы в большей мере, чем другие типы, подвержены вторичным преобразованиям, которые в корне меняют их физические свойства, а иногда и состав (процессы доломитизации). В этом состоит сложность выделения природных резервуаров, так как одна и та же порода в одних условиях может рассматриваться как резервуар, а в других условиях приобретает очень высокие изолирующие свойства. Прежде всего это относится к пелитоморфным известнякам и мергелям, которые сильно подвержены трещиноватости, которая изменяет все их физические свойства.

Среди карбонатных комплексов наиболее крупные скопления углеводородов приурочены к тем из них, которые содержат рифогенные тела. Внутреннее строение рифовых массивов сложное. Сами рифовые тела резко выделяются в рельефе поверхности комплекса. Относительное превышение вершин массивов может достигать 1–2 км. В целом риф является резервуаром массивного типа, но внутри него зоны отличаются друг от друга. Это прежде всего ядро рифого массива, его склоны: они сложены скелетными остатками разных организмов. Кроме того выделяется так называемый обломочный шлейф в нижней части склона, образованный при разрушениии рифа абразией, а между рифовых массивов — депрессионные фации, сложенные тонкозернистым глинисто-карбонатным материалом. Породы во всех этих частях имеют различную структуру и свойства. Внутри ядра породы, сложенные скелетами разных организмов, также различаются по своей структуре. В рифах формируются субгоризонтальные протяженные зоны или горизонты, в которых породы были выщелочены и промыты в зонах наиболее активного воздействия различных агентов, например, при выходе рифа выше уровня моря. Это горизонты развития так называемых «ситчатых» известняков с очень высокой пустотностью. Из этих зон получают особенно высокие дебиты нефти — тысячи тонн в сутки (ряд месторождений Ближнего Востока и Мексики). По форме рифы бывают более или менее изометрические куполовидные или с несколькими куполами на одном основании, вытянутые или кольцевые (типа атоллов).

Размеры массивов могут быть очень крупные. Так, рифовый массив каменноугольно-нижнепермского возраста месторождения газоконденсата Карачаганак в Прикаспийской впадине длиной превышает несколько километров, высотой около 1,5 км (рис. 6. 11). В нем выделяются коллекторы различных типов. Крупный кольцевой риф того же возраста в Западном Казахстане, с которым связано крупнейшее месторождение нефти Тенгиз, в поперечнике превышает 20 км. Рифовые тела нередко сидят по краям так называемых «карбонатных платформ» мощных пологозалегающих толщ. Вместе с рифами они могут образовывать единые крупные массивные резервуары. В составе этого же комплекса выделяются банково-рифовые фации, близкие по генезису к рифовым массивам. Эти фации характеризуются узкозональным полосовидным распространением, с которым связаны соответственно литологически ограниченные резервуары, развитые по бортам крупных впадин.

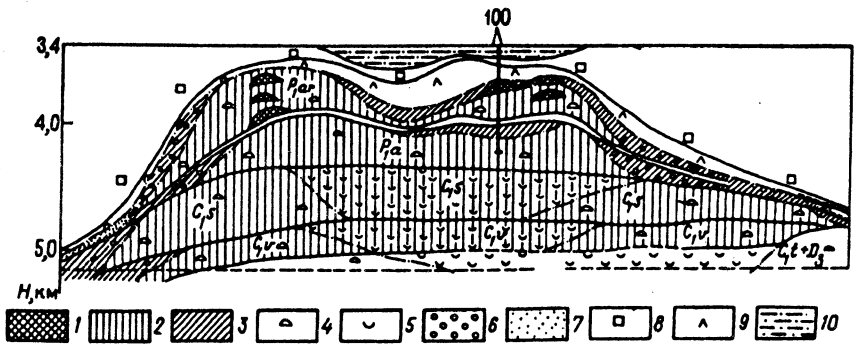


Рис. 6.11. Рифовый массив месторождения Карачаганак с коллекторами различного типа в различных зонах: *1* — кавернозно-поровый, *2* — поровый, *3* — сложный (порово-трещинный, трещинно-поровый, трещинный; фациальные зоны: *4* — биогермная постройка, *5* — внутренняя лагуна; отложения: *6* — склоновые; *7* — шлейфовые, *8* — соль, *9* — ангидриты, *10* — глинистые (по Багринцевой)

Пластовые резервуары в карбонатных толщах встречаются реже, но в некоторых случаях они обладают очень высокими качествами. Прежде всего это пласты оолитовых известняков, которые по структурно-текстурным особенностям сходны с обломочными породами, однако, по вторичным изменениям различны.

Комплексы, сложенные массивными известняками, образуют природные резервуары преимущественно в зонах развития тектонической или литологической трещиноватости или в участках развития кавернозности (чаще всего в доломитах и доломитизированных известняках). Свод крупной складки в массивных известняках, нарушенных трещинами, образует массивный резервуар. Отдельные небольшие зоны трещиноватости и кавернозности обеспечивают возникновение литологически ограниченных резервуаров. Переходную роль играют терригенно-карбонатные или глинисто-карбонатные комплексы с резервуарами сложного вида. При послойном изменении свойства вследствие общей системы трещиноватости в этих толщах образуются массивные резервуары сложного литологического состава.

Тип природного резервуара — это только одна из характеристик нефтегазоносного комплекса. Нефтегазоносные комплексы в бассейнах древних и молодых платформ, подвижных поясов, активных и пассивных континентальных окраин различны. По вертикали комплексы также различаются. Например, на более ранних этапах формирования бассейнов древних платформ в авлакогенах формируются комплексы резко отличные от комплексов более верхнего типично платформенного чехла. Применяя при их изучении методы фациального и формационного анализов, исследуя историю формирования пород, мы можем на научной основе прогнозировать типы природных резервуаров.

6.2. КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА

Коллекторами нефти и газа, слагающими природные резервуары, называются породы, способные вмещать подвижные вещества (воду, нефть, газ) и отдавать их в естественном источнике или в горной выработке (колодце, шахте, скважине и др.). Основным свойством пород-коллекторов является наличие пустотного пространства, которое и заполняют флюиды.

Пустоты могут быть первичными, образовавшимися при формировании самой породы (камеры в раковинах, поры между зернами и кристаллами) и вторичными, возникшими в процессе дальнейшей жизни пород. Пустотами обладают все типы горных пород в той или иной степени, но отдавать флюиды могут не все. В существующих классификациях пустоты подразделяются по размерам и видам. По размерам наиболее простым является их деление на три категории: 1) субкапиллярные с сечением около 0,005 мм, в них жидкость связана в виде пленок на стенках и не двигается; 2) капиллярные с сечением от 0,005 до 0,1 мм, в которых на перемещение действуют силы капиллярного давления и 3) сверхкапиллярные — крупнее 0,1 мм, в которых возможно движение жидкости под влиянием силы тяжести. По видам пустоты различаются более условно. Обычно выделяются поры, каверны, биопустоты и трещины. Если исключить трещины, то другие категории различаются не вполне четко. Порами принято называть пустоты в обломочных породах между зернами (гранулами), пористость называется межзерновой (межгранулярной), а соответственно и коллекторы. Кавернами называются пустоты, возникшие в результате растворения цемента, выщелачивания каких-либо минералов. Особенно они характерны для карбонатных пород. Размеры каверн различны. Пещеры также являются разновидностью пустот выщелачивания. К своеобразным пустотам выщелачивания относятся пустоты в оолитовых известняках, когда оолиты полностью или частично выщелачиваются и может остаться скелет из скрепляющего их цемента. Такая структура коллектора называется отрицательно оолитовой.

Биопустоты бывают внутриформенные и межформенные. К первым относятся внутренние пустоты в раковинах (камеры аммонитов, фораминифер и др.), а также пустоты, разделенные перегородками, внутри коралловых скелетов. К межформенным относятся пустоты между раковин в известняках-ракушняках.

Трещины это пустоты совершенно другого происхождения — разрыв сплошности пород. Выделяются две крупные группы: литогенетические и тектонические трещины, внутри которых есть разновидности. Среди литогенетических различаются трещины диагенетические, возникшие при уплотнении осадка, катагенетические, возникшие уже в горной породе при перекристаллизации и т.д., есть трещины и более глубоких стадий преобразования пород. Тектонические трещины формируются под влиянием различных причин. Различают эпейроклазы, возникающие при колебательных эпейрогенических движениях, диаклазы — при складкообразовательных движениях, вблизи тектонических разрывов и т.д. Выделяются трещины по протяженности и раскрытию: менее 0,1 мм — микротрещины, более 0,1 мм — макротрещины. Классификация пустот и трещин приведена в таблице (табл. 6.1).

В соответствии с видами пустот коллекторы бывают поровые (в обломочных и некоторых породах они называются межгранулярными), кавернозные, трещинные, биопустотные. Есть и смешанные типы — порово-трещинные и др.

Таблица 6.1

Классификация пустот и трещин

Типы коллекторов	Межгранулярные (поровые)	Трещинные	Каверновые	Биопустотные
Пустоты	порово-трещинные	трещинно-каверновые		Внутрискелетные и межскелетные
	Поры	Трещины	Каверны	
Породы	Обломочные			
	К а р б о н а т н ы е			
	Изверженные			Кремнистые
	Глинистые			
	Метаморфические			

Нетрадиционные коллекторы

К числу пород, нефтегазоносность которых мала по сравнению с вышеописанными, относятся толщи, сложенные глинистыми, кремнистыми, вулканогенными, интрузивными, метаморфическими и другими породами. Их можно разделить на две группы. В глинистых и биогенных кремнистых толщах нефтегазоносность обычно сингенетична. Природные резервуары разнообразной прихотливой формы возникают в них в процессе катагенеза, и само возникновение или увеличение пустот связано с генерацией нефтяных и газовых углеводородов и перестройкой минеральной матрицы породы. Не вдаваясь в детали, можно сказать, что в глинистых породах вследствие трансформации глинистых минералов, выделения связной воды, генерации из ОВ жидких продуктов и газов на определенной глубине возникают зоны разуплотнения. Какой-то участок породы вследствие роста внутреннего давления пронизывается системой трещин и возникает природный резервуар, ограниченный со всех сторон менее измененными породами. Зачастую эти участки никак не связаны со структурно-тектоническими особенностями региона. Так, видимо, образовались резервуары в баженовской карбонатно-кремнисто-глинистой толще верхней юры в Западной Сибири (Салымское месторождение и др.), в майкопской глинистой серии Ставрополья (Журавское месторождение).

По-иному протекают процессы в кремнистых толщах биогенного происхождения. На первых этапах «ажурная» структура створок диатомовых водорослей и других организмов, сложенных опалом, создает биопустотный коллектор. В последующем в кремнистых толщах при повышенном содержании сапропелевого ОВ процессы генерации сходны с процессами в глинистых НМ толщах. При минеральной трансформации опала в кристобалит-тридимит на месте биогенной возникает глобулярная структура. При

дальнейшем усилении катагенеза и трансформации кремнезема в халцедон и кварц возникают породы уже другого типа (порцелланиты и др.), происходит их растрескивание; связанная система трещин способствует образованию резервуара пластового или массивного типа. На шельфе Калифорнии находится несколько месторождений, где кремнистые породы формации Монтерей миоцена промышленно нефтеносны. Самым крупным является месторождение Пойнт-Аргуальо. На Сахалине также открыто два месторождения в таких толщах. Сходным образом возникают резервуары в глинисто-карбонатных богатых ОВ так называемых доманикоидных толщах.

Что касается вулканогенных пород, то нефть и газ в туфах, лавах и других разностях связаны с пустотами, которые образовались при выходе газа из лавового материала или со вторичным выщелачиванием. Нефтеносность этих пород всегда вторична. Регионально нефтеносной является, например, осадочно-туфогенный вулканогенный комплекс эоценового возраста Восточной Грузии и Западного Азербайджана. Здесь открыто несколько месторождений. Примером преимущественно газоносного эффузивного комплекса может служить формация «зеленых туфов» палеогенового возраста в Японии. Здесь резервуар массивного типа образован вторично измененными туфами и лавами риолитов.

В составе фундамента нефтегазоносность бывает связана с метаморфическими и интрузивными породами. Большей частью природные резервуары в них возникают за счет выветривания, проработки гидротермальными растворами и других вторичных изменений. Притоки нефти получены из коры выветривания гранитно-метаморфических пород, залегающих в ядрах мезозойских поднятий в Шаимском районе Западной Сибири. Притоки нефти и газа из кристаллических пород бывают весьма значительны. На площади Оймаша на Южном Мангышлаке получены значительные притоки нефти из зоны вторично измененных гранитов. Крупное месторождение Белый Тигр связано с гранитогнейсовыми породами на шельфе Вьетнама. Природный резервуар здесь образовался за счет выщелачивания, дезинтеграции и образования гранитной дресвы. Процессы выветривания и тектонического дробления создают в кристаллических породах локальные резервуары, ограниченные плотными менее измененными породами.

Наибольшую известность как коллекторы получили глинистые породы баженовской свиты позднеюрского возраста в Западной Сибири. Максимальный дебит из этих коллекторов на Салымском месторождении достигал нескольких сотен тонн в сутки. Породы имеют пелитовую структуру, микрослоистость подчеркивается распределением ОВ, содержание которого достигает 25%, содержание

свободного кремнезема повышенное (10–30%), общая пористость 5–8%, плотность 2,23–2,4 г/см^3, что заметно ниже по сравнению с выше- и нижележащими горизонтами. Основной причиной возникновения пустот в глинах баженовской свиты является преобразование органического вещества, в результате которого возрастает объем флюидов (жидкости, в том числе углеводороды, газы). Возросшее давление способствует образованию сети трещин в основном по наслоению вдоль ослабленных уровней.

Об уменьшении плотности пород баженовской свиты свидетельствует проведенный М.К. Калинко эксперимент, при котором образец из скважины на Чупальской площади в Западной Сибири подвергался нагреванию до 180°С при давлении 25 МПа в течение 20 суток. До нагревания пористость породы составляла 1,88%, после нагревания увеличилась до 2,71%, доля крупных пор размером более 10 мкм возросла с 6 до 11%.

Можно сделать вывод о том, что в этих коллекторах, баженитах, совпадает во времени формирование коллекторских свойств и генерация нефтяных углеводородов. Повышению растрескан-ности породы способствуют и некоторые тектонические процессы. Нефтегазоносность баженовской свиты в значительной мере является сингенетичной. При отборе нефти трещины смыкаются, таким образом баженитьі являются коллекторами как бы одноразового использования. В них нельзя закачать газ или нефть, как это делают при строительстве подземных хранилищ в других типах пород.

6.3. СВОЙСТВА КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА

Характеристика коллекторов дается по их основным свойствам: пористости, проницаемости, структуре порового пространства, остаточной водонасыщенности, физико-химическим свойствам поверхности пустот и др.

Пористость

В породах различают несколько видов пористости (пустотности): общую (или абсолютную), открытую (или насыщения), эффективную (или динамическую) и закрытую. Под общей понимается объем всех видов пустот (трещины, как пустоты совершенно другого генезиса, нецелесообразно учитывать). Отношение объема всех пустот к объему породы, их содержащей, называется коэффициентом общей пористости. Подобно общей рассчитывается и коэффициент открытой пористости. Обычно за вычетом некоторого количества воды, содержащейся в порах в пределах залежи, этот коэффициент используется при подсчете общих геологических запасов полезных ископаемых. Под эффективной пористостью понимается объем тех пор и соединяющих их каналов, по которым возможно реальное перемещение флюидов. Не учитываются тупиковые застойные пустоты или поры очень мелкого размера, хотя в объем открытой пористости они входят. Этот вид пористости используется при подсчетах извлекаемых запасов. Под закрытой пористостью подразумевается объем изолированных пор, не имеющих связи с другими пустотами.

При погружении пород на все большие глубины пористость в целом убывает, хотя и неравномерно. В разной степени уменьшаются и различные виды пористости. Например, открытая пористость снижается в большей степени, так как каналы, соединяющие отдельные поры, при увеличении давления могут сомкнуться, а поры — превратиться в закрытые. Величина закрытой пористости при погружении даже может относительно возрастать.

Определение пористости происходит как экспериментально в лаборатории, так и косвенно по данным разных видов каротажа. Общая пористость определяется по сопоставлениям величин средней минеральной плотности зерен и плотности породы в объеме (объемная плотность). Ясно, что они будут различаться тем больше, чем больше в породах пустотного пространства при одинаковом минеральном составе. Разность между плотностью породы и минеральной плотностью — это и будет коэффициентом общей пористости. Открытая пористость определяется при помощи керосинонасыщения. Определяется объем образца и объем вошедшего в сухой образец керосина, который заполнит только сообщающиеся поры. Соотношение объемов дает соответственный коэффициент. Эффективная пористость определяется более сложно, либо путем заполнения породы искусственной моделью нефти — смолой определенного состава, которая застывает в порах, либо расчетным путем по сопоставлению пористости с проницаемостью.

Пористость пород и размеры пустотных пространств изменяются под влиянием различных факторов. Уменьшение размеров пор и снижение пористости происходит по мере роста давления. Но при повышении давления флюидов или в результате растворения нередко наблюдается и возрастание пористости.

В обломочных недоуплотненных породах величина пористости зависит от формы зерен (при одном и том же размере) и от их укладки. В неглубоко залегающих сеноманских песчаниках Уренгойского газового месторождения при свободной укладке угловатых зерен пористость достигает 40%. Большое влияние на величину пористости оказывает также степень отсортированности материала, при низкой отсортированности мелкие зерна забивают поры между крупными частицами.

Способ образования, генетический тип обломочной породы часто имеют определяющее значение для пористости, заложенные в момент образования породы качества могут сохраняться до больших глубин. Особенно хорошо это заметно в отложениях скоростных потоков на склонах бассейна осадконакопления, где материал хорошо сортируется, а глинистые фракции вымываются. По-видимому, поэтому на апшеронском шельфе на глубине 6,5 км пористость плиоценовых песчаников составляет 18%.

Цементация породы также снижает пористость. В карбонатных породах процессы выщелачивания, доломитизации вызывают увеличение пористости, а перекристаллизация часто уменьшает ее. Все процессы литогенеза так или иначе влияют на пористость, в том числе изменения в глинистом цементе, катаклаз, растворение зерен химически малостойких минералов и т.д.

Емкостные свойства породы-коллектора, слагающей природный резервуар, определяются таким важным параметром, как эффективная емкость (q) по формуле:

$$q = K_п \cdot H_{эф},$$

где $K_п$ – средняя пористость породы в пределах исследуемой части пласта, $H_{эф}$ — средняя эффективная толщина пласта.

Проницаемость

Проницаемость — это свойства какого-либо вещества пропускать сквозь себя частицы другого вещества. Под проницаемостью горных пород понимается их способность фильтровать жидкости и газы при перепаде давления. Различают проницаемости нескольких видов. Абсолютной называется проницаемость, измеренная при прохождении через породу какого-либо флюида (жидкость, газ) в условиях полного насыщения пор породы этим флюидом. Измерять ее лучше по какому-нибудь инертному газу (можно по воздуху, так как он обычно достаточно инертен). Жидкости же могут существенно реагировать с породой. Фазовой, или эффективной называется проницаемость, определенная по какому-либо флюиду в присутствии в породе другого флюида. Например, через водонасыщенную породу пропускают газ. Это отражает реальные природные условия, так как в пластах часто присутствуют два флюида (нефть–вода, газ–вода), а то и три (в залежи нефти, где есть вода и может выделяться растворенный газ при снижении давления).

Отношение фазовой проницаемости, измеренной по какому-либо флюиду и абсолютной, измеренной в условиях полного насыщения породы этим флюидом, называется относительной проницаемостью.

Абсолютную фазовую проницаемость горных пород определяют по закону Дарси, согласно которому скорость фильтрации (и объем прошедшего вещества) в пористой среде при струйном ламинарном потоке прямо пропорциональна перепаду давлений и обратно пропорциональна динамической вязкости:

$$V = Q/F = k\,(P_1 - P_2)/\mu L,$$

где V — скорость линейной фильтрации, Q — объем флюида, прошедшего через породу в единицу времени, F — площадь поверхности породы, через которую проходит фильтрация, k — коэффициент пропорциональности, который и рассматривается как коэффициент проницаемости породы, P_1 и P_2 — соответственно давление на входе и выходе из образца, L — длина образца породы, μ — динамическая вязкость фильтрующейся фазы.

В случае фильтрации газа объемный расход его Q при среднем давлении (середина образца) P составляет

$$Q = 2Q_0P_0/(P_1 + P_2),$$

где Q_0 — расход газа при атмосферном давлении P_0.

Коэффициент проницаемости:

$$K_{пр} = Q\mu L/F\Delta P.$$

В системе СИ величины имеют размерности: $Q = м^3/с$, $F = м^2$, $L = м$, $P = Па$, $\mu = Па \cdot с$. При этом проницаемость будет выражаться в $м^2$, т.е. проницаемостью в 1 $м^2$ обладает порода, при фильтрации через образец которой площадью поперечного 1 $м^2$ при перепаде давления 1 Па на 1 м длины расход флюида вязкостью 1 Па·с составляет 1 $м^3/с$. Для реальных пород этот размер очень велик и обычно проницаемость измеряется в микрометрах (мкм).

Старая, но нередко употребляемая единица проницаемости называется по имени ученого Дарси (Д). При применении старой системы единиц СГС определение единицы Д можно дать в следующем виде: порода обладает проницаемостью в 1 Д, если однофазный флюид с вязкостью в 1 сантипуаз (сп) фильтруется со скоростью 1 см/с с расходом 1 $см^3/с$ при площади поперечного сечения 1 $см^2$ и при перепаде давления 1 атм (760 мм ртутного столба). Тысячная часть Дарси называется миллидарси (мД). Для перевода одних в другие существует соотношение:

$$1\,Д = 1{,}02 \cdot 10^{-12}\ м^2.$$

Приведенные формулы не учитывают ряда особенностей движения жидкостей и газов (их различную скорость, разнонаправленность и др.). Наиболее заметны отклонения при больших скоростях движения газов.

Проницаемость пород, особенно обломочных и глинистых зависит от нагрузки вышележащих отложений. Чем более однородна порода и тверже ее скелет, тем меньшее изменение она испытывает. При опыте в песчанике аркозово-кварцевого состава при 20°С под нагрузкой пористость его уменьшилась с 18 до 15,6%, а проницаемость примерно за 40 сут от 160 до 149 мД (или $149 \cdot 10^{-15}$ м^2) (рис. 6.12). Но в результате определенных процессов на больших глубинах (разуплотнение, трещинообразование) проницаемость может и увеличиться. Породы иногда кардинальным образом изменяют свои свойства. Так, песчаники могут быть целиком зацементированы, превратиться в так называемые сливные разности и практически целиком потерять проницаемость. В то же время глинистые и другие породы вследствие выщелачивания и трещинообразования из плохо проницаемых могут превратиться в породы-коллекторы. Таким образом, происходит как бы полная инверсия фильтрационных свойств.

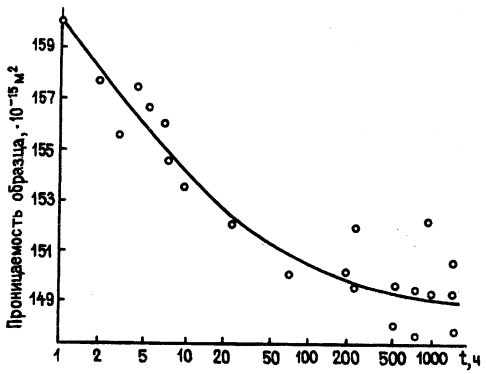


Рис. 6.12. График изменения проницаемости песчаного коллектора пласта $БВ_8$ Самотлорского месторождения под давлением 10 МПа (по Черникову)

Важнейшей характеристикой природного резервуара является его гидропроводность (Т):

$$T = K_{пр} \cdot H_{эф}/\mu,$$

где $K_{пр}$ — среднее значение коэффициента проницаемости породы-коллектора в пределах исследуемой части природного резервуара, $H_{эф}$ — средняя эффективная толщина, μ — вязкость флюида. В.С. Славкин определяет смысл понятия гидропроводность, которая зависит не только от проницаемости, но и от толщины «трубы», по которой осуществляется фильтрация. Вязкость, конечно, снижает гидропроводность.

Некоторые породы по фильтрационным свойствам занимают промежуточное положение между коллекторами и плохо проницаемыми породами, называемыми флюидоупорами. Это породы-полуколлекторы, в которых содержание жидких флюидов высокое, а отдача хоть и идет, но весьма медленно. К ним относятся все глинисто-алевритовые породы, в которых запасы нефти могут быть очень велики. В полуколлекторах движение жидкости особенно при повышенных РТ, видимо, подчиняется не гравитационной дифференциации и перепаду давлений, а иным законам, связанным с движением неньютоновской жидкости или перестройки минеральных форм и структурно-текстурных характеристик пород.

Проницаемость определяется на всех приборах, где можно обеспечить фильтрацию и замер объема прошедшего через образец флюида при установленных перепадах давления. Замеры фазовой проницаемости производить более сложно, чем абсолютной, так как одно из подвижных веществ, накапливаясь на выходе, мешает измерять расход другого.

Более полное, чем по нескольким образцам, представление о проницаемости пласта можно составить после проведения исследований в скважинах. Если при вскрытии какого-либо пласта буровой раствор разжижается и плотность его снижается, это свидетельствует о том, что пласт проницаем и из него под достаточно большим давлением поступает вода. Иногда происходит потеря циркуляции раствора в скважине, и в этом случае он не возвращается к поверхности по затрубному пространству. Это означает, что скважина вскрыла пласт с высокой проницаемостью (или кавернозную зону), куда уходит раствор при меньшем, чем в нем пластовом давлении. Скважину испытывают при разных режимах отбора флюидов. Если даже при повышенном отборе давление в пласте мало снижается и восстанавливается быстрее, то проницаемость породы велика.

Между пористостью и проницаемостью в хорошо отсортированных обломочных породах существует определенная прямая зависимость. Однако могут быть высокопористые породы с низкой проницаемостью, когда размеры пор очень малы.

Структура пустотного пространства

Коллекторские свойства пород во многом определяются структурой пустотного пространства и количеством остаточной воды. Структура пустотного пространства складывается, изменяясь на всех этапах седиментогенеза и литогенеза. Для ее показателей важны структурно-текстурные признаки породы: размер пор, отсортированность материала, цемент, для органогенных пород — виды скелетных остатков, извилистость поровых каналов и многие другие факторы.

Тремя основными характеристиками, определяющими структуру пустотного пространства, являются распределение пор и

поровых каналов по размерам, величина внутренней удельной поверхности и извилистость каналов. Распределение пор и каналов по размерам производится многими способами, из которых самым объективным является водная и ртутная капилляриметрия. Первая применяется для изучения пор в коллекторах, вторая — в плохо проницаемых очень тонкопоровых породах (глинах и др.). При водной порометрии из полностью насыщенного водой образца под давлением газа выжимается вода. При минимальном повышении давления вода выжимается из самых крупных пор, при дальнейшем повышении — все из более и более мелких. Определение объемов отжатой воды (или массы) в определенных интервалах давления дает возможность определить долю поровых каналов того или иного размера. Соотношение давления (капиллярного, которое необходимо преодолевать) и размера каналов видно из формулы:

$$r_{экв} = 2\,\sigma\cos F/P_k,$$

где $r_{экв}$ — эквивалентный радиус канала, σ — величина поверхностного натяжения воды, F — краевой угол смачивания (для воды принимается для простоты за 0), P_k — капиллярное давление.

Подставляя значения P_{k_1}, P_{k_2} и т.д., можно определить разность $r_{экв_1} - r_{экв_2}$ и т.д., интервал определенных размеров пор, составляющих какую-то долю общего количества всех каналов. Для хорошо отсортированных слабосцементированных пород отчетливо выражаются преобладающие размеры каналов. Это хорошо видно на кривой распределения каналов для хадумских (палеогеновых) песчаников Северо-Ставропольского газового месторождения (рис. 6.13). Здесь доминируют поры размером от 10 до 12,5 мкм, их содержание среди всех других пор составляет 61%. Именно на поры преобладающего размера следует ориентироваться при проектировании разработки залежей.

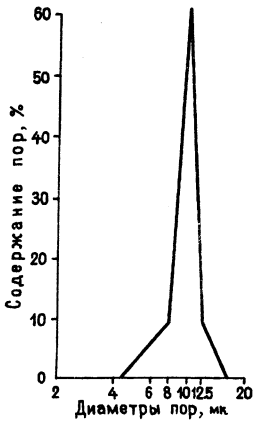


Рис. 6.13. График распределения пор по размеру в хадумском песчанике Северо-Ставропольского газового месторождения (по Ханину)

Ртутная порометрия основана на нагнетании ртути в образец, из которого предварительно откачан воздух. По мере того как заполняются самые крупные, затем менее крупные каналы, требуется все большее и большее давление, чтобы протолкнуть ртуть через самые мелкие каналы. Количественно связь соотношения размеров каналов в породе выражается в изменении объемов ртути, входящей в образец при последовательно увеличивающихся давлениях. Пользуясь данным методом, можно определить размер очень тонких каналов порядка 0,01 мкм. Ртутная порометрия необходима для характеристики флюидоупоров.

Для определения внутренней удельной поверхности, т.е. площади поверхности всех пустот в единице объема или массы вещества существует много методов, в основном косвенных. Единственным прямым является метод БЭТ (по фамилиям авторов Бранауэра, Эммета и Теллера). Этот метод основан на измерении величины физической адсорбции инертного газа на поверхности твердого тела при низких давлениях и постоянной температуре, близкой к температуре сжижения газа. С помощью теории изотермической адсорбции можно определить количество газа (а, следовательно, и число молекул), которое необходимо для того, чтобы покрыть твердую поверхность слоем в одну молекулу. Зная площадь, которую она (ее диаметр) покрывает, можно рассчитать удельную поверхность твердого тела:

$$S_{уд} = V_m N w_0,$$

где V_m — количество адсорбированного газа, отвечающего образованию мономолекулярного слоя, моль, N — число Авогадро (число молекул в 1 моле, $6{,}0231 \cdot 10^{23}$), w_0 — площадь, перекрываемая одной молекулой.

Для определения величины поверхности в процессе эксперимента необходимо создание глубокого вакуума (очищение поверхности), понижение температуры до уровня сжижения рабочего газа (для аргона −195,2°С). Очищенная поверхность при помощи специальных устройств постепенно покрывается молекулами газа до создания мономолекулярного слоя. До этого момента температура не изменяется (условия изотермии). Как только появляется избыточное количество газа после создания монослоя, температура начинает подниматься (броуновское движение свободных молекул). Опыт заканчивается, определяется расход газа.

Величина внутренней удельной поверхности в породах сильно изменяется и может достигать нескольких квадратных метров в 1 $см^3$. Величина удельной поверхности используется для расчета скорости фильтрации. Козени показал, что скорость фильтрации обратно пропорциональна квадрату удельной поверхности на единицу объема:

$$K_{пр} = cm^3/S^2_{уд},$$

где $K_{пр}$ — проницаемость, с — постоянная Козени, m — пористость, $S_{уд}$ — величина удельной поверхности.

Некоторые авторы вводят в это уравнение извилистость (Т) как неопределенный множитель:

$$K_{пр} = cm^3/TS^2_{уд}.$$

Извилистость показывает, что реальный путь течения флюидов в Т раз длиннее, чем по прямой. Существует несколько визуальных (по фотографии шлифа, рентгеновскому снимку) и статистический способы определения извилистости, а также в образце по росту электрического сопротивления, которое в породах с более сложной структурой пустот выше при прочих равных условиях.

С величиной площади поверхности, естественно, связано количество воды в породе (не считая кристаллизационной). Вода в породах находится в трех основных формах: свободная или гравитационная, капиллярная (ее разновидность — менисковая или уголков пор) и связанная. Все виды воды могут находиться вместе с нефтью (газом) в залежах. Эта вода называется «остаточной» (остается внутри залежи вместе с нефтью). Количество остаточной воды является важной характеристикой коллектора наряду с пористостью и проницаемостью. Доля порового пространства занятая водой называется коэффициентом водонасыщенности, так же как доля занятая нефтью (газом) — коэффициентом нефте-(газо-)насыщенности. В сумме эти коэффициенты составляют единицу или 100%.

Исходя из особенностей формирования залежей, а также характера смачиваемости пород считается, что остаточная вода может находиться в виде капель, в пленочном состоянии на поверхности зерен (пор), в виде менисков в уголках пор, в капельном (островном) состоянии, когда она располагается на поверхности зерен в виде изолированных участков. Последний случай бывает при малом ее содержании и гидрофобных свойствах (плохой смачиваемости) поверхностей минералов. Остаточную воду, содержащую атомы хлора (что обычно и бывает), можно сделать видимой, подействовав на нее раствором азотнокислого серебра и раствором азотнокислой ртути. В результате реакции образуется светлый осадок, видимый на сколе породы.

Характер распределения воды в нефтеносных пластах зависит от их коллекторских свойств. В Туймазинском месторождении в терригенных породах девона у пород с высокой пористостью (более 23%) и проницаемостью (более 1000 мД) преобладает капельное распределение, у пород со средними свойствами — менисковое распределение, у пород с более низкими свойствами (менее 20% и 300 мД) — пленочная вода.

Характер распределения воды зависит от свойств и состава нефти. Поверхностно активные вещества, присутствующие в нефти, могут разрывать пленку и вытеснять ее из активных центров кристаллической решетки минералов. В хорошо проницаемых отсортированных породах содержание остаточной воды низкое (порядка 10%), в глинистых алевритистых породах — очень высокое (70%). Толщина пленки воды зависит от гидрофильности, способности адсорбирования прежде всего глинистыми минералами. По количеству связанной воды минералы располагаются в следующий ряд в порядке убывания: монтмориллонит—галлуазит—каолинит. Первый, как уже упоминалось, содержит много и менисковой воды, которая при определенных условиях переходит в свободную.

Проблема определения остаточной воды очень сложна — ее необходимо учитывать при отборе керна в скважинах. Вода может быть вымыта из пласта при бурении и замещена под давлением фильтратом бурового раствора. Поэтому для отбора образцов (лучше глубинным пробоотборником, сохраняющим естественные условия) бурят скважины на известково-битумном растворе (или буровой раствор на нефтяной основе), который не нарушает естественную пластовую влажность. Это создает дополнительные сложности. Существуют и косвенные методы, имитирующие выдавливание воды из пор нефтью (газом) — центрифугирования, выжимания газом и др. Остаточная вода сильно влияет на проницаемость, определяемую в лаборатории, снижая ее (рис. 6.14).

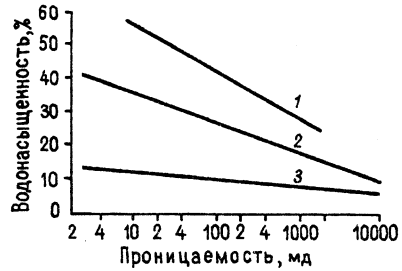


Рис. 6.14. Графики зависимости проницаемости от водонасыщенности (по Черникову): *1* — алевролиты, *2* — мелкозернистый песчаник, *3* — среднезернистый песчаник

6.4. ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

Многие свойства пород-коллекторов, слагающих природные резервуары нефти и газа, закладываются во время седиментации. Особенно это относится к обломочным породам, скелет которых формировался в активной подвижной водной или воздушной среде (среди карбонатных пород первоначальные коллекторские свойства обычно формируются у калькаренитов, оолитовых, а также органогенных разностей).

Изменения всех нефтеносных пород происходят в системе: минеральное вещество—органическое вещество—флюиды (включая нефть и газы). Вторичные преобразования отложений осадочных бассейнов носят неоднонаправленный характер. На волновой характер многих процессов в недрах, в том числе на чередование зон уплотнения и разуплотнения, обратил внимание Б.А. Соколов. В предложенной автоколебательной модели он связал все процессы с пульсационной дефлюидизацией пород при погружении. Основными факторами, которые следует учитывать при анализе нелинейных преобразований, являются формационно-генетические характеристики нефтегазоносных комплексов, слагающих

осадочные бассейны. Разделы между комплексами различного литологического состава являются рубежами резкого изменения основных физических свойств пород, таких как плотность, пористость, теплопроводность и др. Резкий скачок градиентов значений величин этих свойств является причиной неравновесного энергетического состояния на этих уровнях. Если повышается содержание флюидов, неравновесие системы возрастает. Породы разного состава в целом оказывают влияние друг на друга в пределах осадочного бассейна. Широко известным примером является влияние соленосных толщ на подстилающие отложения, нагрузка здесь меньше по сравнению с другими случаями, так как соль имеет меньшую плотность, чем другие породы, процессы катагенеза замедляются из-за относительно более низких температур под высоко теплопроводной солью и т.д. Большое влияние на все процессы оказывают находящиеся в разрезе вулканогенные толщи и вообще вулканический, особенно пепловый материал как высоко реакционноспособный. В нефтяной геологии важно изучение всех неравномерных, другими словами, нелинейных изменений, в том числе возникновения зон разуплотнения и формирования вторичных коллекторов.

Сохранение пористости при погружении в обломочных породах зависит прежде всего от способа их образования. Наиболее промытые отсортированные породы высокоэнергетических обстановок, состоящие из однородного материала устойчивых минералов, имеют жесткий скелет и дольше всего сохраняют свои первичные свойства. Это относится не только к русловым и баровым отложениям, но и к телам склоновых скоростных зернистых потоков.

Размер зерен является функцией энергии обстановки осадкообразования. Тонкозернистым осадкам с микропорами характерна низкая проницаемость, особенно если они образовались в низкоэнергетической среде. В них же обычно отмечается и повышенное содержание более пластичных зерен (обломки пород, слюды), которые сминаются при росте нагрузки. Это, например, пойменные осадки или отложения тех частей дельты, которые разделяют протоки (иногда их называют переплетающимися отложениями, так как тиховодные струи меняют направления). Песчаники, образовавшиеся в активных зонах каналов русел и проток, имеют более высокие емкостные и фильтрационные характеристики.

Формирование вторичной пористости и появление при этом природных резервуаров с удовлетворительными свойствами связано с разуплотнением как следствием процессов трансформации и выщелачивания минерального вещества, так и дефлюидизации пород. Процессы растворения являются одной из главных причин формирования вторичной пористости. В.Н. Холодов показал,

что растворение мелкорассеянных карбонатов начинается достаточно рано при насыщении вод углекислотой, возникшей при разложении ОВ. Растворение активно происходит при просачивании больших объемов воды, недонасыщенной веществами растворяющихся минералов. Чаще всего это характерно для вод, просачивающихся через флюидальные дельтовые отложения и мелководноморские отложения. На больших глубинах немаловажное значение имеет генерация CO_2. Гуминовое вещество производит значительно больше углекислоты, чем сапропелевое: 1 г керогена может продуцировать от 10 до 100 мг CO_2. Это количество способствует растворению от 20 до 200 мг карбонатов. Б.К. Прошляков на примере изучения пород Аралсорской сверхглубокой скважины показал, что до глубины 2,2–2,3 км (современная температура 55°С) карбонаты в цементе песчаников активно выщелачиваются. Глубже с повышением температуры растворимость карбонатов понижается и они выпадают в твердую фазу. Но при температуре выше 75°С в растворах появляется CO_2, поступающий из глинистых пород за счет гидролиза рассеянных в них карбонатов. Гидролиз идет по схеме:

$$CaCO_3 + H_2O = Ca(OH)_2 + CO_2.$$

Более интенсивно гидролизуется сидерит, который начинает разлагаться при температуре 75°С и выделяет большие объемы CO_2. В.Н. Холодовым рассчитано, что 100 г рассеянных в глинах карбонатов могут выделить 23 $м^3$ CO_2. Вследствие роста содержания CO_2 в поровых водах карбонаты в Аралсорской скважине ниже глубины 4,4 км вновь начинают растворяться. Декарбонатизация является результатом действия на осадочные породы не только CO_2, но и органических кислот, которые образуются при декарбоксилировании органического вещества глин, чередующихся в резервуарах с песчаниками и алевролитами. Агрессивные кислоты диффундируют в проницаемые пласты, вызывая выщелачивание карбонатов и возникновение вторичной пористости.

При воздействии карбоновых кислот необходимо, чтобы освобождающийся алюминий выносился из зон выщелачивания. Возможно его перемещение происходит в виде алюмоорганических комплексов. Опубликованные экспериментальные работы дают возможность судить о высокой подвижности алюминия в присутствии растворов карбоксильных кислот. Растворение полевых шпатов повышалось в присутствии оксалатовых и меланатовых кислот. Повышение концентрации алюминия в растворах является индикатором возрастания его подвижности при выщелачивании. Высвободившаяся кремнекислота идет на регенерацию кварцевых зерен, что способствует образованию жесткого

каркаса, сохраняющего пористость. Все эти процессы эффективны в достаточно проницаемых породах.

Известно, что трансформация глинистых минералов иногда приводит к улучшению коллекторских свойств. Б.А. Лебедев подсчитал, что величина пористости каолинитизированных пород возрастает на 2–3% по сравнению с исходной породой. При этом совершенствуется структура порового пространства и повышается проницаемость. Особенно велика разница для песчаников с первичным монтмориллонитом в цементе. Каолинитизация приводит к образованию эффективных коллекторов. Этот процесс характерен для молодых бассейнов подвижных областей, где в породах много смектитов за счет преобразования вулканических пеплов.

Трансформация глинистых минералов, их дефлюидизация является одной из причин проявления дилатансии в породах осадочных бассейнов и в том числе формирования в них коллекторских свойств. Дж. Берст впервые в 1969 г. описал явление выделения воды в процессе иллитизации смектитов на примере осадков Галф Коста. Подобные явления были отмечены и в других бассейнах, где указывалось на связь дефлюидизации с разуплотнением пород на глубинах, варьирующих в зависимости от геотермического градиента, от 2 до 4 км. С разуплотнением связано появление резервуаров в мощных глинистых толщах, подобных майкопской серии олигоцена–нижнего миоцена в Предкавказье. Взаимосвязанные процессы между преобразованиями ОВ и трансформациями глинистых и кремнистых минералов определяют образование таких резервуаров. Вдоль ослабленных зон в глинистых породах возникают трещины и образуется основная доля вторичной пористости. Нетрадиционные глинистые коллекторы характеризуются в основном субпараллельными слоистыми трещинами, обеспечивающими латеральную проницаемость. Механизм образования трещин связан с нарастанием давления в образующихся за счет разложения, преобразования органики в газово-жидких пузырьках. При установлении определенного предельного давления происходит схлопывание пузырьков, этот микрогидравлический удар вызывает образование микротрещин. Общий рост внутреннего напряжения вызывает увеличение объема пород в определенной зоне и их боковое смещение (дилатансия) с образованием послойных деформаций. Происходит субгоризонтальное (латеральное) смещение одной серии слоев по отношению к другим. Хороший пример подобного смещения виден на сейсмопрофилях, проведенных в Западно-Камчатском прогибе (рис. 6.15). В разрезе этого прогиба на глубинах 2500–2600 м в породах эоцена хорошо видны сорванные чешуи, толщина которых достигает 150–200 м. В данном разрезе сдвиги с образованием чешуй связа-

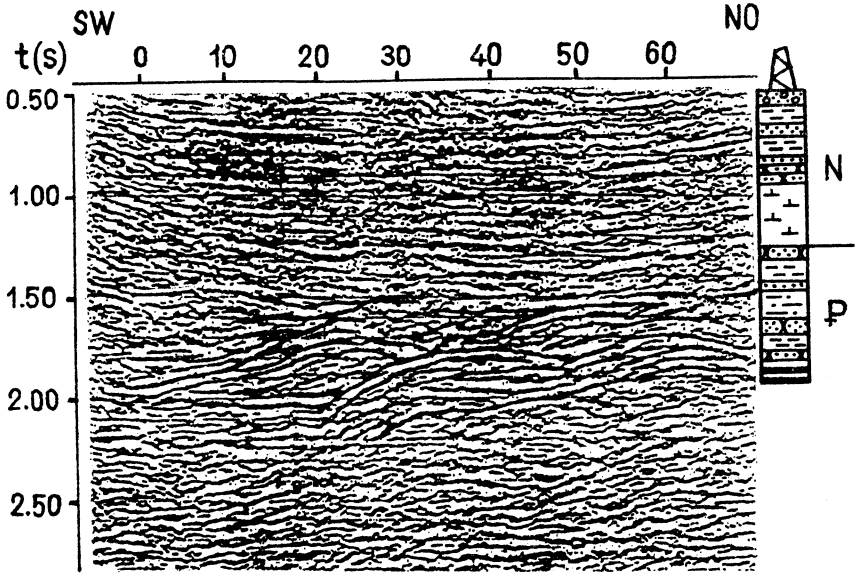


Рис. 6.15. Внутрислойные деформации в зоне разуплотнения в палеогеновых породах Западной Камчатки

ны с глинистыми и угленосными толщами. Масштабы перемещения чешуй составляют десятки метров, амплитуды складок достигают 100 м. Можно предположить, что в момент перенапряжения разрядка произошла таким образом, что вызвала перемещение массы вещества по латерали в область меньших давлений. Подобное явление — один из видов дилатансии. Можно предположить, что газовые и жидкие флюиды, находящиеся в породах, заполняют трещины, образовавшиеся при смещении и таким образом вероятно формирование скоплений углеводородов в особом природном резервуаре дилатантного типа. Этот природный резервуар следует рассматривать как геологическое тело особого способа образования со своими специфическими физическими и другими параметрами. Подобные смещения и возникновение дилатантных резервуаров наиболее активно происходит на границах толщ различного состава с различными прочностными, пластическими, термическими свойствами и др.

К этому же ряду явлений, по-видимому, относятся процессы милонитизации. После разрядки напряжений в период релаксации объем трещинной пустотности может уменьшиться, что вызовет частичный переток флюидов на другие уровни, выше по разрезу, если такое перемещение будет возможно. Латеральное послойное смещение чешуй вызывает и побочные явления в геоэнергетическом поле: повышение содержания флюидов (воды)

снижает электрическое сопротивление, возникают волноводы, по которым сейсмическая энергия может распространяться широко и выйти на поверхность. Существенную роль процессы разуплотнения оказывают на возникновение аномалий в тепловом поле. Основываясь на формуле Фурье, можно предположить, что при постоянном значении величины теплового потока разуплотнение и снижение удельной теплопроводности пород вызовет рост величины температурного градиента. Расчеты показывают, что в 100-метровой толще глинистых пород это может создать аномалию и температура превысит фоновую на 20–30°С.

С увеличением глубин более отчетливо можно видеть результаты тех процессов, которые в верхних частях разреза часто почти незаметны. Среди других явлений интерес представляет химическое уплотнение. Петрографические исследования кремнистого (кварцевого) цемента в юрских преимущественно кварцевых песчаниках в Североморском бассейне и на шельфе Норвегии показали, что основная его масса образовалась за счет растворения кварца на контакте со слюдами и чешуйками глинистых минералов группы иллитов, которые в виде корочек покрывают поверхности стилолитовых швов в песчаниках. Кварц растворяется на контактах со слюдой и иллитом благодаря процессам химического катализа. Проникновение и внедрение пластичной слюды в кварцевые зерна без заметной физической деформации свидетельствует о том, что именно слюда способствует растворению кварца.

Главным фактором, контролирующим степень и распределение химически образованного цемента, является температурно-временная история данной песчаной свиты. Давление, по-видимому, создает маленький эффект, но оно нужно для тесного контакта зерен. Рассматривая энергетическую сторону химического уплотнения, авторы обращают внимание на некоторое количество энергии, которое освобождается при уплотнении. По расчетам получается, что при растворении и переосаждении 1 моля кварца выделяется 159 кал на глубине 2,5 км и 286 кал на глубине 4,5 км. Числа могут быть завышенные, но принципиальное соображение о выделении энергии является, по-видимому, верным, что важно для всех сторон литогенеза.

Процессы уплотнения и перераспределения вещества сочетаются иногда и с процессами разуплотнения на больших глубинах. В этом отношении интересный материал дало бурение сверхглубоких скважин. В Тюменской скважине в песчаниках триаса в интервале 5,2–5,8 км была вскрыта зона с развитием вторичной пористости, которая превышает первичнореликтовую и достигает 10–12%. Эти породы были изучены О.В. Япаскуртом, который и дал свое объяснение феномену. В обломочной части кварцевых граувакк распространены литокласты аргиллитов, кремней, а также эффузивных, кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых пород. Повышенная гетерогенность состава создает неравновесие в системе. Неустойчивые компоненты разлагаются (кварц растворяется по вышеизложенной схеме), высвобождающийся кремнезем идет на регенерацию зерен кварца. Локально регенерированный на поверхности зерен кварц может образовать «отростки», которые, соприкасаясь, препятствуют сближению семян зерен, создавая ажурный скелет с межзерновыми «мостиками» (рис. 6.16). Общая схема чередования зон уплотнения и разуплотнения дана на рис. 6.17.



Рис. 6.16. Структура песчаников триаса с «ажурным» скелетом за счет образования соединительных мостиков кварцевого состава (черное — поры) (по Япаскурту)

Все рассмотренные преобразования могут быть обобщены только на базе генетических представлений. Литогенетический (генетический) тип отложений является как бы главным управляющим фактором всех преобразований пород прежде всего на начальных стадиях литогенеза. Отражение генетических типов в петрофизических свойствах существенно сказывается на продуктивности нефтегазоносных горизонтов. Наименьшая дифференциация по свойствам отмечается в песчано-алевритовых осадках шельфов с высокой гидродинамической подвижностью. В дельтовых отложениях дифференциация велика особенно на участках разветвления дельты. Отложения фаций подводной дельтовой платформы, образовавшиеся в низкоэнергетических обстановках, сложенные глинистыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, имеют низкую первичную пористость (преимущественно микропористость) и слабое развитие вторичной пористости. Отложения врезанных каналов более грубозернистые по составу и характеризуются значительно более высокими емкостными свойствами, большим размером пор и более простой структурой порового пространства. Важно то, что грубые песчаники содержат меньшее количество пластичных зерен. Баровые песчаники всегда отличаются высокими свойствами, если в дальнейшем они не были зацементированы продуктами преобразования из смежных лагунных отложений. Зерновые потоки на склонах бассейна осадконакопления,

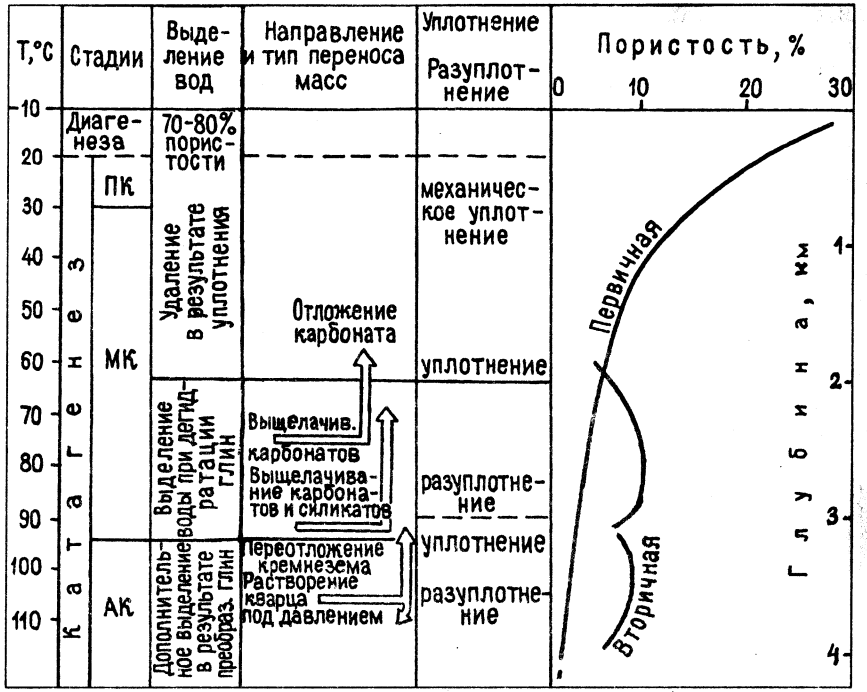


Рис. 6.17. Схема основных процессов перемещения вещества в породах и уровни образования разуплотнения и вторичной пористости (по Махусу, Бурлину, Соколову)

если они отлагались в достаточно высокоскоростных гидродинамических условиях, хорошо промыты и сохраняют свои первичные физические свойства при быстром погружении до глубин 5–6 км. Крупное газовое месторождение Фригг было открыто в нижнеэоценовом глубоководном конусе в грабене Викинг Северного моря. Природными резервуарами являются песчаники врезанных каналов конуса, сложенные мелко- и среднезернистыми хорошо отсортированными разностями с хорошими коллекторскими свойствами (пористость 25–32%, проницаемость 1200–1600 мД). Намечается связь распределения коллекторов и резервуаров по основным типам осадочных бассейнов. Русловые и дельтовые коллекторы попадают преимущественно в бассейны передовых предгорных прогибов и на склоны крупных сводовых структур. Пластовые песчаные тела коллекторов развиты на обширных пространствах бывших эпиконтинентальных морей. Глубоководные конусы (фэны) связаны с бассейнами, существовавшими и существующими в тектонически дифференцированных условиях подвижных поясов и в бассейнах на континентальных склонах.

Обработанный материал показывает, что интенсивные внутренние процессы преобразования в полной мере проявляются на

тех стадиях, когда интенсивно начинает действовать флюидодинамический фактор (по Б.А. Соколову). При возрастании нагрузки с погружением и ростом температур состояние вещества пород становится нестабильным. Обычно нестабильное, неустойчивое состояние возникает прежде всего в пластичных породах. Благоприятными уровнями возникновения зон неустойчивости являются также разделы между различными литологическими комплексами (глинистые и песчаные толщи, известняки и соли, угленосные и вулканогенные толщи). Обычно на этих рубежах отмечаются резкие изменения основных физических свойств пород, особенно плотность и теплопроводность. Резкий скачок градиентов значений этих величин является толчком для создания неравновесия в системе. При усилении нагрузки породы на этих уровнях переходят в неустойчивое состояние и даже приобретают квазипластические свойства. Если на этих уровнях также повышается содержание флюидов в породах, неравновесие системы увеличивается, возрастает пластичность пород. Резкий скачок уровня энергии в пластовой системе может быть обусловлен массовой трансформацией разбухающих компонентов и выделением связанной воды и/или усиленной генерацией различных других жидких и газовых флюидов.

При дефлюидизации порода стремится увеличить свой объем, в ней возникает обилие микротрещин, по которым стремятся двигаться вещества породы, приобретшие свойства текучести. В наиболее критический момент роста давления происходит автогидроразрыв. После снятия напряжения (релаксации) минеральный скелет породы трансформируется в более уплотненное состояние, волна разуплотнения сменяется волной уплотнения.

Подводя итоги, следует подчеркнуть, что стадиальные изменения основных физических свойств в породах осадочных бассейнов не носят непрерывного характера, что в настоящее время отмечается многими исследователями. В ходе нелинейных преобразований возникают зоны разуплотнения. Они образуются при перераспределении энергии и вещества, прежде всего флюидов, дополнительные объемы которых генерируются в самих породах, а также поступают извне из глубоких зон земной коры и литосферы. Наличие цикличности строения толщ способствует развитию этих периодических процессов. Цикличность определяет характер преобразования пород в разрезе. Осадочные породы подвергаются необратимым изменениям. Каждая стадия преобразования имеет свои предельные значения характерных параметров, после достижения которых постепенные линейные изменения пород заканчиваются и они переходят в неустойчивое критическое состояние. На этих критических уровнях наиболее вероятным является

перераспределение энергии и скачкообразное приобретение породами новых свойств. Коллекторы не исчезают вплоть до метагенеза, они вновь и вновь появляются в новых видах, природные резервуары приобретают новые формы и это одна из черт, которая характеризует осадочные бассейны как постоянно развивающиеся системы с высоким энергетическим уровнем.

6.5. КЛАССИФИКАЦИЯ КОЛЛЕКТОРОВ

Вопрос классификации коллекторов имеет большое практическое значение при разведке месторождений для оценки коллекторов. Поскольку факторов, определяющих коллекторские свойства, слишком много, создать удовлетворительную классификацию очень трудно. Почти все существующие классификации достаточно формальны. Группы и классы, выделяемые в них, относительны, так как представление о коллекторах изменяется, а технические средства позволяют вовлекать в разработку все более и более «плохие» коллекторы.

В общем виде породы-коллекторы подразделяются на *промышленные* нефтеносные, из которых возможно получение достаточных по величине притоков, и *непромышленные*, из которых получение таких притоков на данном этапе невозможно. Для газа в связи с его подвижностью категория промышленных коллекторов расширяется.

Терригенные коллекторы

Основная масса терригенных коллекторов характеризуется межзерновым (поровым) пространством — это межзерновые или гранулярные коллекторы. Однако среди терригенных пород встречаются и коллекторы со смешанным характером пустотного пространства. Выделяются трещинно-поровые и даже кавернозно-поровые разности (в том случае, если часть зерен сравнительно легко растворяется).

В практическом смысле можно классифицировать коллекторы по емкостным и фильтрационным способностям.

Одна из первых классификаций по этому принципу в нашей стране была создана П.П. Авдусиным и М.А. Цветковой. В качестве основного критерия была предложена величина эффективной пористости. Всего было выделено пять классов: A — с эффективной пористостью более 20%; B — 15–20%; C — 10–15%; D — 5–10%; E — менее 5%. Каждый из классов по степени сложности строения порового пространства, находящей отражение в гидравлической характеристике Ф (более высокие значения были у поровых каналов изометрических очертаний в поперечных сечениях), подразделяется на три группы: 1) $Ф > 0{,}25$, хорошо

проницаемые коллекторы, допускающие значительные скорости фильтрации; 2) $Ф = 0{,}1–0{,}25$, среднепроницаемые коллекторы, со средней скоростью фильтрации; 3) $Ф < 0{,}1$, слабопроницаемые коллекторы с незначительной скоростью фильтрации. П.П. Авдусин и М.А. Цветкова выделили классы без указания типов пород; в классификации не приводятся также величины проницаемости.

В настоящее время наиболее широко применяется классификация А.А. Ханина (ВНИИГАЗ). Анализ большого фактического материала позволил А.А. Ханину установить зависимость между величинами полезной емкости и проницаемости для отдельных групп коллекторов, выделяемых по гранулометрическому составу (среднезернистые и мелкозернистые песчаники, алевролиты с преобладанием крупноалевритовой фракции и с преобладанием мелкоалевритовой фракции).

На основе анализа построения кривых было выделено шесть классов коллекторов (I, II, III, IV, V, VI) с проницаемостью соответственно свыше 1000 мД, от 1000 до 500, от 500 до 100, от 100 до 10, от 10 до 1 мД и менее. Каждому типу песчано-алевритовых пород в пределах того или иного класса соответствует своя величина эффективной пористости. Породы, относящиеся к VI классу с проницаемостью менее 1 мД, обычно в естественных условиях содержат 90% и более остаточной воды и не являются коллекторами промышленного значения. С учетом гранулометрического состава пород классификация терригенных коллекторов, по А.А. Ханину, представлена в табл. 6.2. Трудно в рамках одной классификации учесть все свойства. Можно идти по пути создания особых классификаций для отдельных типов пород.

Введение в классификацию литологической характеристики пород является совершенно необходимым. Сложность изучения коллекторов и множество факторов, влияющих на их свойства, пока не позволяют создать вполне удовлетворительную классификацию.

Карбонатные коллекторы

Карбонатные породы как коллекторы нефти и газа уверенно конкурируют с терригенными образованиями. По различным данным от 50 до 60% современных мировых запасов УВ приурочено к карбонатным образованиям. Среди них выделяются наилучшие по качеству — рифовые сооружения. Сейчас добыча нефти из известняков и доломитов составляет около половины мировой, хотя максимальное число подобных залежей связано с палеозойскими отложениями, наиболее крупные месторождения, в том числе в рифах, открыты в мезозойских породах. Это прежде всего Ближний Восток с наиболее крупным месторождением в мире Гхавар в

Таблица 6.2

Классификация терригенных коллекторов (по А.А. Ханину)

Класс коллектора	Название породы	Эффективная пористость, %	Проницаемость по газу, мД	Характеристика коллектора по проницаемости и емкости
I	Песчаник среднезернистый	> 16,5	> 1000	Очень высокая
	Песчаник мелкозернистый	> 20	То же	То же
	Алевролит среднезернистый	> 23,5	"	"
	Алевролит мелкозернистый	> 29	"	"
II	Песчаник среднезернистый	15–16,5	500–1000	Высокая
	Песчаник мелкозернистый	18–20	То же	То же
III	Алевролит среднезернистый	21,5–23,5	То же	То же
	Алевролит мелкозернистый	26,5–29	"	"
	Песчаник среднезернистый	11–15	100–500	Средняя
	Песчаник мелкозернистый	14–18	То же	То же
	Алевролит среднезернистый	16,8–21,5	"	"
	Алевролит мелкозернистый	20,5–26,5	"	"
IV	Песчаник среднезернистый	5,8–11	1–100	Пониженная
	Песчаник мелкозернистый	8–14	То же	То же
	Алевролит среднезернистый	10–16,8	"	"
	Алевролит мелкозернистый	12–20,5	"	"
V	Песчаник среднезернистый	0,5–5,8	1–10	Низкая
	Песчаник мелкозернистый	2–8	То же	То же
	Алевролит среднезернистый	3,3–10	"	"
	Алевролит мелкозернистый	3,6–12	"	"
VI	Песчаник среднезернистый	< 0,5	< 1	Весьма низкая, обычно не имеет практического значения
	Песчаник мелкозернистый	< 2	То же	
	Алевролит среднезернистый	< 3,3	"	
	Алевролит мелкозернистый	< 3,6	"	

Саудовской Аравии. В этом районе сосредоточено наибольшее количество нефти на планете преимущественно в карбонатных породах. Крупнейшие скопления в рифовых сооружениях мезозойского возраста открыты в южной части бассейна Мексиканского залива, здесь же получены и рекордные дебиты (тысячи тонн в сутки). Можно отметить некоторую связь между развитием карбонатных коллекторов и усилением карбонатонакопления в геологической истории, что связано с общей цикличностью геотектонического развития и периодичностью осадкообразования.

Карбонатные коллекторы характеризуются специфическими особенностями: крайней невыдержанностью, значительной изменчивостью свойств, что затрудняет их сопоставление. В них относительно легко происходят разнообразные диагенетические и катагенетические изменения. Фациальный облик известняков в большей мере, чем в обломочных породах, влияет на формирование коллекторских свойств. В минеральном отношении карбонатные породы менее разнообразны, чем обломочные, но по структурно-текстурным характеристикам имеют гораздо больше разновидностей. В процессе изучения коллекторских свойств карбонатных толщ многими авторами неоднократно подчеркивалась решающая роль генезиса отложений, гидродинамики среды карбонатообразования в заложении структуры пустотного пространства, которая может быть более или менее благоприятна для формирования коллекторов и определяет характер последующих преобразований.

В целом вторичные изменения (в том числе и тектонического порядка) больше сказываются на карбонатных коллекторах, чем на терригенных. Это связано с их легким растворением как на глубине, так и в приповерхностных условиях при перерывах в осадконакоплении, явлениями метасоматоза и большой эффективностью развития трещиноватости. Особенно велико влияние вторичных преобразований в породах с первично неоднородной структурой порового пространства (детритовые разности типа пакстоун, грейнстоун). По характеру постседиментационных преобразований карбонатные породы отличаются от терригенных, прежде всего это касается уплотнения. Остатки биогермов с самого начала представляют практически твердые образования и далее не уплотняются. Мелководные осадки из форменных элементов (обломков раковин) литифицируются в диагенезе очень быстро. Пористость несколько сокращается, но вместе с тем значительный объем порового пространства «консервируется».

В карбонатных породах отмечаются все виды пустот. В зависимости от времени возникновения они могут быть первичными (седиментационными и диагенетическими) и вторичными (постдиагенетического происхождения). В органогенных карбонатных породах к первичным относятся пустоты внутираковинные (в широком смысле — внутриформенные), реликтовые, а также межраковинные и органогенно-каркасные.

Созданию вторичных пустот способствуют процессы растворения (выщелачивания), перекристаллизации, метасоматоза (в основном доломитизации и раздоломичивания), стилолитизации, образования трещин. Те или иные процессы сказываются по-разному в зависимости от генетического типа породы.

Перерывы в осадконакоплении, имеющие региональное значение с выводом отложений на поверхность, играют большую роль при формировании зон высокоемких коллекторов. Под поверхностью размывов и несогласий в массивах карбонатных пород часто можно встретить закарстованные зоны, связанные с

выветриванием и выщелачиванием. В пределах нефтяных месторождений к этим зонам и приурочены высокопродуктивные горизонты. Вдоль трещиноватых зон растворение происходит до больших глубин, в Камском Приуралье оно отмечается на глубинах до 1 км.

В рифах выделяются «ситчатые» известняки с пористостью (пустотностью) до 60%, сложенные кораллами, мшанками, брахиоподами, «губчатые» крупнодетритовые известняки (с пористостью 40–45%), кавернозные и малопористые известняки с отдельными порами и кавернами, чаще всего выщелачивания. Все разновидности известняков выделяются внутри рифового массива. Ситчатые и губчатые группируются в зоны повышенной пористости. Образование ее в этих зонах связано с выведением пород на поверхность и выветриванием. Дебиты скважин в разных частях рифов резко различаются.

Среди карстовых явлений следует отметить некоторые особые случаи, имеющие локальное и региональное значения. Одним из примеров подобных явлений служит хемобиогенная коррозия, проявляющаяся при развитии микрофлоры на ВНК, которая создает кислую среду, повышает ее агрессивность и способствует растворению карбонатов. Другим примером является развитие карста под влиянием углекислоты, образующейся при разрушении нефтяной залежи. В обоих случаях переотложение растворенного карбоната кальция ниже подошвы залежи приводит к изоляции последней от остальной части пласта. Особую проблему представляет развитие глубинного карста (гипокарста), связанного с различными процессами, при которых в глубинных зонах осадочного чехла происходит хотя бы кратковременное раскрытие трещин, в результате чего увеличивается поступление CO_2 с глубин и, как следствие, развивается глубинный карст с образованием коллекторов. Очевидно на развитие гипокарста влияет и достижение состояния неустойчивости кальцита при погружении (о чем уже говорилось в гл. 5).

В пределах основных групп пород выделяются определенные структурные разности. Органогенно-обломочные известняки, как правило, всегда сцементированы и обладают меньшими емкостными возможностями по сравнению с биоморфными разностями. Пустоты (поры) органогенно-обломочных пород называются межагрегатными, так как внутренняя структура составных частей этих пород различна.

В хемогенных породах пустоты различаются по особенностям структуры. В оолитовых породах различается пористое пространство межоолитовое, трещины сокращения между и внутри концентров оолитов и наконец отрицательно оолитовые пустоты, образующиеся при выщелачивании оолитов (рис. 6.18).

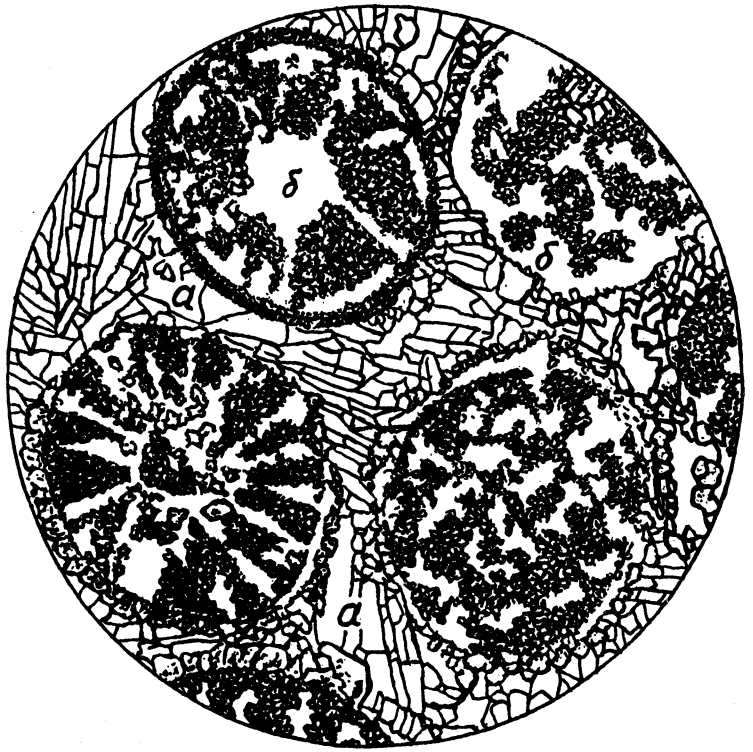


Рис. 6.18. Сульфатизированный доломит с выщелачивающимися оолитами. Нижний кембрий Восточной Сибири. Увел. 60* (по Черновой). *а* — основная масса, *б* — новообразованный сульфат

В кристаллических (зернистых) известняках структура порового пространства (в случае растворения) межзерновая и кавернозная. Пелитоморфные известняки обычно обладают повышенной трещиноватостью по сравнению с другими типами карбонатных пород. В них же наиболее часто развиты стилолитовые швы. Обычно видны все переходы от самых ранних стадий — зародышей и сутурных швов к типичным стилолитам. Образование стилолитов связано с неравномерным растворением под давлением. Глинистая корочка на поверхности стилолитовых швов представляет нерастворимый остаток породы. Часто горизонты развития стилолитов являются наиболее продуктивными в разрезе. Они проницаемы, за счет вымывания глинистых корочек может образоваться зияющая пустота (рис. 6.19).

Обломочные карбонатные породы в структурном отношении отличаются от перечисленных групп. В принципе они сходны с обычными кластическими породами, но по характеру преобразований тяготеют к известнякам.

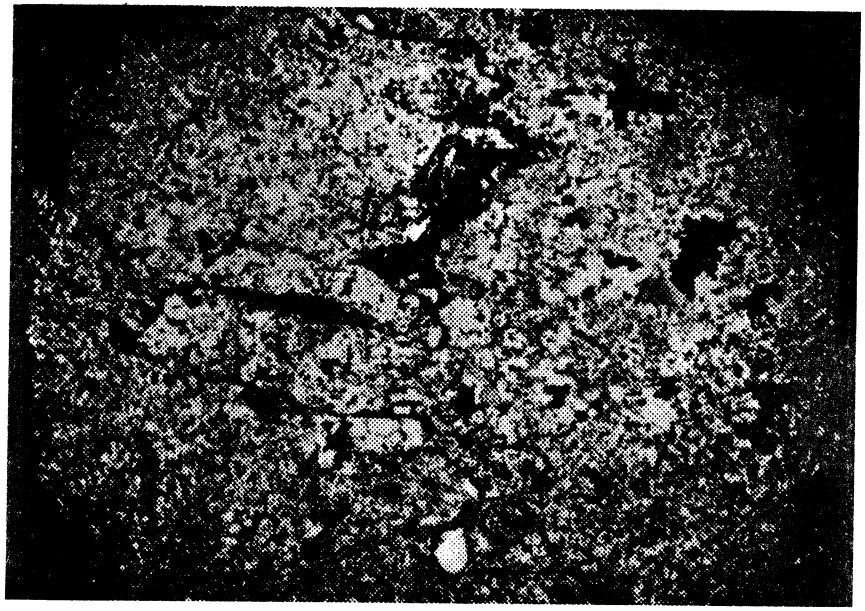


Рис. 6.19. Развитие полостей выщелачиваний по стилолитовому шву и каверны в известняке. Увел. 64*

Из числа вторичных процессов в карбонатных породах важнейшее значение имеют цементация, выщелачивание, кальцитизация, сульфатизация. Цементация может начаться очень рано и происходить быстро, как это хорошо видно на примере бичроков. Кальцитовый цемент выкристаллизовывается за счет выпаривания морской воды, заливающей пляж, и частичного растворения нестойких минералов. Пляжный карбонатный песок может отвердевать за несколько дней. Подобная почти мгновенная литификация происходила и в прошлые времена. Дальнейшая судьба оставшихся в каркасе такого «литификата» пустот может быть различна.

При перекристаллизации происходит существенное изменение структуры и текстуры пород. В целом этот процесс направлен в сторону увеличения размера кристаллов. Если при перекристаллизации часть вещества выносится, пористость возрастает. Наибольшей вторичной пористостью обладают неравномерно перекристаллизованные породы. Рост крупных кристаллов способствует образованию микротрещин.

Наиболее эффективное влияние на формирование вторичной пустотности оказывает выщелачивание и метасоматоз (в основном доломитизация). Растворение при выщелачивании проявляется по-разному в зависимости от большей или меньшей дисперсности слагающих породу частиц. 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 и т.д. Анализ изменения фильтрационно-емкостных параметров, определяемых в том числе и выщелачиванием, устанавливает их весьма отчетливую связь со структурно-генетическими типами пород. Хорошим примером в этом отношении является крупный рифовый массив раннепермского и каменноугольного возраста Карачаганакского месторождения, расположенного в северной бортовой части Прикаспийской впадины.

Месторождение Карачаганак находится под соленосной кунгурской толщей на глубинах от 3750 до 5400 м. В продуктивной толще преимущественно развиты биогермные и биоморфно-детритовые известняки, в меньшей степени — хемогенные и органогенно-обломочные разности; присутствуют доломиты, как 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 пористости от 10 до 23% и проницаемости $(100–500)\cdot10^{-3}$ мкм. Такие высокие значения на больших глубинах определяются тем, что широко развитые процессы растворения привели к формированию линзовидных крупнопористых зон с унаследованной кавернозностью (см. рис. 6.11). Аналогичные рифовые и предрифовые фации меловых отложений в Мексике в зонах Фаха де Оро и Ла-Реформа являются основой для формирования хороших коллекторов с пористостью от 14 до 26% и проницаемостью в сотни квадратных микрометров (или мД).

Доломитизация (и обратный процесс раздоломичивания) является одним из ведущих факторов при формировании коллекторов. На образование доломита влияет соотношение в воде магния и кальция и общая величина солености. При более высокой концентрации солей требуется и большее количество растворенного магния. В процессе диагенеза доломит возникает за счет своих предшественников таких, как магнезиальный кальцит. Первичная диагенетическая доломитизация не имеет существенного значения для формирования коллекторских свойств. Метасоматическая доломитизация в катагенезе более важна для преобразования коллекторов. Для доломитообразования необходимо поступление магния. Источники его могут быть различны. При катагенетических процессах в условиях повышенных температур

растворы теряют свой магний, обменивая его на кальций вмещающих пород. Одним из главных источников являются рассолы, связанные с соленосными толщами. Действительно, на примере Припятского прогиба видно, что между составом рассолов и интенсивностью вторичной доломитизации устанавливается достаточно отчетливая зависимость. В тех стратиграфических зонах, где девонские карбонатные породы наиболее сильно доломитизированы, содержание магния в рассолах резко падает, он используется для образования доломита. При катагенетической доломитизации особенно заметно увеличение пористости, так как процесс идет в породе с жестким скелетом, которая трудно поддается уплотнению. Общий объем породы сохраняется, пустотность в ней за счет доломитизации повышается.

Обратный процесс раздоломичивания (дедоломитизация) особенно распространен в приповерхностных условиях. Наиболее активно он проходит в разрезах, где доломиты содержат прослои сульфатов. При просачивании вод магний доломитов в растворах соединяется с радикалом SO_4^{2-} и выносится в виде легкорастворимого $MgSO_4$. Происходит увеличение пористости пород.

Но перенос сульфатов водами нередко приводит и к противоположным результатам с точки зрения качества коллекторов. Легкорастворимый $CaSO_4$ также легко выпадает в осадок и запечатывает поры. Так же может влиять и кальцитизация, которая часто выражается в наращивании регенерационных каемок и сужении порового пространства.

Существуют специфические геофизические приемы исследования карбонатных коллекторов, в том числе сопоставление данных НГК (дает представление об общей величине пустотности) и БКЗ (величина пустотности, связанной трещинами, в том числе и каверн), акустический каротаж, а также другие методы.

Заканчивая рассмотрение карбонатных коллекторов, необходимо еще раз подчеркнуть, что по сравнению с обломочными породами структура их порового пространства чрезвычайно разнообразна. Ненарушенная матрица имеет характеристики, которые определяются прежде всего первичной структурой, кавернозность сильно изменяет эти характеристики, а трещиноватость создает как бы две наложенные друг на друга системы пустот. Все это и определяет необходимость особой классификации коллекторов. Такая оценочно-генетическая классификация коллекторов была предложена К.И. Багринцевой (табл. 6.3).

Определяющим параметром предполагаемой классификации является проницаемость, предельные значения которой взяты из анализов коллекторских свойств пород различного генезиса и структурных особенностей. Минимальные и максимальные значения оценочных показателей (пористости, газонефтенасыщенности и

Таблица 6.3

Оценочно-генетическая классификация карбонатных пород-коллекторов*, содержащих газ и нефть

Группа	Класс	Абсолютная проницаемость, мкм²	Открытая пористость, %	Остаточная водонасыщенность, % от объема пор (пределы: нижн. / верхн.)	Относительная газопроницаемость	Потенциальный коэффициент газонасыщенности	Тип коллектора	Полезная емкость и фильтрационные свойства	Текстурно-структурная характеристика
А	I	1,0–0,5	25–35	5 / 10	1–0,9	0,95–0,9	Каверно-поровые	Высокие	Биоморфные, органогенно-детритовые, комковатые, слабо сцементированные (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, трещинно-поровый	Средние	Органогенно-детритовые, слабо перекристаллизованные, сцементированные (доля цемента 10–20%) поры седиментационные и реликтовые
	IV	0,1–0,55	12–25	16 / 30	0,9–0,65	0,84–0,7			
	V	0,05–0,01	12–25	20 / 38	0,75–0,5	0,8–0,62			Органогенно-спустково-детритовые, плотноцементированные и сильно перекристаллизованные; упаковка фрагментов плотная; пустоты реликтово-седиментационные, выщелачивания, перекристаллизации
В	VI	0,05–0,01	Параметры матрицы: 8–20	35 / 55	0,55–0,3	0,65–0,45	Порово-трещинный	Низкие	Пелитоморфно-микрозернистые, спустково-детритовые, сильно перекристаллизованные с плохо различимыми форменными элементами; пустоты выщелачивания (единичные), возможно реликтово-седиментационные
	VII	0,300–0,001	Параметры трещин: 0,1–4	– / –	–	Близок к 1	Трещинный		
		0,001 и более	Параметры матрицы: 2–15	60 / 100	0,2	0,4 и менее			
		0,300–0,001	Параметры трещин: 0,1–48	– / –	–	Близок к 1			

*Известняки, доломиты и все переходные разности могут представлять собой любой класс коллекторов.

др.) получены из корреляционных зависимостей между проницаемостью, пористостью и остаточной водой. Наиболее характерна связь между остаточной водонасыщенностью и абсолютной проницаемостью.

В породах по мере улучшения фильтрационных свойств количество остаточной воды уменьшается.

Пористость может быть различной, при этом даже высокие (более 15%) значения открытой пористости бывают в породах с низкими фильтрационными свойствами. Между открытой пористостью и остаточной водонасыщенностью связь неопределенная.

Низкопористые породы всегда отличаются большим содержанием воды, а высокопористые — имеют двойственную характеристику: хорошо проницаемые заключают небольшое количество воды, а плохо проницаемые — значительные (более 50%). В классификационной схеме все коллекторы подразделяются на три большие группы А, Б, В, внутри которых выделяются классы, характеризующиеся разными оценочными параметрами, литологическими и структурными особенностями. Группы А и Б представлены в основном коллекторами порового и каверново-порового типов, В — трещинного и смешанного. В породах группы А преобладают первичные пустоты, размеры которых увеличены в процессах последующего выщелачивания. В породах группы Б развиты седиментационные поровые каналы; меньшую роль играют пустоты выщелачивания. Строение пустотного пространства в породах группы А значительно проще, чем в группе Б, а наиболее сложно оно в группе В. Здесь преобладают мелкие извилистые плохо сообщающиеся каналы. Коллекторы I и II классов в группе А обладают унаследованными высокими фильтрационными и емкостными параметрами. В III, IV и V классы попадают породы обломочно-органогенные и биохемогенные с низкими первичными коллекторскими свойствами. Вторичное минералообразование, перекристаллизация, доломитизация, раздоломичивание, особенно сопровождающиеся выщелачиванием и выносом материала, улучшают их свойства. В VI и VII классах выделены породы таких хемогенных и биохемогенных разностей, петрофизические характеристики которых никогда не достигают высоких значений. Но здесь в большей степени, чем в породах высших классов, проявляется другой фактор — трещиноватость. Тип пустот поровый (для матрицы) и трещинный (в целом для коллектора). Поэтому даются отдельно параметры матрицы, которые в основном низки, особенно проницаемость, и отдельно параметры трещин, проницаемость по которым значительно выше.

Трещинные коллекторы

По формированию пустотного пространства трещинные коллекторы отличаются от других типов. Для определения трещинной пустотности и проницаемости существуют особые способы. Как уже упоминалось, существуют макро- и микротрещины. Макротрещины обычно изучаются, описываются и измеряются в поле на обнажении, а микротрещины — под микроскопом в шлифах часто увеличенного размера. Необходимым элементом при исследовании трещин является определение их ориентации как в пространстве (вертикальные, горизонтальные, наклонные), так и по отношению к пласту (по слоистости, поперек слоистости, диагональные) и к структурным формам (продольные, поперечные, радиальные и др.).

В генетическом отношении выделяются литогенетические и тектонические трещины (табл. 6.4). Литогенетические трещины подразделяются по приуроченности к определенным стадиям: диагенетические, катагенетические, гипергенетические. Тектонические трещины различаются по причинам, их вызывающим: колебательные движения, складчатые и разрывные дислокации. Одни виды трещин могут переходить в другие, но в принципе опытный геолог всегда отличит литологическую трещиноватость от тектонической. Как правило, литологическая трещиноватость приспосабливается к структурно-текстурным особенностям породы. Трещины ветвятся, огибают отдельные зерна, в целом расположение их хаотично. Поверхность стенок трещин неровная. Тектонические трещины более прямолинейны, они менее считаются со структурно-текстурными особенностями пород, поверхность их стенок более гладкая и переходит иногда в зеркала скольжения.

Различные породы в разной степени подвержены трещиноватости. Наибольшей способностью к растрескиванию обладают мергели и пелитоморфные известняки, затем следуют кремнистые

Таблица 6.4

Основные виды трещин в осадочных горных породах

Литогенетические			Тектоногенетические (тектонические)		
Диагенетические	Катагенетические	Гипергенетические			
Возникшие при			Возникшие при		
Уплотнении, кристаллизации, обезвоживании и пр.	перекристаллизации, выделении межслоевых вод в глинах, кристаллизационных вод и пр.	выветривании, поверхностном трещинообразовании и пр.	колебательных движениях (эпейроклазы)	складкообразовательных движениях (параклазы)	дизъюнктивных нарушениях (диаклазы)

породы, сланцы, песчаники. Наименее трещиноваты соли. Подмечено, что существует определенная зависимость между толщиной пластов и интенсивностью трещиноватости — при одном и том же составе в более мощных пластах расстояния между трещинами больше.

Наблюдения из космоса, материалы аэрофотосъемок, описания обнажений показывают, что существуют трещины и трещинные зоны разных масштабов. Выделяются элементы очень крупной планетарной системы трещиноватости, приуроченные, возможно, к сочленениям крупных тектонических блоков земной коры. Эти трещиноватые зоны являются основой так называемых линеаментов на поверхности Земли. Одна из крупных линеаментных зон прослеживается от Урала, через Среднюю Азию уходит в район Персидского залива и далее в Оман (Урало-Оманский линеамент). Другие меньшие по размерам линеаменты, отражающие зоны повышенной трещиноватости известны в Восточном Предкавказье. Выделение и картирование таких зон является первостепенной задачей особенно в практическом отношении.

Важным является вопрос о выполнении трещин. Они могут быть свободными и частично или полностью выполнены какими-либо веществами, высадившимися из циркулирующих в них растворов. Трещины чаще всего заполнены карбонатными минералами, кварцем, сульфатами, глинистым материалом (часто пропитанным битуминозным веществом) и остаточными продуктами преобразования углеводородов (черно-битумные трещины). На стенках трещин нередко встречается и капельно-жидкая нефть.

Основными элементами трещин при замерах являются их ориентировка (в пространстве, по отношению к пластам и др.), протяженность и раскрытость. Кроме того, можно говорить о густоте и плотности трещин. При определении густоты учитывается количество трещин одной системы на единицу длины по перпендикуляру к этой системе трещин. Для макротрещин за единицу длины берется 1 м, для микротрещин (определяется в шлифах) — 1 мм. Под плотностью трещин понимается общее количество трещин всех систем в единице объема или на единице площади (поверхность обнажения, площадь шлифа).

Пустотное пространство трещинных коллекторов подразделяется на две категории. С одной стороны, это поры и другие пустоты в матрице породы (в ненарушенных трещинами блоках), с другой — объем самих трещин, связанных с ними каверн и т.д. Свойство пород блоков (матрицы) определяется обычным способом. Объем трещин обычно невелик, но вследствие сравнительной простоты структуры, преобладающей прямолинейности трещин фильтрация через них может быть весьма эффективна.

Трещинная пустотность — это отношение объема трещин к объему породы:

$$m_т = b \cdot l,$$

где b — раскрытость трещин (среднестатистическое расстояние между стенками трещин), l — общая их протяженность в образце.

Зависимость проницаемости трещин от раскрытости и трещинной пустотности выражается соотношением:

$$k_т = 85\,000 b^2 m_т,$$

где b — раскрытость трещин, мм, $m_т$ – трещинная пустотность, доли единицы, $k_т$ — трещинная проницаемость, мкм^2.

Приведенное соотношение справедливо для тех случаев, когда поверхности стенок трещин перпендикулярны к поверхности фильтрации. При наличии нескольких систем трещин и их различной ориентированности по отношению к потоку фильтрации следует применять различные числовые коэффициенты.

Кроме изучения в образцах (макротрещиноватость) и в шлифах (микротрещиноватость) трещиноватость изучают также геофизическими и гидродинамическими методами, методами фотографирования стенок скважин, но все они имеют свои погрешности.

Применение промыслово-геофизических методов затруднено в связи с глубоким проникновением в полости пород фильтрата бурового раствора, неоднородностью коллекторских свойств и сложностью структуры пустотного пространства. Если измерить кажущееся электрическое сопротивление до и после интенсивной промывки скважины, то (при условии, что минерализация пластовых вод значительно выше минерализации вод 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, при наличии залежи нефти (газа) можно определить местоположение водонефтяного (водогазового) контакта. В интервалах залегания плотных 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).

Карбонатные породы, в которых часто развиты трещины, представляют неоднородные среды, распространение волн в которых подчиняется сложным законам. Последние определяются структурой и текстурой породы, величиной и характером пустотного пространства, типом его заполнения. Существенно влияют трещины. По условному коэффициенту относительной трещиноватости,

представляющему собой отношение скорости прохождения ультразвука в породе с трещинами к скорости волн в монолитной породе, можно подразделить карбонатный разрез, выделить интервалы максимальной трещиноватости. Также существенно влияние различных заполнителей. Установлено, что водонасыщенные трещиноватые породы характеризуются более высокими значениями скорости продольных волн и меньшей анизотропией, чем газосодержащие. Возрастание скорости продольных волн при насыщенности пород жидкостью объясняется большей разницей в объемной упругости газовой и твердой фаз породы, чем твердой и жидкой. Относительное увеличение скорости ультразвуковых колебаний при насыщении пород флюидами не одинаково для коллекторов порового и трещинного типов. В трещинных породах изменения более существенны и достигают 20–30%. Скорость зависит от ориентировки систем трещин, при этом различия составляют 80%. В трещиноватых доломитах девонского возраста в Белоруссии скорость по различным направлениям изменяется от 2,6 до 5,5 км/с. Плотные доломиты карбона на Вуктыльском газоконденсатном месторождении характеризуется максимальным диапазоном изменения скорости — от 6,8 до 2 км/с в зонах повышенной трещиноватости. Такое различие скоростей в породах одинакового литологического состава при сходной и в целом низкой пористости (1–3%) обусловлено неодинаковой густотой трещин и значительными колебаниями их раскрытости.

Учитывая необходимость сопоставления основных параметров двух ведущих групп коллекторов — обломочных (гранулярных) и карбонатных, авторы предлагают основу общей классификации этих коллекторов (табл. 6.5). Она основана на сопоставлении исходных классификаций, и в ней учтены как структурные признаки породы, так отчасти и их состав. Выделение классов производится в основном по величине открытой пористости, при этом ее границы, а также границы проницаемости в классах очень широкие (соответственно 10–20%, 100–1000 мД). Этот недостаток может быть ликвидирован введением подклассов в зависимости от развития конкретных разностей пород в том или ином районе со свойственными им вещественно-структурными характеристиками и параметрами. Например, в классе 2 можно выделять подкласс с хорошо отсортированными малоцементными песчаниками и с песчаниками, содержащими повышенное количество цемента и соответственно со сниженной емкостью и особенно проницаемостью. В 4-м классе слабоизмененные пелитоморфные и мелкозернистые известняки имеют удовлетворительную емкость, но низкую проницаемость. Сюда же могут быть отнесены комковатые выщелоченные известняки или строматолитовые, обладающие повышенными свойствами. Укрупненные классы полезны для выявления общих тенденций изменения свойств на значительных площадях и частях разреза.

Таблица 6.5

Общая классификация коллекторов нефти и газа

Типы коллекторов	Классы по емкостным и фильтрационным свойствам
Кавернозные в карбонатных и других осадочных, а также выщелоченных магматических и метаморфических породах	**1 класс** открытая пористость до 40%, проницаемость до 1000 мД и выше
Гранулярные хорошо отсортированные преимущественно мономинеральные с малым количеством цемента оолитовые известняки **Биопустотные** рифовые известняки, биоморфные породы	**2 класс** открытая пористость более 20%, проницаемость 100–1000 мД
Гранулярные олигомиктового и аркозового состава **Карбонатные** органогенно-детритусовые	**3 класс** открытая пористость 15–20%, проницаемость 10–100 мД
Гранулярные полимиктового состава с высоким содержанием цемента **Карбонатные** пелитоморфные, мелкозернистые, комковатые, строматолитовые	**4 класс** открытая 10–15%, пористость/проницаемость 1–10 мД
Трещинные тектоническая трещиноватость	**5 класс** трещинная пустотность 2–3%, проницаемость до 1000 мД
литогенетическая трещиноватость	**6 класс** трещинная пустотность 5–10%, проницаемость 10–1000 мД

6.6. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ПОРОДАХ-ФЛЮИДОУПОРАХ

Породы, плохо проницаемые для нефти, газа и воды, способны играть роль изолирующих, экранирующих разделов, называющихся общим термином — *флюидоупоры*. Те из них, которые непосредственно перекрывают залежи, называются покрышками.

Изолирующая способность пород-экранов, перекрывающих залежи в природном резервуаре, обеспечивается низкой эффузионной и диффузионной проницаемостью их для нефти и газа при перепадах давления, возникшего при формировании залежи. Скорость фильтрации (пропускная способность) через вышележащие покрышки значительно меньше скорости накопления углеводородов при образовании залежи; эта способность также недостаточна для рассеивания образовавшихся скоплений углеводородов

на протяжении многих десятков и даже сотен миллионов лет при неизменной или слабо меняющейся общегеологической (тектонической, гидрогеологической) обстановке.

Лучшими покрышками считаются соленосные толщи; наиболее распространенными являются глины. Кроме глинистых пород и соленосных толщ покрышками могут служить и другие разновидности осадочных и даже магматических пород. Если экранирующие свойства глинистых и соляных пород объясняются (до определенных пределов давления и температуры) их повышенной пластичностью, то другие разновидности пород обладают изолирующей способностью вследствие своей плотности (прочности, крепости) и рассматриваются как плотностные покрышки (флюидоупоры).

Экранирующие свойства глин зависят от их состава, мощности и выдержанности, песчанистости или алевритистости, вторичных изменений, трещиноватости. Большое значение для экранирующих свойств глин имеют находящиеся в них вода и органическое вещество.

Природные глины являются высокодисперсионными системами и представлены различными минерально-структурными разновидностями. Глинистые породы как флюидоупоры эффективны в определенном интервале глубин, давлений и механических свойств от предела текучести до предела пластичности. Многое зависит, конечно, и от минерального состава и возраста. Смектитовые глины более пластичны на начальных стадиях катагенеза, а каолинитовые дольше сохраняют свои, хотя и более скромные, флюидоупорные свойства. Роль времени была исследована А.А. Ханиным. Он изучил свойства однотипных, но разновозрастных глин, залегающих на одних и тех же глубинах.

При сравнении девонских глин Волго-Урала и мезозойских глин Предкавказья оказалось, что геологическое время действия нагрузки имеет большое значение. Глины девона за прошедшее время уплотнились больше мезозойских и имеют более консолидированный характер. Мезозойские глины в спокойных условиях залегания еще далеки от предела уплотнения, поэтому и на больших глубинах могут еще являться удовлетворительными флюидоупорами. Большое значение для изолирующих свойств имеют примеси в глинах и характер воды в них. Уплотнение глин, содержащих карбонаты, происходит более интенсивно по сравнению с некарбонатными. Даже небольшая примесь алевритового материала резко изменяет структуру глин. Более чистые разности глин по сравнению с алевритистыми уплотняются более интенсивно и характеризуются преимущественно тонкими сечениями поровых каналов (0,001 мкм и менее). При добавлении 9–10% алевритовых зерен однопродность нарушается, размеры пор изменяются в широких пределах от 0,001 до 0,5 мкм и даже десятков микрон.

Размеры поровых каналов и их распределение имеют большое значение для экранирующих свойств глинистых пород. Структура порового пространства глин изучается методом вдавливания ртути (ртутная порометрия). Существуют расчетные способы для определения размеров пор. И.И. Нестеров вывел формулу для определения преобладающего диаметра пор в глинах, сложенных однородными частицами определенной фракции:

$$d_{ср} = h(1 - K_п)^{-1/3} - h,$$

где $d_{ср}$ — средний диаметр поровых каналов, см, h — размер граней глинистых частиц, $K_п$ — коэффициент общей пористости.

К удовлетворительным и хорошим покрышкам А.А. Ханин относит глины с порами размером не более 2 мкм (рис. 6.20). Наличие пор более крупных размеров, даже если их количество не превышает нескольких процентов, резко ухудшает экранирующие свойства пород, повышая их проницаемость.

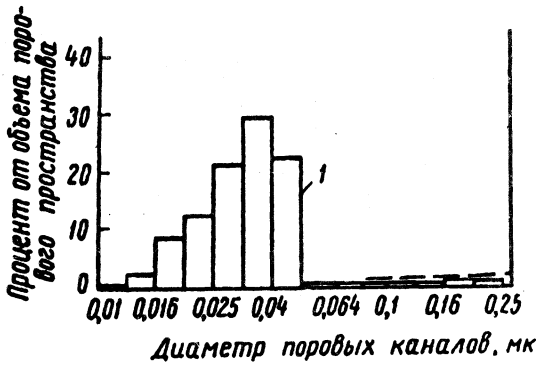


Рис. 6.20. Характеристика структуры порового пространства глинистой покрышки в месторождении Ачак (по Ханину)

Экранирующие свойства глин в значительной степени определяются количеством содержащейся в ней воды, формой ее связи с частицами породы. Она может находиться в связанном или капиллярном состоянии. Связанная вода, занимающая строго координированные позиции, обладает аномальными свойствами, толщина ее пленки может быть различной в зависимости от энергетического уровня среды и от молекулярно-поверностных сил притяжения. Состояние и движение капиллярной воды подчиняются другим законам, учитывающим смачиваемость и поверхностное натяжение. Подъем по капиллярам можно оценить по формуле Журено:

$$H = 2\sigma\cos\theta/Dg,$$

где H — высота подъема, θ — угол смачивания, D — диаметр капилляра, σ — величина поверхностного натяжения жидкости.

При повышении градиента давления в движение вовлекаются и наиболее отдаленные от поверхности кристаллической решетки минералов слои связанной воды.

При уплотнении вода отжимается. Прежде всего, до глубин 1000 м выделяется седиментогенная и поровая влага, затем наступает стадия выделения связанной воды — дегидрация второй стадии (по Пауэрсу и Берсту) с 1,2 км или несколько глубже и продолжается до глубин 3–4 км. Начало и темп дегидрации различны. Многие авторы считают, что начало выделения связанной межслоевой воды происходит при температурах +70–120°С. В течение второй стадии удаляющаяся вода будет противодействовать фильтрации каких-либо веществ через породу и таким образом будет улучшать свойства пород как покрышек.

Если уход воды затруднен (в мощных глинистых толщах, где нет песчаных и других пористых пород), в поровом пространстве глин может возникнуть аномально высокое давление, наличие которого до определенных пределов будет способствовать повышению экранирующих свойств. Однако потом может наступить момент, когда чрезмерно возросшее давление вызовет образование гидроразрывов, в результате чего будет развиваться микротрещинность.

Чтобы газ или нефть могли пройти сквозь воду, необходимо превысить капиллярное давление системы. Это усилие называется давлением прорыва, которое соответствует суммарному вектору, равному капиллярному давлению и давлению сдвига какого-то количества слоев связанной воды. При достижении такого положения газ или нефть прорываются через водонасыщенную породу по наиболее крупным каналам.

По мнению некоторых исследователей, прорыв подвижных веществ через экранирующую толщу происходит также за счет раздвигания и механического разрушения межпоровых перегородок и образования таким образом новых путей для движения (более крупные каналы, трещины, объединение трещин в системы).

Значение давления прорыва позволяет определить высоту залежи, которую могут удержать покрышки:

$$H = P_{пр}/(d_в - d_н),$$

где H — высота залежи, м, $P_{пр}$ — давление прорыва, атм, $d_в$ и $d_н$ — плотность воды и нефти, г/см^3.

Давление прорыва изучается на насыщенных водой образцах определенного размера в условиях всестороннего сжатия. По данным А.А. Ханина, глины с абсолютной проницаемостью по газу, равной 10^{-2} мД, характеризуются давлением прорыва газа меньше 5 атм, с проницаемостью 10^{-4} мД — 55 атм, 10^{-5} мД — приблизительно 80 атм, при проницаемости ниже 10^{-6} мД — 120 атм и выше.

Для характеристики герметичности покрышки может быть использован градиент абсолютных избыточных давлений $Г^{а}_{изб}$, представляющий собой отношение величины избыточного давления (превышением над пластовым) к мощности покрышки для данной залежи. Максимальные значения $Г^{а}_{изб}$ указывают на близость критического момента, при котором может произойти прорыв флюида, малые значения — на большой запас прочности, в частности на возможный бывший прорыв. Знание максимальных значений $Г^{а}_{изб}$ для конкретной региональной покрышки известной мощности в нефтегазоносном бассейне позволяет оценивать возможные размеры залежи (высоту) для ожидаемого флюида.

На основе изучения свойств А.А. Ханин разделил глины по экранирующей способности на пять групп (табл. 6.6).

Таблица 6.6

Оценочная шкала экранирующей способности глинистых пород (по А.А. Ханину)

Группа	Максимальная величина диаметра пор, мкм	Проницаемость абсолютная по газу, мД	Давление прорыва через насыщенную керосином породу, атм	Экранирующая способность
A	0,01	10^{-6}	120	Весьма высокая
B	0,05	10^{-5}	80	Высокая
C	0,3	10^{-4}	56	Средняя
D	2	10^{-3}	30	Пониженная
E	10	10^{-2}	5	Низкая

Приведенная таблица помогает оценивать экранирующие способности по объективным параметрам, характеризующим фильтрующие свойства пород.

Вопрос о минимальной мощности глинистой покрышки не имеет однозначного решения. Величина эта зависит от состава и структурно-текстурных особенностей глин, а также от глубин, на которых образуются скопления углеводородов, их гидродинамического режима и т.д. Обычно считается, что пятиметровый слой глины достаточен для того, чтобы удержать самостоятельную залежь. Можно считать установленным, что при однородном составе высота залежи находится в прямой зависимости от мощности глинистой покрышки, т.е. чем более мощная покрышка, тем полнее ловушка заполнена углеводородами, залежь является более крупной.

Мощность глинистых покрышек Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна также оказывает определенное влияние на распределение и параметры залежей, но четкая статистическая зависимость между мощностью покрышки и высотой залежи в Западной Сибири не устанавливается, что объясняется различными причинами (малой высотой залежей, их молодым возрастом и др.).

Во всех случаях при различных составе и степени измененности глин повышенная мощность покрышки благоприятна для сохранения залежи, так как даже в толще достаточно сильно уплотненных глин обеспечивает большую вероятность существования слоев, не нарушенных сквозными трещинами.

Эффективность глинистой покрышки различна для нефти и газа. Покрышка, способная удерживать нефть, может оказаться неэффективной в отношении газа. Сечение поровых каналов в глине, недоступных для нефтяных углеводородов, может быть достаточным для диффузии молекул метана, особенно если она происходит в течение длительного геологического времени. Именно поэтому залежи газа под глинами распространены больше всего в молодых мезокайнозойских отложениях, тогда как в древних палеозойских толщах под глинистыми покрышками содержится лишь незначительная доля общих запасов газа палеозоя (12%). Основные запасы газа в палеозое сосредоточены соляными покрышками.

Соли, гипсы и ангидриты являются, по-видимому, наилучшими покрышками, хотя сквозь их толщу проходит медленный, но постоянный поток углеводородов. С этими покрышками связано существование гигантских по запасам скоплений газа: Слохтерн в Голландии, Вуктыльское и Оренбургское в Предуралье под пермской соленосной толщей, Хасси Р'Мель в Сахаре под эвапоритовыми породами девонского возраста. Более пластичные покрышки каменной соли являются лучшими по качеству, чем ангидриты и гипсы. По мере увеличения глубины возрастает пластичность соли и сульфатных пород, в связи с чем улучшаются и их экранирующие свойства.

Покрышки, относящиеся к разряду *плотностных*, образуются обычно толщами однородных монолитных лишенных трещин тонкокристаллических известняков, реже доломитов, мергелей, аргиллитов. Карбонатные покрышки характерны для нефтяных залежей платформенных областей, для условий пологого залегания пород.

Карбонатные покрышки часто ассоциируются с карбонатными же коллекторами, границы между ними имеют сложную поверхность. Карбонатные покрышки быстрее приобретают изолирующую способность (в связи с быстрой литификацией карбонатного осадка). Для них большое значение имеет мощность, увеличивающая в целом крепость пород. Плотностные покрышки теряют герметичность на больших глубинах из-за разрушения в зонах больших напряжений.

Своеобразными флюидоупорами являются криогенные породы. Их образование связано с формированием многолетней мерзлоты в приполярных северных и южных широтах. Они развиты в

Гренландии, на севере Сибири, США и Канады и, по-видимому, в Антарктиде. Мощность промерзших пород до 800–900 м, они способны держать большие объемы газа. В периоды потепления климата толщина этих флюидоупоров постепенно уменьшается до полного исчезновения. В такие эпохи, как средне-позднекаменноугольная и позднемеловая с теплым климатом их, видимо, не существовало.

Определенную связь с многолетнемерзлыми породами имеют толщи, содержащие газогидраты, которые тоже могут выступать в виде флюидоупоров. Газогидраты развиты на обширных площадях в районах с холодным климатом и под дном морей и океанов в различных климатических зонах. Газогидраты включают различные газы: метан, этан, пропан, изобутан, двуокись углерода. Газогидраты метана распространены наиболее широко. Как только при данных термобарических условиях концентрация конкретного газа становится достаточной, образуется его газогидраты, обычно рассеянные в породе или осадке льдообразные включения. Характерные условия образования газогидратов: давление 5–10 МПа, температура около нуля или немного выше. В глинистых осадках и полуколлекторах при высокой влажности образование газогидратов происходит активно. Возникают флюидоупоры с высокими изолирующими свойствами, возможно этим объясняется полная изоляция крупных газовых месторождений на севере Западной Сибири. Необходимо заметить, что сами газогидраты представляют собой крупный резерв газов.

Существующие попытки классификации покрышек сводятся к разделению их по вещественному составу (глинистые, хемогенные и др.) и по широте распространения (региональные, общебассейновые, локальные, зональные).

Все процессы в породах-коллекторах и флюидоупорах и их свойства могут быть поняты и прогнозируемы только на базе генетических представлений. Литогенетический тип отложений является главным управляющим фактором всех преобразований в осадочных нефтегазоносных комплексах.

ГЛАВА 7

УСЛОВИЯ АККУМУЛЯЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

7.1. ЗАЛЕЖИ НЕФТИ И ГАЗА

Если на пути движущегося по природному резервуару флюида возникнет экран или барьер, то начнет формироваться скопление УВ — залежь, которая занимает определенную часть геологического пространства и является первым (низшим) членом системы нефтегеологического районирования. В качестве простейшего элемента районирования по генетическому принципу В.Б. Оленин рассматривал минимальный по размеру участок земной коры, который при этом в силу структурно-генетической характеристики способен заключать единичную залежь нефти и/или газа. Такие участки большинством отечественных исследователей называют ловушками.

Понятия «ловушка» использовали многие отечественные и зарубежные ученые (А.А. Бакиров, И.О. Брод, Н.Б. Вассоевич, В.Г. Вильсон, Н.А. Еременко, М.К. Калинко, К.К. Лэйндс, К.С. Маслов и др.). Определение ловушки у разных авторов несколько отличается. Так, В.Б. Оленин полагал, что ловушки без наличия в них УВ флюидов нельзя уверенно называть ловушками, что только присутствие их скопления определяет залежь как таковую. Он дал следующее определение: «Ловушка, в которой присутствует залежь нефти и/или газа, представляет собой участок недр, состоящий из коллекторов и примыкающих плохопроницаемых отложений, способный и аккумулировать углеводороды в своей коллекторской части и заключающий в своих пределах залежь нефти и/или газа».

Участки недр, предположительно обладающие указанными свойствами ловушки, но в которых залежи нефти и/или газа еще не обнаружены, являются, возможными нефтегазоносными ловушками. Каждая ловушка, как и любой элемент низших категорий, характеризуется ее эффективным объемом — суммарным объемом пустот коллекторской части, который может быть заполнен нефтью или газом. Размер ловушек характеризуется также и площадью, которая чаще всего составляет единицы–десятки квадратных километров, но может достигать гораздо больших (на порядок или два) величин.

В.В. Семенович определяет ловушку, как часть природного резервуара, в которой устанавливается равновесие между силами, вызывающими перемещение флюидов (воды, нефти и свободного газа) в породах и препятствующими ему силами. Основные причины перемещения — разность давлений и силы всплывания нефти и газа в воде. Противодействие перемещению флюидов оказывает экран или флюидоупор, которым чаще всего являются непроницаемые породы; экран также может создаваться напором воды, разницей давлений и др.

Ловушка— это часть природного резервуара, в которой создаются условия для улавливания флюидов, наличие ловушки –это первое условие формирования залежи.

Залежь — это скопление углеводородов в ловушке, все части которого гидродинамически связаны. В залежах разделение флюидов происходит по гравитационному признаку, и обычно в них достаточно четко разделяются газовая, нефтяная и водная части. Соответственно выделяются и границы раздела: водонефтяной контакт (ВНК), газонефтяной контакт (ГНК), газоводяной контакт (ГВК). Пример изображения залежи в плане показан на рис. 7.1.

Необходимым условием возникновения залежи является наличие замкнутого контура. Определение этого понятия дано И.О. Бродом и Н.А. Еременко. Замкнутый контур рассматривается как линия, ограничивающая в плане площадь возможного распространения залежи. Таким образом, замкнутый контур представляет собой нулевую изопахиту данной части ловушки и тем самым ограничивает максимальную возможную площадь залежи в этой ловушке. Залежь нефти и/или газа может распространяться на всей площади внутри замкнутого контура (см. рис. 7.1*)* или на части этой площади. Пример изображения более сложных залежей в антиклинальной ловушке, разбитой на блоки, показан на рис. 7.2. Замкнутые контуры образуются также при пересечении плоской экранирующей поверхностью моноклинали с каким-нибудь структурным осложнением (структурным носом), или на пути моноклинально залегающего пластового резервуара возникает экран с изогнутой поверхностью).

Залежи нефти и газа типизируются и классифицируются по разным признакам. Так, по составу флюидов залежи делятся на *чисто нефтяные, нефтяные с газовой шапкой, нефтегазовые, газовые с нефтяной оторочкой, газоконденсатные, газоконденсатно-нефтяные, чисто газовые.*

В зависимости от объема нефти и газа, от характера насыщения пласта-коллектора, географического положения, глубины необходимого для добычи флюидов бурения и других показателей, по которым оценивается рентабельность разработки, залежи подразделяются на *промышленные* и *непромышленные*.

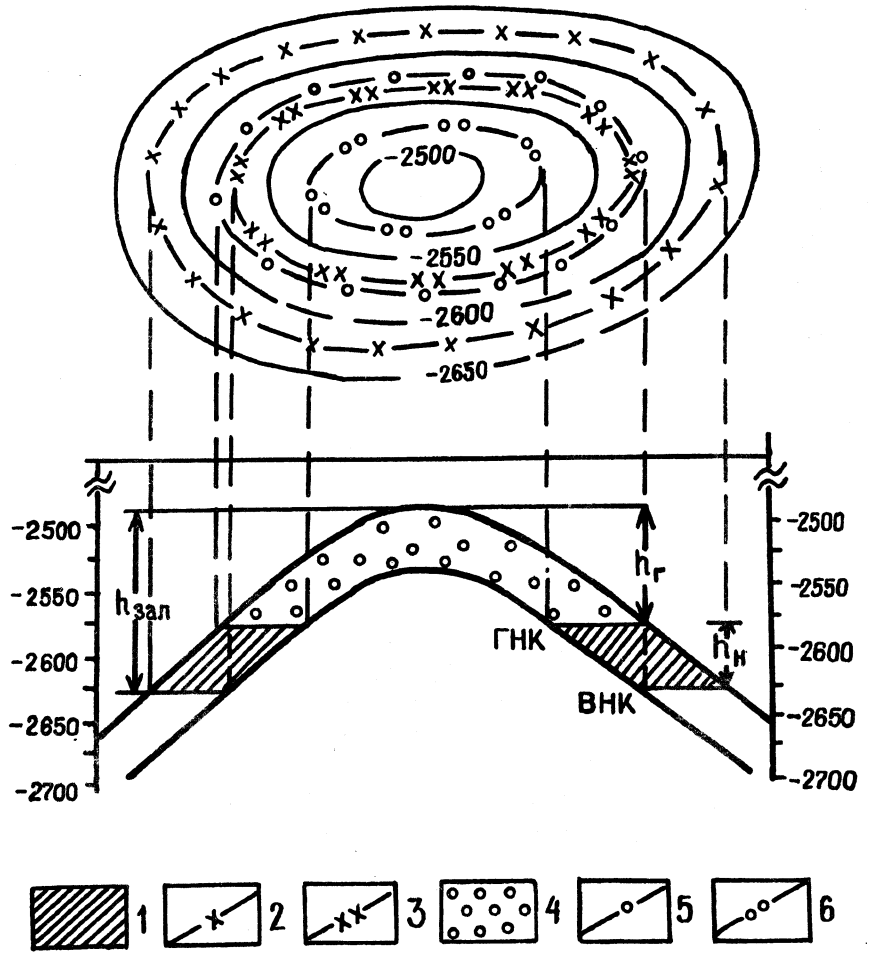


Рис. 7.1. Изображение газонефтяной залежи на карте и геологическом разрезе: *1* — нефтяная часть залежи; *2* — внешний контур нефтеносности; *3* — внутренний контур нефтеносности; *4* — газовая часть залежи; *5* — внешний контур газоносности; *6* — внутренний контур газоносности

Наиболее распространенными являются классификации *по типу ловушек*, многообразие генетических и морфологических типов которых предопределило обилие типов и классов залежей нефти и газа.

Одна из первых подробных характеристик ловушек в России была опубликована И.М. Губкиным. Классификации ловушек, или залежей нефти и газа, заключенных в ловушках различного типа, составлены многими отечественными и зарубежными исследователями (М.В. Абрамович, А.Г. Алексин, А.А. Бакиров, И.О. Брод, Н.Б. Вассоевич, И.В. Высоцкий, М.А. Жданов, Н.А. Еременко,

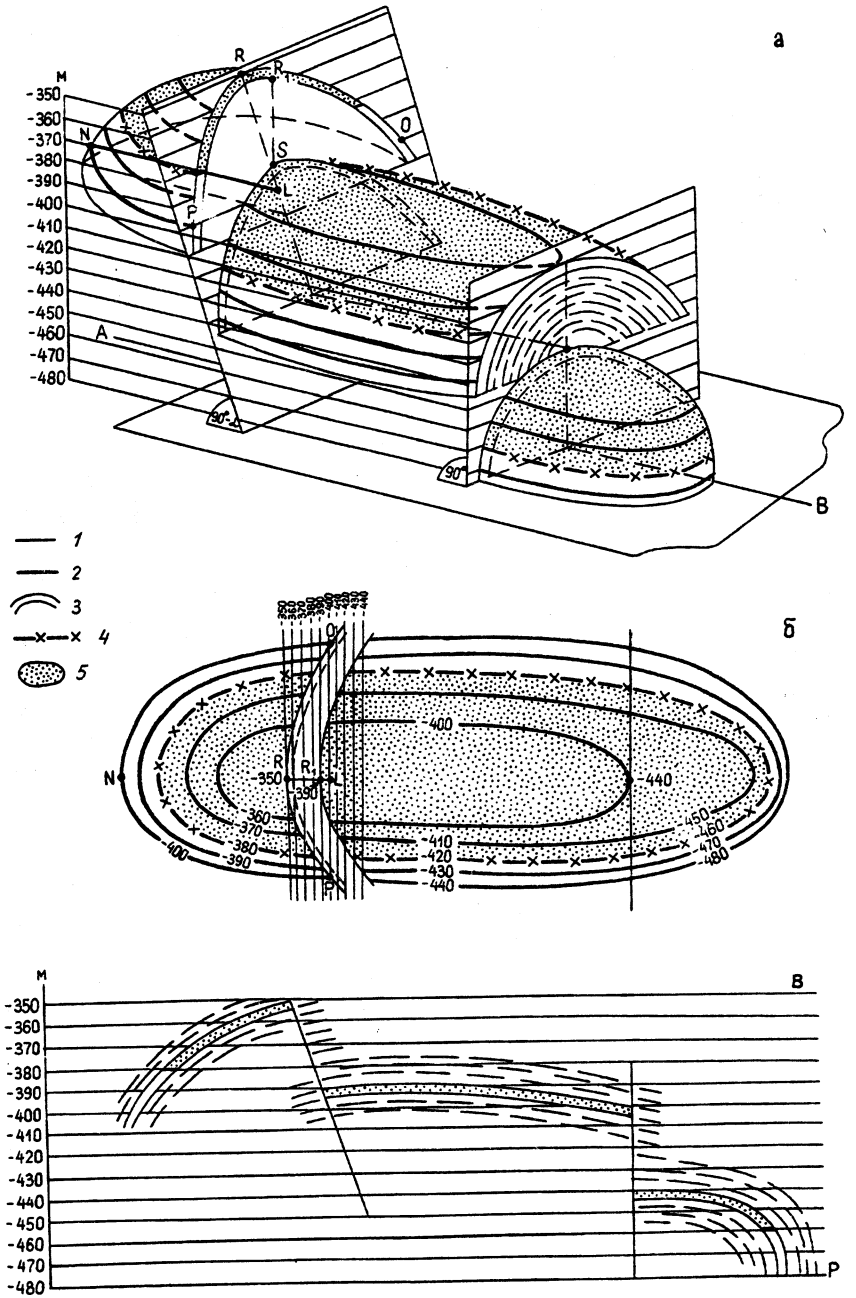


Рис. 7.2. Пластовая сводовая залежь, разбитая на блоки: *а* — общий вид; *б* — план; *в* — профиль. *1* — стратоизогипсы экранирующей плоскости; *2* — стратоизогипсы кровли пласта; *3* — линии пересечения кровли и подошвы пласта с экранирующей плоскостью; *4* — водонефтяной контакт; *5* — залежь

А.Я. Креме, М.Ф. Мирчинк, В.Я. Ратнер, А.М. Серегин, Г.А. Хельквист, Н.Ю. Успенская, В.Е. Хаин, М.М. Чарыгин, Ю. М. Васильев, Л.В. Каламкаров, В.Б. Вильсон, А.И. Леворсен, В.Л. Рассел, К.В. Сандерс, В.Б. Херой, К. Хилд и др.).

Наиболее широкое распространение получила классификация ловушек И.О. Брода, в которой в качестве главного признака используется *тип природного резервуара.* В соответствии с тремя типами природных резервуаров в ней выделяются три основные группы залежей: 1) *пластовые*, 2) *массивные* и 3) *залежи, литологически ограниченные со всех сторон.* И.О. Брод подчеркивал, что именно по типу природного резервуара, определяющего условия перемещения и дифференциации флюидов, должны выделяться основные группы залежей. Основная отличительная черта первых двух групп залежей состоит в том, что они образуются в природных резервуарах, имеющих региональное распространение и насыщенных водой на всем их протяжении. Вода заполняет подавляющую часть резервуара и ограничивает залежь нефти и/или газа, занимающих незначительную часть природного резервуара — ловушку, т.е. вода в этом случае является ведущим фактором, формирующим залежь. В третьей группе залежей — литологически ограниченных — резервуар со всех сторон ограничен непроницаемыми породами, в которых не происходит циркуляция вод, и вода может только подстилать залежь в резервуаре, но не создает напор.

1. Группа *пластовых* залежей согласно условиям формирования ловушки подразделяется на две подгруппы: *сводовых* (*пластово-сводовых*) залежей и подгруппа залежей *экранирования (пластово-экранированных)* (рис. 7.3, *а–д, л, м*). *Пластово-сводовые* залежи приурочены к ловушкам, представляющим собой антиклинальный изгиб пласта-резервуара. Формирование таких залежей происходит в результате движения флюидов по пластовому резервуару, ограниченному непроницаемыми породами в кровле и подошве пласта. Такие залежи распространены очень широко как в платформенных, так и в складчатых областях. Они часто бывают разбиты разрывами на блоки (см. рис. 7.1, 7.2, 7.3, *а*).

Вторая подгруппа — *пластово-экранированные* залежи, формирование которых может происходить только после того, как пластовый резервуар был срезан экраном, препятствующим движению флюидов вверх по восстанию пласта. Экраны могут представлять собой поверхности тектонических нарушений, стратиграфических несогласий и литологических замещений. В зависимости от характера экрана выделяются залежи трех видов экранирования: тектонически экранированные, стратиграфически экранированные и литологически экранированные (см. рис. 7.3, *б, в, г, д*).

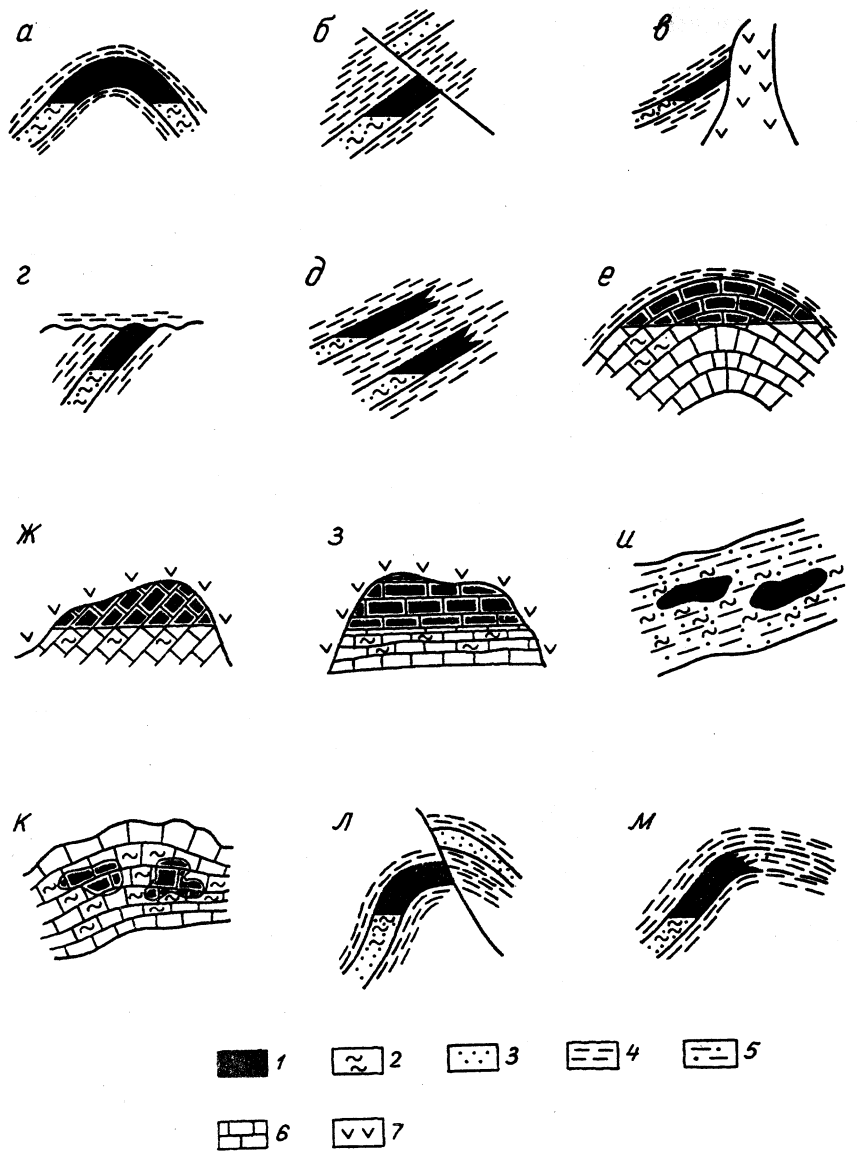


Рис. 7.3. Типы ловушек и залежей нефти и газа (по Броду, Леврсену и др.). Пластовые: *а* — сводовая; *б, в* — тектонически экранированные; *г* — стратиграфически экранированная; *д* — литологически экранированная; массивные: *е* — в сводовом выступе; *ж* — в эрозионном выступе; *з* — в рифогенном выступе; ограниченные со всех сторон: *и* — в песчаных линзах среди плохопроницаемых пород; *к* — в зонах повышенной проницаемости в известняках и доломитах; комбинированные: *л* — пластово-сводовая тектонически экранированная; *м* — пластово-сводовая литологически экранированная. *1* — нефть и /или газ; *2* — вода; *3* — песчаные породы; *4* — глины; *5* — песчаные глины; *6* — известняки и доломиты; *7* — соли, гипсы, ангидриты

Тектонически экранированные (дизъюнктивно экранированные) залежи формируются в том случае, если в результате дизъюнктивных дислокаций пластовый резервуар приходит в соприкосновение с непроницаемыми породами (см. рис. 7.3, *б*). По генетической природе экраны могут быть сбросами, вбросами, надвигами и сдвигами. Разрывы являются также и путями миграции флюидов, один и тот же разрыв в разное время может выполнять разные функции — быть проводящим каналам в эпоху растяжения и быть экраном при сжатии. Тектонически экранированные залежи присутствуют как в платформенных, так и складчатых областях, но в последних они распространены шире. Тектонические нарушения часто разбивают пластово-сводовые залежи, некоторые исследователи называют подобные залежи комбинированными — пластово-сводовые тектонически экранированные (см. рис. 7.3, *л*). Примеры месторождений, содержащих тектонически экранированные залежи, приведены на рис. 7.4, *в, г*. Сложно построенные тектонически экранированные залежи, характерны для краевых прогибов. На рис. 7.5 приведен схематический

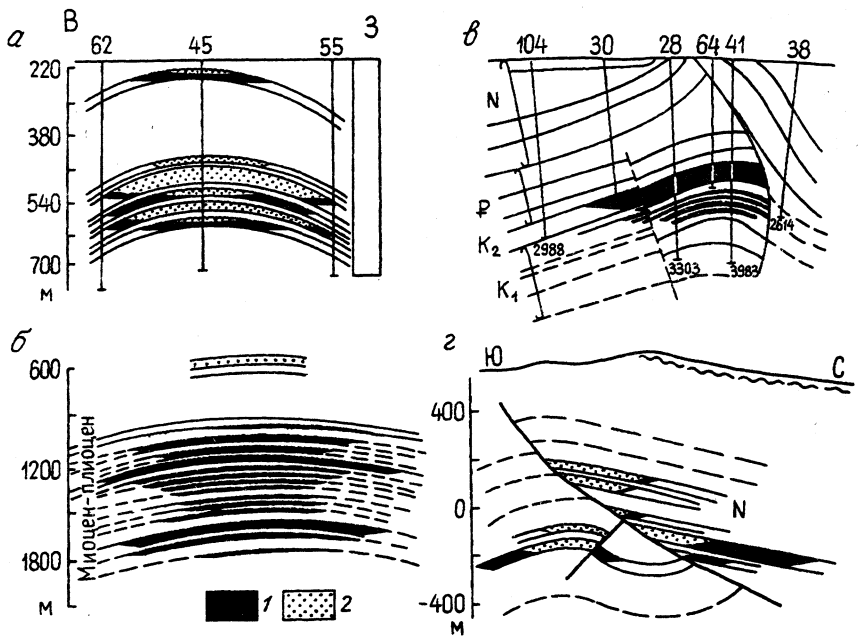


Рис. 7.4. Геологические разрезы месторождений, структурно представленных линейными антиклиналями и брахиантиклиналями, не нарушенными разрывами (*а, б*) и осложненными разрывами (*в, г*): *а* — Ляльмикар, Таджикистан (Сергиенко, Завгороднев, 1958); *б* — Санта-фе-Спрингс, Калифорния (Винтер, 1943); *в* — Карабулак-Ачалуки; *г* — Малгобек-Вознесенское, Северный Кавказ (Алексин, Брод, Тилюпо, 1968); *1* — нефть; *2* — газ

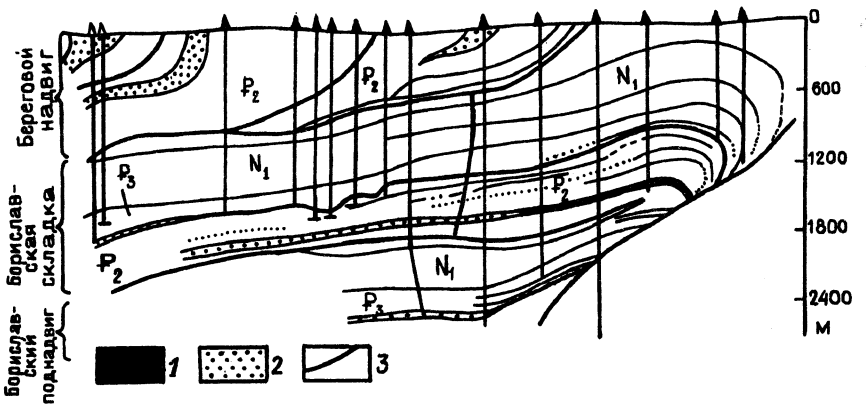


Рис. 7.5. Разрез Бориславского месторождения (по Доленко): *1* — нефть; *2* — продуктивные песчаные горизонты; *3* — нарушения

разрез Бориславского месторождения нефти и газа Предкарпатского прогиба. Тектоническими экранами являются поверхности пологих надвигов, характерных для складчатых бортов краевых прогибов. Экранирование соляным штоком И.О. Брод рассматривает как частный случай тектонического экранирования, характерного для солянокупольных районов платформенных областей (рис. 7.3, *в*); экранирование жерлом грязевого вулкана (рис. 7.6) является также разновидностью тектонического экранирования, распространенного в складчатых областях с грязевулканической деятельностью. В.Б. Оленин два последних случая выделяет в качестве самостоятельных видов в группе ловушек экранирования.

Стратиграфически экранированные залежи приурочены к ловушкам, формирование которых связано с несогласным перекрытием одной серии пластов плохопроницаемыми породами более молодой серии, т.е. породы пластового резервуара по поверхности несогласия контактируют с непроницаемой покрышкой (см. рис. 7.3, *г*). Обычно залежи формируются в ловушках стратиграфического экранирования в случае углового несогласия между контактирующими толщами. В ловушках, экранированных поверхностью несогласия, при движении по восстанию природного резервуара приближение к поверхности несогласия обычно сопровождается улучшением пористости и проницаемости участвующих в его строении коллекторов, обусловленным влиянием эрозии в период отсутствия осадконакопления. Иногда в таких ловушках наблюдается обратная зависимость — ухудшение коллекторских свойств при приближении к поверхности несогласия в результате заполнения пустот верхней части ловушки минеральным веществом, выпавшим из циркулировавших здесь вод. Залежи нефти и газа, экранированные или запечатанные асфальтом, по мнению И.О. Брода, также

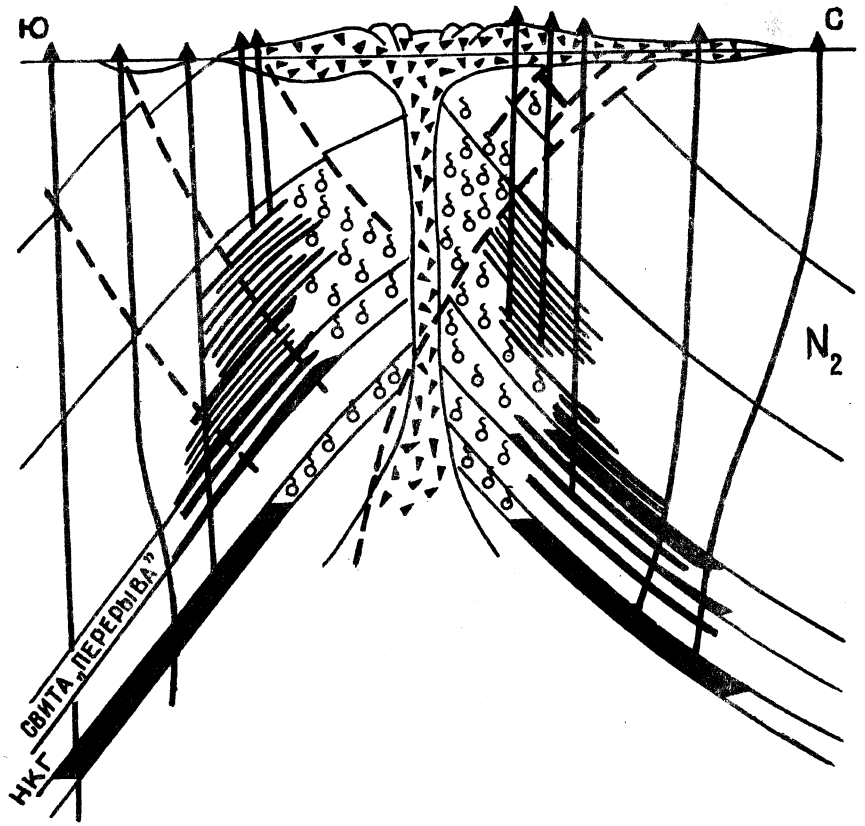


Рис. 7.6. Разрез месторождения Локбатан, осложненного открытым грязевым вулканом (по Баба-Заде)

относятся к этому виду залежей, поскольку эти залежи сохранились благодаря асфальтовой пробке, сформировавшейся вследствие окисления нефти в период подъема и эрозии. По времени же формирования они различны. Обычные стратиграфически экранированные ловушки и залежи формируются после перекрытия пласта коллектора несогласно залегающей непроницаемой толщей, в то время как запечатывание асфальтом происходит в период эрозии, т.е. залежь к моменту формирования несогласия уже, видимо, существовала. Залежи, связанные с запечатыванием асфальтом, В.Б. Оленин также выделяет в самостоятельный вид в группе ловушек экранирования.

Литологически экранированные залежи приурочены к ловушкам, экраном которых служат литологические замещения и выклинивания пластов коллекторов. Формирование таких ловушек обусловлено литологическим ограничением коллекторского пласта природного резервуара в результате его выклинивания или

фациального замещения одновозрастными плохопроницаемыми отложениями. Экранирование такого типа происходит по восстанию пластов и связано с замещением песчаных пластов глинистыми (см. рис. 7.3, *д*). Закономерной чертой ловушек, возникших за счет замещения коллекторов природного резервуара плохопроницаемыми отложениями, является постепенное ухудшение пористости и проницаемости коллекторской части по мере непосредственного приближения к поверхности выклинивания.

Ловушки этого вида возникают в прибрежно-морских толщах в условиях частой смены уровня моря. Классическим примером подобных залежей являются литологически экранированные залежи нефти в майкопской толще в Предкавказье (месторождения Павлова гора, Асфальтовая гора и др.).

2. Группа *массивных* залежей связана с массивными природными резервуарами,ограниченными непроницаемой покрышкой только сверху. Движение флюидов в них происходит преимущественно в вертикальном направлении. Отличительная черта массивных залежей — гидродинамическая связь всех частей залежи, несмотря на различие емкостно-фильтрационных свойств и присутствие разделов и, соответственно, единство зеркала водонефтяного или газоводяного контакта в пределах всего выступа (хотя этот признак не является определяющим) (см. рис. 7.3, *е, ж, з*).

По генезису ловушек массивные залежи делятся на три подгруппы: в структурных выступах, в эрозионных выступах и биогенных выступах.

Залежи в *структурных выступах* связаны с ловушками тектонического происхождения. Структурные выступы представляют собой антиклинальные складки (см. рис. 7.3, *е*) или структурные выступы горстового характера (рис. 7.7). Массивные залежи, связанные с антиклинальными складками, очень широко распространены особенно в платформенных областях. Массивные резервуары

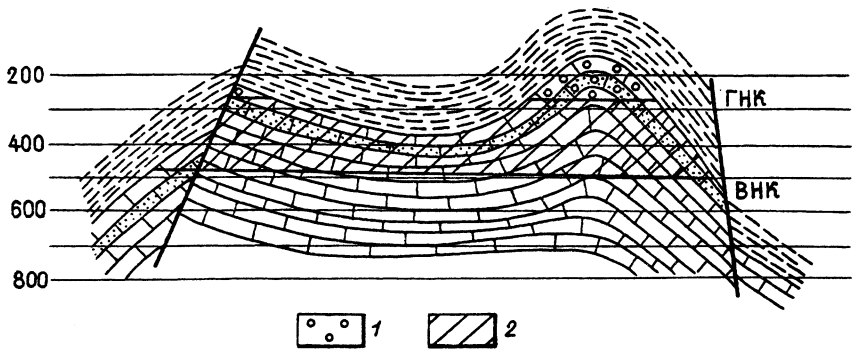


Рис. 7.7. Схематический разрез горстовой массивной залежи

бывают литологически относительно однородные и неоднородные. Первые чаще связаны с карбонатными резервуарами (например, известняки турнейского яруса нижнего карбона Татарии, верхнего карбона и нижней перми Башкирии, верхняя юра Северного Кавказа, карбонатная формация Асмари бассейна Персидского залива). Неоднородные массивные резервуары распространены значительно шире, они сложены толщами песчано-глинистых пород с невыдержанными фильтрационно-емкостными свойствами. При наличии окон в глинистых прослоях и их невыдержанности по простиранию часто возникают условия для сообщаемости и гидродинамической связи песчаных пластов, т.е. единый массивный резервуар состоит как бы из серии пластовых, но сообщающихся между собой. К резервуарам такого рода приурочены крупнейшие газовые залежи в сеномане севера Зап. Сибири (Уренгойское, Медвежье, Заполярное, Ямбургское месторождения). Следует отметить, что эти залежи некоторые исследователи относят к категории пластовых, поскольку серия песчаных пластов сеномана ограничена снизу непроницаемой глинистой пачкой, т.е. по типу резервуара — эти залежи пластовые или сложно-пластовые, а по положению зеркала газоводяного контакта — массивные.

Массивные залежи в *эрозионных выступах* приурочены к выступам палеорельефа, перекрытого в верхней части непроницаемыми породами (см. рис. 7.3, *ж*). Независимо от литологического и петрографического состава пород, слагающих выступ, а это могут быть изверженные, метаморфические и осадочные породы, емкостно-фильтрационные свойства резервуара определяются прежде всего интенсивностью и длительностью денудационно-эрозионных процессов. Обычно они ухудшаются с глубиной. Подобные залежи достаточно широко распространены на юге Зап. Сибири, где они приурочены к выступам, сложенным гранитами, палеозойскими карбонатными породами. Обычно это мелкие залежи, хотя известны и крупные (Белый Тигр).

Массивные залежи в *биогенных выступах* или рифовых массивах распространены достаточно широко. Массивный резервуар этого типа сложен главным образом известняками, в меньшей степени доломитами (см. рис. 7.3). Структура известняков и всего массива определяется, с одной стороны, рифообразующими организмами — кораллами, мшанками, водорослями, а с другой — характером его разрушения, накоплением детритусового материала, выщелачиванием, цементацией, перекристаллизацией и др. Интенсивность и взаимосвязь этих процессов определяет и емкостно-фильтрационные свойства, которые отличаются большей изменчивостью и невыдержанностью. С рифогенной формацией

пермского возраста связан ряд залежей на востоке Русской плиты (Ишимбай, Чусовские городки).

3. Группа *литологически ограниченных* (со всех сторон) *залежей*. Залежи этой группы приурочены к ловушкам неправильной формы, ограниченным со всех сторон непроницаемыми породами. Наиболее распространенными из этой группы являются залежи в линзовидных песчаных телах различной протяженности, находящихся в глинистых нефтематеринских породах; встречаются также и линзы проницаемых пород другого состава, например доломитов в глинистых известняках и др. (см. рис. 7.3, *и, к*). Залежи этой группы обычно мелкие, толщина продуктивных горизонтов редко превышает первые десятки метров.

И.О. Брод в этой группе выделил три подгруппы: залежи, *ограниченные плохо проницаемыми породами, ограниченные водоносными породами* и залежи, *ограниченные частично плохо проницаемыми и частично водоносными породами*. Первая подгруппа наиболее многочисленна, такие ловушки-залежи, с ними связанные, представляют собой баровые тела, косы, прибрежные валы, палеорусла, например «шнурковые» залежи в майкопской толще Сев. Кавказа. Две другие подгруппы залежей встречаются крайне редко.

Классификация И.О. Брода получила широкое распространение, выделенные им группы и типы залежей используются и до сих пор, хотя она и вызвала и критику. Так, А.Я. Кремс считал, что И.О. Брод дал неправильную принципиальную схему *сводовой пластовой* залежи, взяв пласт-коллектор малой мощности. Если нарисовать принципиальную схему такой пластовой сводовой залежи, взяв пласт-коллектор большой мощности, то получится *массивная сводовая пластовая* залежь (рис. 7.8). Несмотря на то, что эта дискуссия происходила более 40 лет назад, этот вопрос не потерял своей актуальности. Действительно, залежь (см. рис. 7.8) относится к пластовой, так как приурочена к сводовой ловушке пластового резервуара, в то же время по характеру водонефтяного контакта эта залежь массивная. Для названия подобных залежей используется термин *неполнопластовая* залежь, или *массивная пластовая* залежь, последний термин явно неудачен. В нем первое определение исключает второе в первоначальных значениях этих терминов. Необходимо отметить, что термин «массивная» использовался И.О. Бродом для залежей, приуроченных к ловушкам в массивных резервуарах, т.е. приуроченным к массивам, сложенным

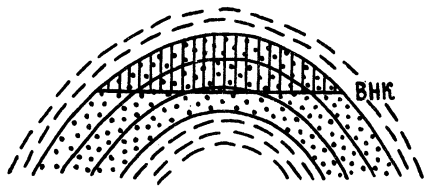


Рис. 7.8. Схематический разрез неполнопластовой залежи

главным образом карбонатными и/или изверженными и метаморфическими породами, и главным признаком их было ограничение покрышкой только сверху. В то время еще не были известны гигантские газовые залежи в терригенной толще мела Зап. Сибири. Принимая во внимание, что непрерывность зеркала водонефтяного (ВНК) или газоводяного контактов (ГВК) часто наблюдается и в пластовых резервуарах значительной мощности, например, сложно построенных терригенных пластах — мел Зап. Сибири, или в древних залежах — венд Вост. Сибири, в которых доказано изменение положения ВНК во времени, этот признак нельзя считать определяющим.

Кроме того, выделение подгрупп проведено по разным признакам: по форме ловушек (например, сводовые), их генезису (в биогенных выступах) и по характеру ограничения (ограниченные плохопроницаемыми породами и др.). К сожалению ни в одной из известных классификаций залежей этого полностью избежать не удалось, на каком-то уровне происходит смешивание признаков деления «по форме» или «по генезису».

Классификация ловушек В.Б. Оленина (1977) имеет много общего с классификацией, составленной И.О. Бродом (1951), но отличается принципом деления на едином уровне и составом классификационных категорий. И.О. Брод использовал в качестве главного признака тип природного резервуара, В.Б. Оленин — *форму ловушки*. Согласно этому признаку ловушки с нефтью и/или газом по форме подразделяются на четыре крупные группы: I — изгибы, II — выступы, III — ловушки экранирования, IV — линзы и линзовидные ловушки. Каждая из выделенных групп подразделяется по генезису ловушки на различные 15 видов. Эта классификация более детальная, она существенно дополняет классификацию И.О. Брода, что естественно, так как была создана на 25 лет позже, но и она не лишена недостатков. Во-первых, в ней не нашли места *массивные* залежи в антиклинальных ловушках, широко распространенные в природе и заключающие значительную часть запасов нефти и газа. Во-вторых, подразделение видов по генезису ловушки соблюдено не во всех группах. Например, группа III — ловушек экранирования — включает шесть видов: ловушки экранирования по разрыву; ловушки экранирования по поверхности несогласия; выклинивающиеся ловушки; ловушки экранирования ядром *диапира*; ловушки экранирования *жерлом грязевого вулкана;* ловушки *запечатывания асфальтом*. Все они представляют собой варианты литологического экранирования, только в одних случаях литологический экран представлен секущим телом иного литологического состава. По сути же ловушки, экранированные ядром диапира и жерлом грязевого вулкана, по генезису не отличаются.

По мнению большинства исследователей, классификация залежей нефти и газа должна отражать главные особенности формирования ловушек, с которыми они генетически связаны, причем выделение типов, классов и/или групп внутри типов должно быть проведено по единому принципу. Крупные подразделения, типы или классы выделяются по генетическому признаку, а в пределах генетических типов или классов — по морфологическому. Такие классификации предложены Н.Ю. Успенской, А.Я. Кремсом, А.А. Бакировым и др.

Предлагаемая ниже классификация (табл. 7.1) построена по тому же принципу, только в ней сделана попытка учесть большое число признаков: в основу выделения типов положен генетический принцип, подтипов — форма ловушек, классов — характер ограничения ловушки и подклассов — форма природного резервуара.

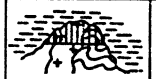
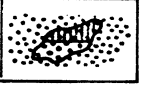
По генетическому признаку ловушки, содержащие нефть и газ, подразделяются на два основных типа: I — *тектонический*, II — *седиментационно-стратиграфический*. Для I типа залежей характерно преобладающее влияние тектонического фактора и скопления нефти и газа будут обусловлены тектонической (структурной) формой ловушки; для II типа — главным фактором является нетектонический — литологический, стратиграфический и др. Залежи нефти и газа этого типа приурочены к ловушкам, сформированным при преобладающей роли седиментационных, постседиментационных, эрозионных и других нетектонических процессов. При выделении типов подчеркивается преобладающее влияние того или иного фактора, поскольку и тектонический и литологический, обусловленный седиментационными и постседиментационными процессами, факторы воздействуют в разной мере на формирование всех известных в природе залежей.

I. Тектонический тип по характеру морфологических структур делится на четыре подтипа: антиклинальный, синклинальный, моноклинальный и блоковый.

Антиклинальный подтип — распространен наиболее широко. Ловушки этого подтипа выражены выпуклым изгибом природных резервуаров. Залежи в них И.О. Брод назвал сводовыми, по форме антиклинали По характеру ограничения ловушки соответственно и залежи выделяются четыре класса: 1) — *сводовые ненарушенные*, в которых формирование ловушки и условия для улавливания флюидов обусловлены только антиклинальным изгибом слоев; такие залежи распространены очень широко в платформенных и складчатых областях, они связаны как с пластовыми, так и массивными резервуарами; 2) — *сводовые нарушенные разрывами*, ограничение ловушки и/или ловушек обеспечивается как антиклинальными

Таблица 7.1

Классификация залежей по характеру ловушки

Тип	Подтип	Класс	Подкласс		
			Пластовые	Массивные	Ограниченные со всех сторон
Тектонический	Антиклинальный	1. Сводовые ненарушенные			
		2. Сводовые нарушенные разрывами			
		3. Сводовые с литологическими ограничениями			
		4. Сводовые со стратиграфическим ограничением			
	Синклинальный	5. Синклинальный изгиб			
	Моноклинальный	6. Дизъюнктивно экранированный			
		7. Стратиграфически экранированный			
		8. Литологически экранированный			
		9. Гидродинамически экранированный			
	Блоковый	10. Тектоническое и литологическое ограничение			
Седиментационно-стратиграфический	Выступы	11. Литологическое ограничение биогенного выступа			
		12. Стратиграфическое ограничение эрозионного выступа			
	Линзы	13. Литологическое ограничение			
		14. Структурно-текстурное ограничение			
		15. Ограничение водой (гидравлические)			

изгибами, так и дизъюнктивными нарушениями, обеспечивающими частичное экранирование; частным случаем нарушения и экранирования является протыкание складки ядром диапира — соляного или глиняного. Залежи этого класса связаны прежде всего с пластовыми резервуарами, встречаются они и в массивных резервуарах, но значительно реже; 3, 4) *сводовые, осложненные литологическим выклиниванием и поверхностью стратиграфического несогласия*, обычно пластовые, возможно также формирование залежей этих двух классов и в массивных резервуарах. Залежи 3 класса характерны для терригенных дельтовых и прибрежно-морских комплексов, накапливающихся в условиях частой смены уровня моря, 4 класса — для погребенных поднятий.

Все четыре класса залежей, связанных с антиклинальными складками, по времени образования могут быть как конседиментационными, так и постседиментационными. По генезису антиклинали — сводовые ловушки могут представлять собой складки регионального сдавливания или бокового сжатия, имеющие, как правило, крутые углы наклона крыльев, подвернутые крылья, им свойственна линейность, подобные ловушки распространены в складчатых областях; складки, образованные над разрывом; отраженные изгибы. Последние гораздо положе изгибов бокового сжатия, они характерны прежде всего для платформенных областей; такие антиклинали возникают в осадочном чехле при перекрытии погребенных выступов — структур облекания, а также при вертикальных движениях блоков фундамента. С подобными антиклинальными ловушками связаны крупнейшие залежи нефти и газа.

В качестве самостоятельного подтипа в тектоническом типе ловушек и залежей выделяются, хотя и крайне немногочисленные, *синклинальные складки*. Такие залежи формируются только в пластовых резервуарах под действием гравитационного фактора при отсутствии в них воды. Нефть, будучи более тяжелой, чем газы, заполняющие поры породы в пластовом резервуаре, скатываются вниз. В ловушках-синклиналях встречена только нефть, образование залежей газа в синклиналях исключено. Ловушки, выраженные синклинальными изгибами, могут представлять собой только отраженные складки. В синклинальных изгибах бокового сжатий, свойственных складчатым областям с активным гидрогеологическим режимом, возможность формирования залежей практически отсутствует. Залежи, приуроченные к синклинальным ловушкам, известны в Предаппалачском бассейне в Сев. Америке — Биг-Криг, Кэбин-Криг, Грифтисвил и Копли.

Третий подтип тектонического типа — *моноклинальный* объединяет залежи в ловушках, образованных в результате экранирования моноклинали. И.О. Брод выделил их в качестве подгруппы

экранированных в группе пластовых залежей, подразделив их на тектонически экранированные, стратиграфически экранированные, литологически экранированные. В рассматриваемой классификации выделенные И.О. Бродом подразделения принимаются в виде классов, соответствующих ограничению ловушки: 6 класс — *дизъюнктивно экранированный*, 7 — *стратиграфически экранированный*, 8 — *литологически экранированный*. Залежи указанных классов приурочены к пластовым резервуарам, но могут формироваться и в массивных (см. табл. 7.1). Условия формирования ловушек этих классов даны при описании классификации И.О. Брода. В природе существует много различных примеров экранирования — соляным штоком, глиняным диапиром, жерлом грязевого вулкана, асфальтовой пробкой, магматическим телом. Все указанные виды экранирования попадают в выделенные классы. Так, запечатывание асфальтом может быть частным случаем стратиграфического и/или литологического экранирования. Исключение составляет экранирование напорной водой, этот вид ограничения ловушки выделен в качестве самостоятельного класса — 9 — *гидродинамически экранированных* ловушек и залежей с ними связанных (см. табл. 7.1). Залежи этого класса немногочисленны, установлены только в пластовых резервуарах и изучены недостаточно. Экраном для флюидов является напор вод, противостоящий всплыванию нефти и/или газа вверх по восстанию пласта. Возникновению ловушек и залежей такого типа способствует резкое изменение мощностей пласта-коллектора. Примером подобного экранирования является газовая залежь Восточно-Луговского месторождения на Южном Сахалине. По мнению некоторых исследователей, формирование гигантского Даулетабад-Донмезского газового месторождения Восточной Туркмении также обусловлено гидродинамическим барьером.

Четвертый подтип — *блоковый* — представляет собой выступы тектонического происхождения, приподнятые блоки пород с различным типом залегания (горизонтальным, моноклинальным и т.д.). По характеру ограничения ему соответствует 10-й класс — тектонически ограниченных со всех сторон ловушек и залежей к ним приуроченных. Помимо тектонического ограничения подобные ловушки могут быть осложнены литологическим или стратиграфическим экранированием. Залежи этого типа могут формироваться как в пластовом резервуаре, так и в массивном (табл. 7.1). В первом случае залежь возникнет, если пласт-резервуар находится в материнской толще, второй — более распространенный, массивная залежь образуется по стандартной схеме — за счет вертикальной миграции.

II. Второй тип ловушек и залежей, с ними связанных, — *седиментационно-стратиграфический*. Он охватывает все многообразие объектов, в генезисе которых тектонические процессы не играли главенствующей роли, а их формирование обусловлено седиментационными, постседиментационными, денудационными процессами. По форме ловушек этот тип подразделяется на два подтипа: выступы и линзы.

В ловушках первого подтипа — *выступах* — формируются только массивные залежи. Этот подтип объединяет два класса ловушек: 11 — *биогенные выступы с литологическим экранированием* залежи и 12 — *эрозионные выступы со стратиграфическим ограничением*. Ловушки, представленные структурными элементами указанного типа, выделены и названы И.О. Бродом (1951).

Биогенные выступы, представляющие собой рифовые массивы как одиночные, так и цепочку или группу рифов; в плане они имеют относительно правильную форму. Коллекторские свойства рифовых массивов резко меняются, наилучшие емкостно-фильтрационные параметры характерны, как правило, не для вершины рифового массива, а для ниже расположенной зернисто-обломочной зоны, формирующейся на склоне рифа, обращенном в открытое море. Рифовые массивы различны по размерам — от первых десятков метров до очень крупных, высотой более 1 км (например Карачаганакский риф на северном борту Прикаспийской впадины) (рис. 7.9). Рифовые массивы часто перекрыты галогенно-сульфатными породами, представляющими наиболее совершенные покрышки. Рифовые постройки формируются обычно на бровке шельфа. Поиски и обнаружение новых биогенных массивов и связанных с ними массивных залежей — перспективное направление нефтепоисковых работ ближайшего будущего.

Класс ловушек *выступов со стратиграфическим ограничением — эрозионные выступы* — приурочен к выступам фундамента, формирование которых связано с эрозионными процессами. Емкостные и фильтрационные свойства резервуаров такого типа обусловлены интенсивностью и длительностью воздействия гипергенетических процессов, протекающих главным образом в аэробных условиях (идиогипергенез), хотя возможно и участие анаэробных процессов (криптогипергенез). В эрозионных выступах коллекторские свойства в общем ухудшаются вглубь от поверхности размыва. В отдельных случаях помимо процессов выветривания в формировании коллекторских свойств массива принимают участие и эндогенные гидротермальные процессы. Это прежде всего касается массивов изверженных пород. Характерным примером подобной ловушки является залежь в гранитном массиве месторождения Белый Тигр (шельф Вьетнама), где

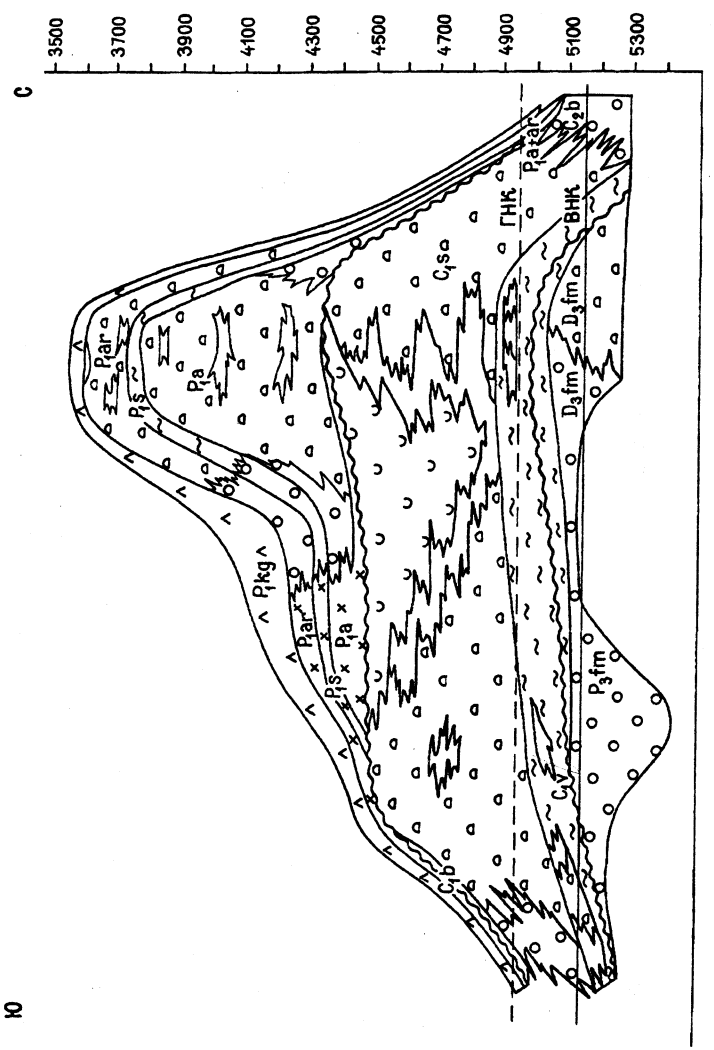


Рис. 7.9. Карачаганакское газоконденсатное месторождение. Разрез массивной залежи в рифовом массиве. Состав отложений резервуара: *1* — неморские осадки, *2* — относительно глубоководные осадки, *3* — рифовая осыпь, *4* — осадки внутририфовой лагуны, *5* — склоновые осадки, *6* — ядро рифа, *7* — ангидрит

емкостные свойства имеют явно полигенное образование и не наблюдается закономерного снижения емкости с глубиной.

Второй подкласс ловушек и залежей, с ними связанных, седиментационно-стратиграфического типа — линзовидные тела. По характеру ограничения они делятся на три класса: 13 — *линзы литологического ограничения (седиментационные)*, 14 — *линзы текстурно-структурного ограничения (катагенетические)*, 15 — *линзы, ограниченные водой — гидравлические*. В ловушках этого подтипа формируются залежи только в резервуарах, ограниченных со всех сторон (см. табл. 7.1). Ловушки этого подтипа — линз и линзовидных ловушек — Н.Ю. Успенская (1955) именовала литологически замкнутыми, а И.О. Брод (1951) — литологически ограниченными (см. рис. 7.3, *и, к*).

Класс 13 — *литологически ограниченных ловушек и залежей* — наиболее распространенный, объединяет замкнутые тела определенного состава, ограниченные со всех сторон плохо породами или находящиеся в толще иного литологического состава; прежде всего это песчаные тела различной формы, приуроченные к глинистым НМ-толщам. Генезис таких песчаных тел различен: русловые, дельтовые, прибрежные аккумулятивные тела — бары, косы, дюны, глубоководные конуса выноса, т.е. первичные седиментационные линзы. Типичный пример, так называемые шнурковые залежи в майкопской толще Предкавказья. Реже встречаются первичные седиментационные линзы, связанные с карбонатными породами. Это обычно некрупные залежи, но известны и исключения, например — крупное газовое месторождение Картидж (северный борт бассейна Мексиканского залива); продуктивны оолитовые известняки нижнего мела, образующие линзу в песчано-известняковой толще.

Класс 14 — *линзы текстурно-структурного ограничения* объединяет тела, обособление которых связано с изменением текстурных или структурных признаков без существенного изменения вещественного состава, обусловленные главным образом катагенетическими процессами. Гораздо шире распространены вторичные ловушки — постседиментационные линзы, получившие название *катагенетических* ловушек, к таковым же относятся и линзы трещиноватости. Формирование коллекторских свойств и соответственно ловушек происходит в результате перекристаллизации, выщелачивания, цементации, разуплотнения, обусловленных процессами трансформации минерального вещества, генерации флюидов, неравновесного уплотнения и т.д., и могут они сформироваться в толщах различного литологического состава — карбонатных, кремнистых, глинистых, реже в терригенных, а чаще всего смешанного состава.

Термин «катагенетическая ловушка» был предложен Н.Б. Вассоевичем. Подобные ловушки рассматривались многими исследователями (М.В. Абрамович, Г.А. Габриэлянц, Л.Д. Виноградов, А.И. Леворсен, Г. Риттенхаус и др.). Их называли по-разному: эпигенетические, диагенетические, ловушки запечатывания. Последний термин употреблялся для ловушек, полная изоляция которых происходила уже после формирования залежи. Первичная залежь в подобных ловушках формировалась в обычном резервуаре в традиционном коллекторе; такие ловушки не следует именовать катагенетическими. А.И. Леворсен, а затем Г. Риттенхаус, расматривая класс диагенетических ловушек, подразделили их на два подкласса: 1) ловушки, возникающие за счет трансформации коллектора в неколлектор, 2) за счет преобразования неколлектора в коллектор. По-видимому, именно ловушки этого подкласса, в которых формирование коллектора также обусловлено катагенетическими процессами, следует относить к катагенетическим. Залежи нефти и газа, приуроченные к подобным ловушкам, связаны прежде всего с так называемыми «сланцевыми» толщами. Они сложены кремнисто-глинистыми, карбонатно-кремнисто-глинистыми образованиями с повышенными концентрациями ОВ. Типичным примером катагенетической ловушки в кремнистой толще является залежь месторождения Лост Хилс в бассейне Сан-Хоакин (запад США). На переклинали складки пористые диатомиты замещаются глинистыми диатомитами с резко худшими коллекторскими свойствами. Возникновение ловушки в данном случае обусловлено различной микроструктурой, формирование которой контролируется уровнем преобразованности участков толщи с различной кремнистостью. Другим примером подобных ловушек являются участки повышенной кремнистости, характеризующиеся высокой трещиноватостью в менее кремнистых и менее трещинных относительно непроницаемых зонах. Ограничение подобной ловушки — потеря трещиноватости. В пределах каждого крупного изостадиального уровня формирование катагенетических ловушек определяется неравномерностью вторичных преобразований в толщах в зависимости от соотношения и характера распределения глинистой, кремнистой и углеродистой составляющих. Предпосылки же возникновения катагенетических ловушек закладываются в седиментогенезе — неравномерность распределения карбонатного, кремнистого материала и ОВ.

Класс 15 — *ловушки, ограниченные водой или гидравлические*, крайне редки. Залежь в подобных ловушках может существовать, если силы гравитации слабее капиллярных. Это происходит в том случае, если нефть находится в линзах песчаных пород с высокой проницаемостью, окруженных породами, с худшими коллекторскими свойствами, но и насыщенными водой. В качестве примера таких залежей, приуроченных к линзам крупнозернистого песка в тонкозернистом водоносном песчанике, И.О. Брод приводит «стофутовый песчаник» нижнего карбона в Аппалачском бассейне США.

Других примеров залежей подобного типа в литературе не встречено, хотя наличие их вполне возможно. Примером существования скоплений нефти, окруженных водой, являются так называемые «целики», образующиеся в результате обводнения залежи и разделения ее на отдельные «линзы», окруженные водой со всех сторон. Они могут возникать при чрезвычайно интенсивном отборе нефти в невысоких залежах большой площади.

Большая часть всех известных залежей приурочена к антиклинальным сводовым ловушкам и подавляющее число их уже обнаружено по крайней мере в бассейнах континентов. Перспектива открытия новых залежей, в том числе и крупных, связана с «неантиклинальными ловушками», в прежде всего с теми, которые труднее всего обнаруживать — катагенетическими и седиментационными линзами.

Все рассмотренные выше классы ловушек и залежей, за исключением катагенетических, выделялись ранее разными исследователями в качестве самостоятельных классификационных категорий под сходными или несколько отличными названиями. Имеется обширная литература с детальной характеристикой ловушек разных классов, примеры залежей разных классов рассматриваются и при характеристике месторождений.

7.2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА, ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Ловушки, содержащие нефть и газ, очень редко встречаются как разрозненные объекты по разрезу и по площади, они обычно концентрируются в определенных участках земной коры. Эти участки различны по структуре и генезису, но обладают общей важнейшей в рассматриваемом аспекте чертой: их строение обеспечивает формирование залежей нефти и газа и их сохранность. Такие участки земной коры, с которыми закономерно связаны ловушки, заключающие нефтяные и газовые залежи, называют месторождениями нефти и газа.

И.О. Брод определял *месторождение нефти и/или газа* как совокупность залежей этих полезных ископаемых, контролируемых единым структурным элементом и заключенных в недрах одной и той же площади. Сходное определение этого понятия давали многие исследователи (А.Г. Алексин, И.В. Высоцкий, И.М. Губкин,

А.Я. Кремс, К.Г. Лаликер, А.И. Леворсен). В современной литературе тоже можно встретить такое определение месторождения. Многими исследователями (А.А. Бакиров, Н.Б. Вассоевич, Н.А. Еременко, М.К. Калинко, К.С. Маслов, В.Б. Оленин) подчеркивалось, что понятие *месторождение* включает не только *совокупность залежей*, но и весь объем земной коры, в котором заключены залежи нефти и/или газа. Следует отметить, что месторождения нефти и газа и других флюидов не являются собственно местами их «рождения», а представляют собой только участки их скопления. Так, А.А. Бакиров, А.Э.Бакиров, В.И. Ермолкин вместо термина «месторождение нефти или газа» говорят о «местоскоплениях нефти и газа» и относят их не к элементам районирования, а к локальным скоплениям нефти и газа. Термин «месторождение нефти или газа» возник исторически по аналогии с залежами других полезных ископаемых, в частности руд, хотя руды тоже далеко не все образуют скопления на месте своего рождения, но термин «месторождение» глубоко укоренился, широко распространен и используется в науке и практике, на взгляд авторов, не имеет смысла его искоренять из нефтяной геологии.

Необходимо подчеркнуть четкое различие понятий «залежь» и «месторождение» нефти и газа. На это обращали внимание Н.А. Еременко и В.Б. Оленин, по мнению которых, смешение этих понятий приводит к утрате возможности правильного сопоставления и разграничения природных объектов, изучаемых в нефтяной геологии.

Месторождения объединяют ловушки неодинаковой морфологии, приуроченные к стратиграфическим подразделениям различного времени формирования. Возникновение ловушек и залежей нефти и/или газа, с ними связанными, обусловлено генезисом и строением заключающих эти ловушки участков земной коры — месторождений. Таким образом, месторождения являются по отношению к ловушкам категорией более высокого ранга и представляют собой самостоятельный элемент нефтегеологического районирования. С учетом этого замечания наиболее правильное определение низшего элемента нефтегеологического районирования с генетических позиций было дано В.Б. Олениным, согласно которому *месторождение нефти и/или газа — участок земной коры, заключающий обособленную совокупность залежей (одиночную залежь) нефти или газа в ловушках (ловушке), формирование которых обусловлено генезисом и строением этого участка.* Более короткое определение того же понятия — *месторождение нефти и/или газа — участок земной коры, содержащий в недрах совокупность залежей, объединяемых общим признаком, определяющим нефтегазонакопление.*

Разные залежи одного месторождения могут быть разобщены в плане, но контролироваться одной структурой. Разные залежи могут и не контролироваться одной структурой, например нижний структурный этаж — складчатый, верхний — моноклинальный, в нижнем — пластово-сводовая залежь, в верхнем — литологически экранированная. Залежи формировались независимо друг от друга, но они находятся в пределах одного участка земной коры, в недрах одной площади, т.е. обе залежи являются составной частью одного месторождения. Известны такие примеры, когда в процессе доразведки несколько рядом расположенных месторождений оказывались объединенными какой-то более глубоко расположенной и единой залежью или единым структурным элементом. Так, гигантское месторождение Боливар (Венесуэла), содержащее 325 залежей, сначала рассматривалось как ряд независимых месторождений: Тиа-Хуана, Ла-Салина, Лагуниль-яс, Ла-Роса и др.

Таким образом с позиций разведки и разработки *месторождение — это отдельная залежь или группа залежей, имеющих в проекции на земную поверхность полное или частичное перекрытие своих контуров нефтегазоносности.*

Площадь месторождений обычно составляет от первых десятков до сотен квадратных километров, известны и гигантские по площади месторождения, площадь которых более тысячи квадратных километров.

Классификация месторождений нефти и/или газа

Месторождения нефти и/или газа подразделяют по разным признакам: по запасам УВ-сырья, по количеству залежей, по генезису и строению структурных форм, с которыми они связаны, по составу флюидов, по геотектоническому положению и др.

По величине запасов УВ-сырья месторождения в нашей стране подразделяются на мелкие, средние, крупные и уникальные (табл. 7.2).

В литературе можно встретить другие градации месторождений. Это связано с тем, что до 1983 г. в СССР классификация

Таблица 7.2

Классификация месторождений по величине запасов

Размер месторождений	Извлекаемые запасы нефти, млн т	Балансовые запасы газа, млрд т
Мелкие	меньше 10	меньше 10
Средние	10–30	10–30
Крупные	30–300	30–500
Уникальные	больше 300	больше 500

месторождений проводилась по величине *геологических* запасов, и граничные значения месторождений в той или иной категории были другими: средние 10–50, крупные 50–100, крупнейшие 100–500, гигантские 500–1000, уникальные более 1000 (нефти в млн т, газа в млрд $м^3$). В США выделяются другие категории по крупности месторождений: A, B, C, D, E, F, причем граничные значения их несравненно ниже. Например, к категории D относятся месторождения с извлекаемыми запасами нефти 0,135–1,35 млн т газа (0,17–1,7 млрд $м^3$); гигантскими считаются месторождения нефти с извлекаемыми запасами свыше 13,5 млн т (100 млн баррелей), газа свыше 1,7 млрд $м^3$ (60 млрд $фут^3$).

По типу флюидов месторождения подразделяются согласно фазовому составу таковых в залежах,т.е. выделяются нефтяные, газовые, газоконденсатные, если все залежи имеют один фазовый состав. Чаще встречаются месторождения, в которых присутствуют флюиды разного типа. При характеристике такого типа месторождения на первое место ставится флюид с наименьшей величиной запасов.

Классификации месторождений нефти и/или газа по генетическому и морфологическому признакам структурных форм, их определяющих, проводились различными исследователями (А.А. Бакиров, И.О. Брод, Н.А. Еременко, И.В. Высоцкий, И.М. Губкин, Ф.Г. Клапп, Ю.А. Косыгин, В.Б. Оленин). Месторождения включают залежи, приуроченные к ловушкам разной формы и различного генезиса, поэтому ни одна из известных классификаций не охватывает всего многообразия месторождений. В табл. 7.3 приведена типизация месторождений нефти и газа, в основу которой положена классификация месторождений В.Б. Оленина, в которой используются два основных признака — генетический и морфологический. Наиболее крупные категории — типы выделяются на генетической основе, т.е. по процессам, приводящим к формированию тех или иных структурных форм-ловушек, которые доминируют в пределах данного месторождения. При оценке перспектив нефтегазоносности какой-либо территории и планировании поисково-разведочных работ этот признак позволяет судить о степени вероятности присутствия месторождений с определенной генетической характеристикой их структурных форм в данной геологической ситуации.

Подразделение типов месторождений на классы производится на основании характеристики *строения структурных элементов*, которые контролируют месторождения, причем в одних типах этот признак является морфологическим, в других — генетическим, а чаще — морфогенетическим, т.е. морфология ловушки и/или залежи определяется генезисом того или иного структурного элемента. С практической точки зрения целесообразно выделить в качестве класса месторождений их совокупность, отличающуюся от всех остальных месторождений характерными чертами строения и определяемым этими чертами типичным комплексом ловушек.

Совокупность ловушек, типичная для каждого класса месторождений, была установлена В.Б. Олениным на основе анализа хорошо изученных, характерных и по возможности крупных месторождений. В их совокупность, типичную для данного класса месторождений, были включены наиболее часто встречающиеся разновидности ловушек, отмеченные не менее чем в 50% учтенных месторождений этого класса (табл. 7.4).

По генетическому принципу выделяются семь типов месторождений, каждый из которых подразделяется на классы и подклассы (см. табл. 7.3).

Тип I — месторождения структурных элементов *голоморфного (полного) складкообразования*. Залежи в этих месторождениях связаны с ловушками, представляющими собой нормальные складки с различным наклоном крыльев, косые и опрокинутые складки, образованные в результате тангенциального сжатия. Такие месторождения широко распространены в молодых складчатых областях, например, Северный Сахалин, Таджикистан, Южная Туркмения, Калифорния; они приурочены к складчатым бортам краевых прогибов (Сев. Кавказ), к межгорным впадинам (Фергана). Этот тип объединяет два класса месторождений: 1) линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, не нарушенных разрывами (см. рис. 7.4, *а, б*); 2) линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, осложненных разрывами (см. рис. 7.4, *в, г*). В этом типе месторождения второго класса гораздо более многочисленны, чем месторождения линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, не нарушенных разрывами. Помимо приведенных на рис. 7.4, *в, г* типичных месторождений складчатого борта краевого прогиба Карабулак-Ачилуки и Малгобек-Вознесенского, Новогрозненского характерными примерами второго класса этого типа являются месторождения Северного Сахалина (Эхаби, Сабо, Монги, Паромай). Обычно месторождения этого типа за редким исключением, некрупные, многозалежные, как правило, содержат несколько десятков залежей. По типу залежи пластовые сводовые, сводовые с дизъюнктивным экранированием, на крыльях моноклинальные дизъюнктивно экранированные; значительно реже встречаются массивные залежи. Ко второму классу также относятся месторождения, связанные со складчатыми надвиговыми структурами и покровами. Для таких месторождений характерно сдваивание или даже многократное повторение одновозрастных отложений и приуроченных к ним залежей. Такие месторождения

Таблица 7.3

Генетическая типизация месторождений нефти и/или газа (по В.Б. Оленину с добавлениями)

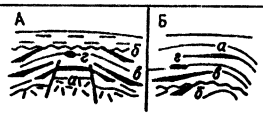
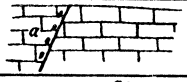
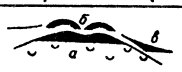
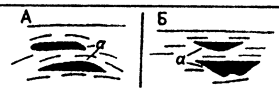
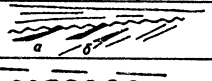
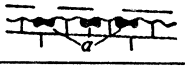
Тип (по генезису структурных элементов, представляющих месторождения)	Класс и подкласс (по строению структурных элементов, представляющих месторождения)	Типичная совокупность ловушек	Схематический разрез
I. Голоморфного складкообразования	1. Линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, не нарушенных разрывами	а) сводовые	
	2. Линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, осложненных разрывами	а) сводовые б) экранированные по разрыву	
II. Диапиризма	3. Непрорванных соляных куполов	а) сводовые (часто разбитые на блоки) б) по разрыву в) по поверхности несогласия г) выклинивающиеся	
	4. Закрытых диапиров	Экранирования: а) ядром диапира б) по разрыву в) по поверхности несогласия г) выклинивающиеся д) сводовые е) линзы выветривания	
	5. Открытых диапиров	Экранирования: а) ядром диапира б) по разрыву в) по поверхности несогласия г) выклинивающиеся	
III. Отраженного складкообразования	6. Куполов, антиклиналей и брахиантиклиналей платформенного типа А – пологих структур Б – флексур	а) сводовые (иногда разбитые на блоки) экранирования: б) по поверхности несогласия в) выклинивающиеся г) седиментационные линзы	
	7. Платформенных синклиналей	а) синклинальные изгибы	
IV. Разрывообразования	8. Приразрывных моноклинальных участков и складок	а) экранированные по разрыву б) сводовые	
	9. Приразрывных трещиноватых участков	а) линзы тектонической трещиноватости	
	10. Горсты	а) пластовые тектонически экранированные б) массивные тектонически экранированные	
V. Рифогенные	11. Рифовых массивов	а) биогенные выступы б) сводовые в) выклинивающиеся	
VI. Седиментогенные	12. Участков выклинивания на моноклинали	а) выклинивающиеся б) седиментационные линзы	
	13. Локальных песчаных скоплений А – баров Б – русел рек В – клиноформ	а) седиментационные линзы	
VII. Эрозионно-денудационные	14. Погребенных возвышенностей палеорельефа	а) эрозионные выступы б) сводовые	
	15. Моноклиналей, срезанных поверхностью углового несогласия	а) экранирования по поверхности несогласия б) выклинивающиеся	
	16. Участков распространения трещин и каверн под поверхностью разрыва	а) линзы выветривания	

Таблица 7.4

Месторождения, использованные при определении типичной совокупности ловушек (по В.Б. Оленину)

Класс месторождений	Количество месторождений	Местоположение проанализированных месторождений
1. Линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, не нарушенных разрывами	26	Кавказ, США (Калифорния)
2. Линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, осложненных разрывами	50	Кавказ, США (Калифорния)
3. Непрорванных соляных куполов 4. Закрытых диапиров 5. Открытых диапиров	80	Прикаспий, ФРГ, США (Галф-Кост), Габон
6. Куполов, брахиантиклиналей и антиклиналей платформенного типа	50	Урало-Поволжье, США (Пермский и Западный Внутренний бассейны)
7. Платформенных синклиналей	3	США (Предаппалачский бассейн)
8. Приразрывных моноклинальных участков и складок	50	Австрия (Венский грабен), ФРГ, Франция (Рейнский грабен), США (Голф)
9. Приразрывных трещиноватых участков	3	США (Мичиганский бассейн), Канада (пров. Онтарио)
10. Рифовых массивов	50	Башкирское Приуралье, Западная Канада, США (Пермский и Мичиганский бассейны)
11. Участков выклинивания на моноклинали	50	Северный Кавказ, Канада (западные области, пров. Онтарио), США (бассейны Предаппалачский и Денвер)
12. Локальных песчаных скоплений	50	Северный Кавказ, США (Предаппалачский, Мичиганский и Западный Внутренний бассейны)
13. Погребенных возвышенностей палеорельефа	24	США (Предаппалачский и Западный Внутренний бассейны)
14. Моноклиналей, срезанных поверхностью углового несогласия	31	Западная Канада (бассейн Уиллистон, район Эдсон-Калгари)
15. Участков распространения трещин и каверн под поверхностью размыва	3	Канада (побережье оз. Эри)

известны, например в Предкарпатье (месторождения Битков, Долина, Бориславское и др.) (см. рис. 7.5). Месторождения подобного надвигового строения развиты в Альпах и в Скалистых горах. Предполагается наличие подобных месторождений в надвиговой части северо-восточного Кавказа (Дагестанский клин) и других регионах, имеющих покровно-надвиговое строение.

Тип II — месторождения структурных элементов *диапиризма* подразделяется на три класса: 3) непрорванных соляных куполов, 4) закрытых диапиров, 5) открытых диапиров (табл. 7.3). Диапировые структуры, образованные пластичными глинистыми породами, принципиально не отличаются от соляных диапиров. Для них наиболее характерен 4-й класс месторождений — закрытых диапиров. Структурные элементы диапиризма принципиально отличаются тем, что их формирование происходит длительное время в процессе седиментации, неравномерный рост поднятий сопровождается перерывами в осадконакоплении и размывами. Им свойственно увеличение мощности на крыльях и прорыв и выжимание пластичных пород, что сопровождается образованием разрывов. Ловушки и залежи, характерные для этого типа, разнообразны: пластовые сводовые, сводовые, осложненные разрывами, экранированные разрывом, стратиграфически экранированные (поверхностью несогласия) и литологически экранированные, в том числе ядром диапира. Непрорванные соляные купола не являются собственно диапирами, так как соляное ядро не находится в тектоническом контакте со слоями крыльев, но генетически они тесно связаны с соляными диапирами и отражают начальную стадию их развития, за которой следует образование закрытых, а затем открытых диапиров. Поэтому месторождения непрорванных соляных куполов включены в тип диапиризма. Они широко распространены в Прикаспии, там встречены месторождения всех указанных классов (рис. 7.10). Морени (Румыния) является типичным примером месторождений класса открытых диапиров. Соль миоценового возраста была выжата наверх. Соляной шток прорвал плиоценовые слои и образовал ряд экранированных ловушек (рис. 7.10, *б*), в которых сформировались залежи. Месторождения этого типа известны в Предкарпатском прогибе, Габоне, бассейне Мексиканского залива и др. Их можно встретить в тех районах, где в разрезе присутствует толща соли значительной мощности и где она находится под давлением толщи пород, позволяющей ей течь.

К этому типу месторождений следует относить месторождения, связанные с грязевым вулканизмом, являющимся самым интенсивным проявлением глиняного диапиризма. Месторождения, в которых залежи экранированы жерлом грязевого вулкана,

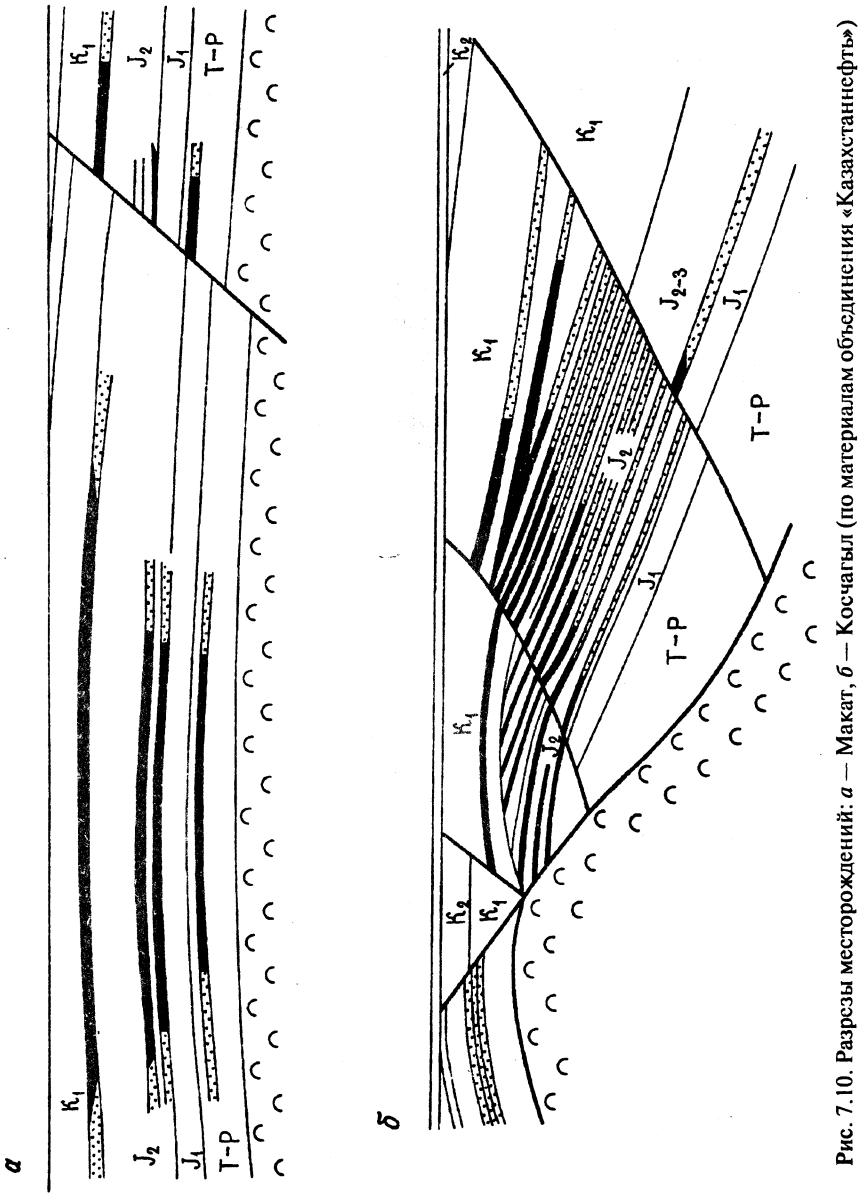


Рис. 7.10. Разрезы месторождений: *а* — Макат, *б* — Косчагыл (по материалам объединения «Казахстаннефть»)

известны в Азербайджане, Западной Туркмении, Керченском и Таманском полуостровах. Распространение грязевого вулканизма в краевых частях Кавказско-Скифского региона обусловлено присутствием мощной глинистой майкопской толщи (олигоцен–нижний миоцен). Такие месторождения относятся к 5-му классу открытых диапиров или прорванных куполов. Типичным примером такого месторождения является Лок-Батан (Апшеронский полуостров) (см. рис. 7.6). Исследованиями последних лет установлено широкое распространение грязевого вулканизма в акваториях (Черное, Средиземное моря, Северо-Западная Атлантика, Норвежское море). Наличие грязевых вулканов — показатель перспективности недр на нефть и газ.

Тип III — месторождения структурных элементов *отраженного складкообразования* — наиболее распространенный тип месторождений; он включает два класса месторождений: 6) куполов, брахиантиклиналей и антиклиналей платформенного типа (подклассы: А — пологих складок, Б — флексур) и 7) платформенных синклиналей.

В 6-й класс объединяют месторождения, структура которых сформировалась вследствие отраженной или глыбовой складчатости. Ловушки могут быть как конседиментационными, так и постседиментационными; во всех случаях их формирование связано с вертикальным движением блоков фундамента. Это могут быть структуры облекания выступов фундамента, изгибы слоев, возникающие над разрывами, флексуры.

В классе месторождений куполов, брахиантиклиналей и антиклиналей платформенного типа выделяются два подкласса — пологих антиклинальных складок и флексур. Месторождения этого типа распространены главным образом на платформах, но такие структуры также свойственны и заключительным стадиям развития межгорных впадин, платформенным бортам краевых прогибов. Характерные типы залежей — пластовые сводовые и массивные сводовые, и те и другие часто осложнены разрывами, стратиграфическим и литологическим экранированием.

Месторождения первого подкласса выражены складками, возникшими над выступами фундамента или над его блоками, приподнятыми по разломам. Это складки, как правило, симметричные, пологие — наклон крыльев от долей до нескольких градусов. С глубиной наклон крыльев обычно увеличивается, иногда достигая 5–10°, преимущественно — это брахиантиклинали, купола, часто присутствуют неправильные формы, осложненные структурными носами и раздувами, типа плакантиклиналей, наряду с одновершинными структурами имеются более сложные, каждая из которых объединяет несколько замкнутых вершин. Складка часто

выражена не по всем горизонтам, возрожденные и погребенные поднятия являются типичными структурами платформ.

Месторождений такого типа известно около 20 тысяч, среди которых гиганты (Ромашкинское, Самотлор) и очень крупные месторождения (Усть-Балыкское, Ново-Елховское, Бованенковское и др.).

Ромашкинское месторождение, открытое в 1948 г., было первым в России гигантом. Это крупная (65 × 70 км) пологая складка, осложняющая Южно-Татарский свод, амплитуда поднятия по девонским отложениям 50 м. Продуктивность связана с отложениями терригенного девона и карбона, в меньшей степени с карбонатными образованиями того же возраста. Главная залежь в отложениях пашийской свиты — горизонт $Д_1$ (рис. 7.11). Залежи сводовые, часто с литологическим экранированием и литологически ограниченные со всех сторон.

Крупнейшее месторождение России — гигантское месторождение Самотлор, расположенное на восточном борту Нижневартовского свода в Зап. Сибири. Максимальная амплитуда 160 м (по валанжину) вверх убывает до 40 м. На месторождении 10 залежей, все они сводовые, шесть из них осложнены литологическим экранированием. Промышленная нефтегазоносность связана с отложениями верхней юры и нижнего мела (рис. 7.12).

Складки, которыми выражены месторождения второго подкласса, сформировались над зонами сочленения блоков фундамента, разделенных разрывами значительной амплитуды. Эти складки представляют собой флексуры. Углы падения на пологих крыльях последних обычно не превышают 1–2°, а на крутых — достигают десятков градусов. В плане месторождения второго подкласса выражены отчетливо вытянутыми складками. Месторождениям второго подкласса свойственны также сводовые ловушки, резко асимметричные в поперечном разрезе.

Седьмой класс — месторождения платформенных синклиналей встречается крайне редко. К нему относятся некоторые небольшие месторождения на северо-востоке США в песчаных отложениях карбона, месторождения Биг-Крик, Кевин Крик и др. (Западная Виргиния).

Тип IV — месторождения структурных элементов *разрывообразования,* включает три класса месторождений: 8) приразрывных моноклинальных участков; 9) приразрывных трещиноватых участков, 10) горсты. Месторождения этого типа немногочисленны. Примером 8-го класса может служить месторождение Люлинг (Техас). Залежи приурочены к многочисленным дизъюнктивно экранированным ловушкам на склоне моноклинали, сложенной породами мела и палеогена, рассеченной крупным взбросом.

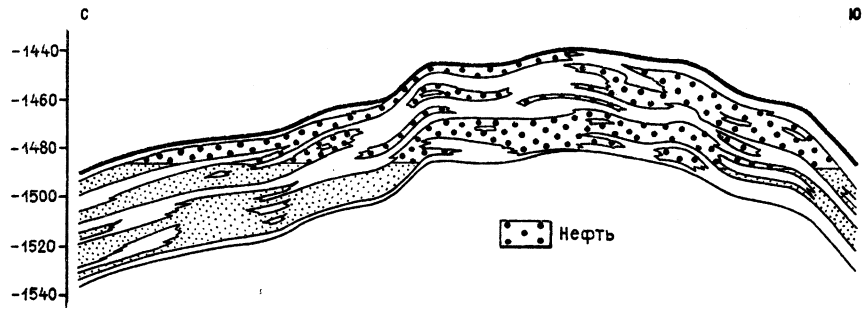


Рис. 7.11. Ромашкинское месторождение. Геологический профиль по отложениям горизонта $Д_1$

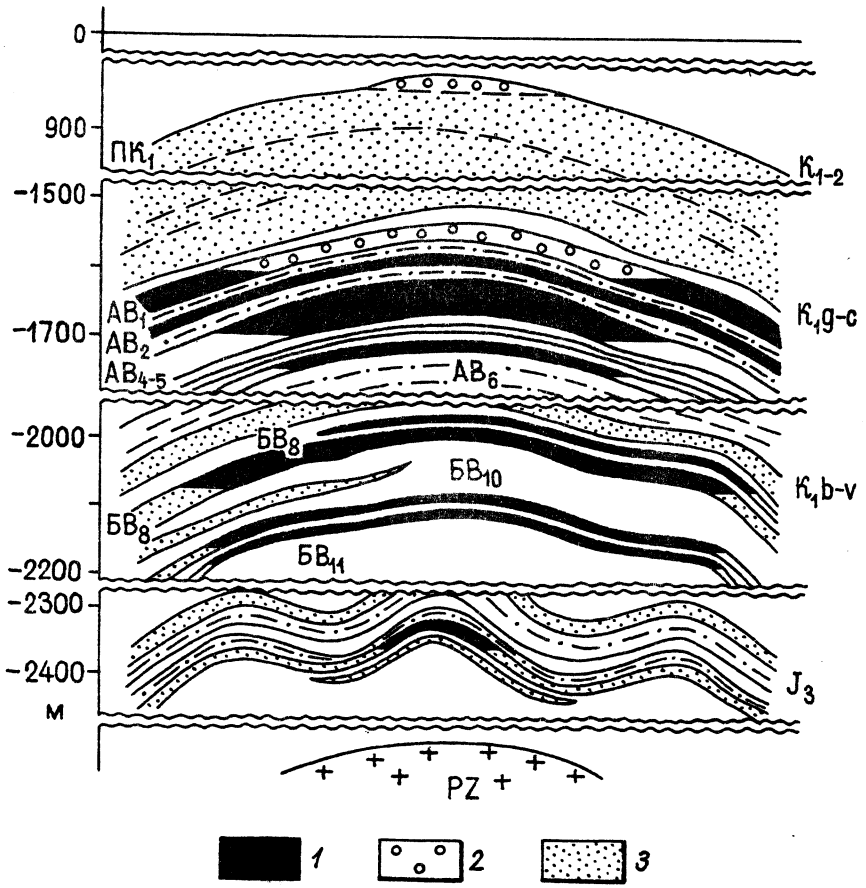


Рис. 7.12. Самотлорское нефтегазоконденсатное месторождение. Разрез продуктивной части отложений: *1* — нефть, *2* — газ, *3* — вода

Месторождения приразрывных трещиноватых участков (класс 9), к которым относятся, например Сципио, Альбион (юг шт. Мичиган в США), приуроченные к моноклинали, однако, ловушки с ней не связаны, и никоим образом моноклиналь не определяют морфологию указанных месторождений. Нефтеносность приурочена к линзам тектонической трещиноватости, расположенным в пределах очень узких прямолинейных участков над разрывами, нарушающими более глубокие горизонты.

Принципиальная схема месторождения, приуроченного к горстовым структурам, приведена на рис. 7.7. Залежи в зависимости от резервуара — массивные и пластовые тектонически экранированные. Месторождения такого типа типичны для нижних частей разреза осадочного чехла, над выступами фундамента, например Даниловское — мелкое месторождение в отложениях венда на севере Московской синеклизы.

Тип V — месторождения *рифогенных* структур и соответственно класс месторождений 11 — рифовых массивов (рис. 7.13). Месторождения этого класса включают как единичные рифовые массивы — единичные рифовые постройки, атоллы (рис. 7.13, *а*), так и цепочки барьерных рифов, архипелаги (рис. 7.13, *б, в*). Наиболее типичные залежи — массивные в биогенном выступе, над рифовыми массивами также могут быть пластовые сводовые, массивные с литологическим ограничением; коллекторские свойства в пределах массива резко меняются, формируются вторичные линзы, связанные с изменением текстурно-структурных признаков карбонатных пород.

Ишимбайское месторождение в Башкирском Приуралье — одно из первых месторождений России такого типа, оно приурочено к сложному рифовому массиву раннепермского возраста, состоящему из пяти рифов и образующих единую залежь.

С рифовыми массивами связаны крупные месторождения: Карачаганак (северный борт Прикаспийской впадины), высота массива раннепермского возраста более 1 км (см. рис. 7.9); Харьягинское в Харейверской впадине Тимано-Печорского бассейна, где присутствуют рифы в отложениях позднего девона. Месторождения такого типа известны в провинции Альберта (Канада) — крупнейшее месторождение Ледюк, в Мексике — Золотой пояс Мексики. Выявление месторождений такого типа — одно из перспективных направлений нефтепоисковых исследований настоящего времени.

Тип VI — месторождения *седиментогенных* структурных элементов объединяет классы месторождений: 12) участков выклинивания на моноклинали; 13) локальных песчаных скоплений с подклассами А (баров), Б (русловых тел) и В (связанный с клиноформами).

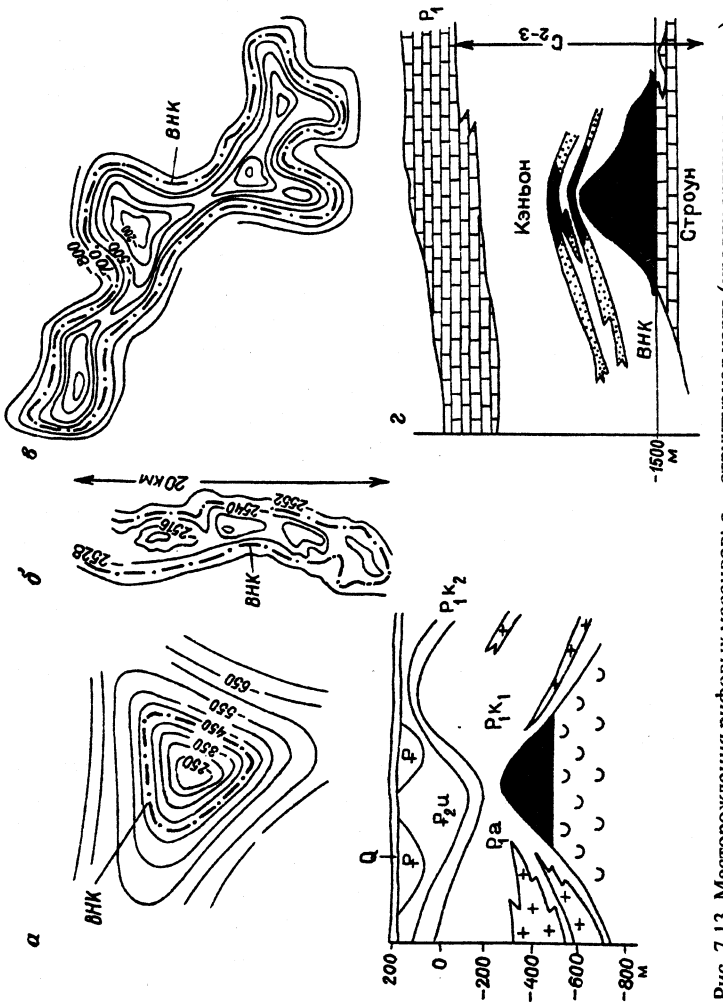


Рис. 7.13. Месторождения рифовых массивов: *а* — структурная карта (кровли артинского яруса) и геологический разрез Столяровского месторождения, приуроченного к одновершинному рифу; *б* — структурная карта (кровля свиты Ледюк) месторождения Фэнн-Биг-Вэлли (Канада, Альберта), приуроченного к рифовому массиву с несколькими вершинами); *в* — структурная карта (кровли артинского яруса) Ишимбаевского месторождения, приуроченного к «связке» рифов (Максимов, Киров и др., 1970); *г* —геологический разрез месторождения Норт-Снайдер (США, Техас)

Месторождения этого типа формируются при движении терригенного материала от источника сноса к бассейну седиментации. Вблизи источника сноса — это в основном литологически ограниченные ловушки в аллювиальных отложениях или руслах палеорек. Это, как правило, мелкие ловушки, более крупные формируются в прирусловых барах и косах. Последние характеризуются лучшими коллекторскими свойствами. Наиболее благоприятные условия для формирования ловушек этого типа создаются в дельтовых, авандельтовых и прибрежных отложениях.

Месторождения 12-го класса широко распространены на бортах поднятий и сводов, они известны, например в майкопской серии Западного Предкавказья (месторождения Нефтегорское, Павлова Гора, Асфальтовая Гора, Хадыженское и др.). Широко распространены они в Зап. Сибири (рис. 7.14). Литологически экранированные ловушки возникают в прибрежных зонах и связаны с миграцией береговых линий бассейнов седиментации.

В классе 13 объединены месторождения, сложенные плохо проницаемыми в основном глинистыми отложениями, заключающими песчаные тела различной формы и размеров. Все эти тела являются аккумулятивными формами, возникшими за счет седимента-

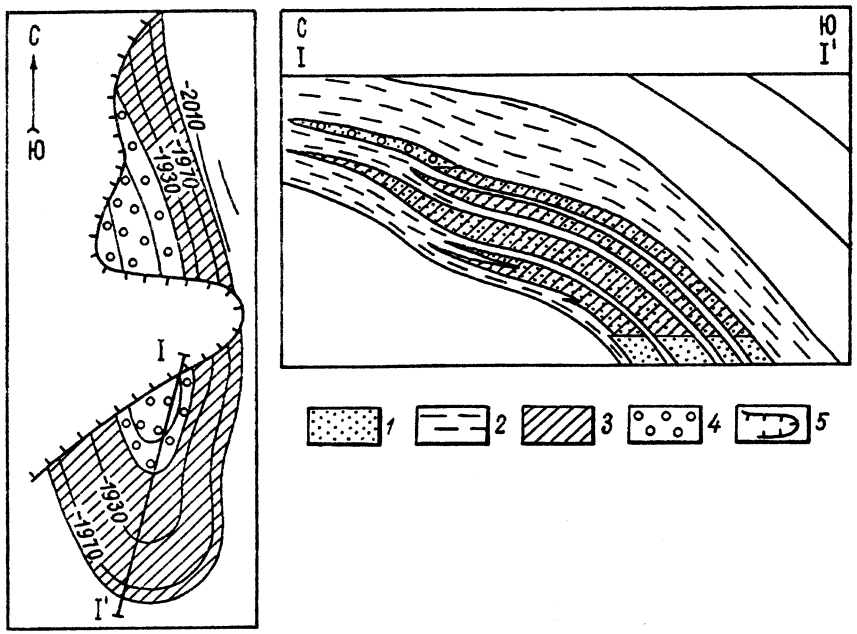


Рис. 7.14. Новопортовское месторождение. Газонефтяные залежи в песчаниках новопортовской свиты: *а* — в плане, *б* — в разрезе: *1* — песчаники, *2* — глины, *3* — нефть, *4* — газ, *5* — линия выклинивания

ции. По условиям образования среди них можно выделить три подкласса: месторождения баров, русловых тел и клиноформ.

Примерами месторождений баров являются Остин (шт. Мичиган, США). В плане бары прямолинейны. На стороне бара, обращенной к открытому морю, контакт песчаного тела с вмещающими глинистыми отложениями обычно резкий, а на стороне его, обращенной к берегу, песчаники постепенно переходят в глины. Слагающий бар песчаный материал довольно хорошо отсортирован. Коллекторские свойства в нем более или менее выдержаны.

В месторождениях второго подкласса песчаные тела, облекаемые глинами или глинисто-алевритовыми отложениями, образовались в руслах древних рек. Эти тела отличаются от баров вогнутой нижней поверхностью, извилистой формой в плане, разнородным составом слагающего материала, изменчивостью коллекторских свойств. Отношение длины к ширине у русловых тел, как правило, значительно больше, чем у баров. Месторождения этого подкласса детально изучены и описаны И.М. Губкиным на Сев. Кавказе: «шнурковые» залежи (Нефтяно-Ширванское и др.). Такие залежи известны и в Тимано-Печорском бассейне (Войвожское месторождение).

Еще один подтип литологических ловушек и связанных с ними месторождений формируется в конусах выноса песчаного материала. Это клиноформные ловушки (подкласс В), с ними связаны крупные залежи углеводородов в неокоме Зап. Сибири. Они являются как глубоководными конусами выноса, так и погребенными авандельтами.

Тип VII — месторождения *эрозионно-денудационных* структурных элементов, включает классы месторождений: 14) погребенных возвышенностей палеорельефа; 15) моноклиналей, срезанных поверхностью углового несогласия; 16) участков распространения трещин и каверн под поверхностью размыва.

Образование месторождений погребенных возвышенностей палеорельефа (класс 14) обусловлено эрозией, приведшей к значительному расчленению рельефа. При последующем погребении останцев палеорельефа под более молодыми отложениями поверхность размыва в структурном отношении стала поверхностью несогласия. В типичную совокупность ловушек месторождений рассматриваемого класса входят эрозионные выступы погребенных возвышенностей палеорельефа, а также сводовые ловушки в осадочном комплексе, облекающем эти возвышенности. Типичным примером месторождений этого класса является Панхендл-Хьюготон (США), приуроченный к выступу гранита и перекрывающим его отложения каменноугольного возраста, образующих единый массивный резервуар (рис. 7.15), а также крупное

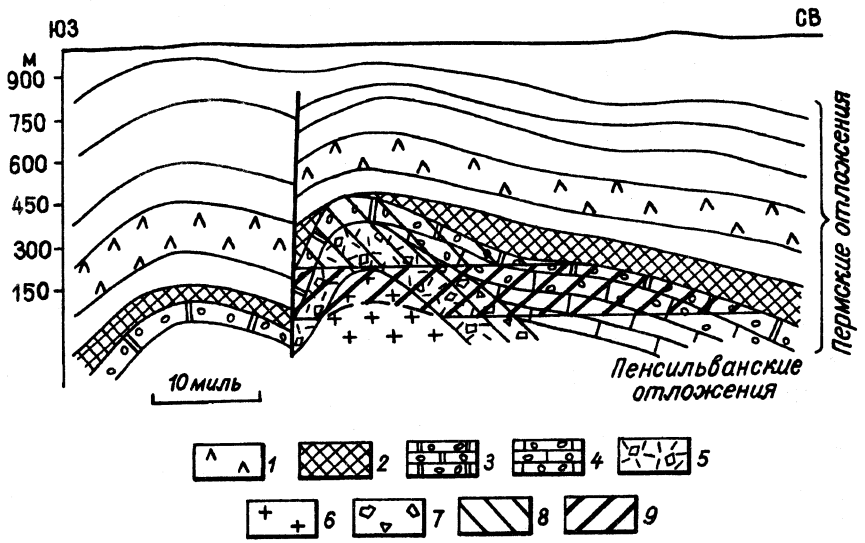


Рис. 7.15. Разрез месторождения Панхэндл-Хьюготон, США (по Леворсену): *1* — соленосные отложения, *2* — свита ангидрита, *3* — свита доломита, *4* — свита серых известняков, *5* — выветривавшийся гранит, *6* — гранит, *7* — накопления обломков гранита, *8* — газ, *9* — нефть

месторождение Хасси-Месауд (Алжир). К этому же классу месторождений можно отнести Белый Тигр (шельф Вьетнама), главная залежь которого приурочена к гранитному массиву. В Зап. Сибири открыто несколько десятков мелких месторождений такого типа.

К классу 15 относятся месторождения моноклиналей, срезанных поверхностью углового несогласия. Наиболее характерными являются ловушки экранирования по поверхности несогласия. Иногда присутствуют выклинивающиеся ловушки, образовавшиеся за счет вторичного заполнения пустот в частях природных резервуаров, примыкающих к поверхности углового несогласия. Залежи с экранированием поверхностью несогласия известны на многих месторождениях в Эмбенской области, в Волго-Уральском регионе (Туймазинское месторождение), в Тимано-Печорском бассейне (Усинское, Возейское, Западно-Тэбукское и др.).

В этом классе известны и крупные месторождения, например Ист-Тексас в Техасе, приуроченное к крупной ловушке на моноклинали со стратиграфическим (и литологическим) экранированием, расположенной на склоне поднятия Остин. Продуктивны песчаники Вудбайн позднемелового возраста с хорошими коллекторскими свойствами. Стратиграфическое экранирование обеспечило и формирование крупнейшего месторождения США на северном побережье Аляски — Прадхо-Бей, где основным продуктивным горизонтом являются пермо-триасовые песчаники.

Месторождения 16 класса очень редки, это месторождения участков распространения трещин и каверн под поверхностью размыва. Примером этого класса является месторождение Халдиманд на северном берегу оз. Эри, в канадской провинции Онтарио. Продуктивные известняки среднего ордовика, отделенные от вышележащих пород поверхностью размыва, здесь участвуют в строении крупной моноклинали. Однако моноклиналь не определяла морфологию месторождения и не контролировала образование заключенных в нем ловушек. Месторождение представляет собой крупный участок распространения линз выветривания под поверхностью размыва, возникших в результате выщелачивания карбонатного комплекса среднего ордовика при осушении этого участка земной коры в послесреднеордовикское время.

Распределение известных запасов УВ сырья по подсчетам Г.Д. Клемме (1971) по типам месторождений следующее: наибольшее количество разведанных мировых запасов нефти и газа сконцентрировано в месторождениях куполов, брахиантиклиналей и антиклиналей платформенного типа, затем следуют месторождения линейных антиклиналей и брахиантиклиналей. На долю месторождений всех остальных классов приходится незначительная часть выявленных ресурсов нефти и газа, хотя отдельные крупные месторождения известны и среди других типов, среди которых основную роль играют месторождения соляных куполов и рифовых массивов.

Зоны нефтегазонакопления

Месторождения нефти и/или газа одиночные и изолированные на земном шаре довольно редки. Нефтяные и/или газовые месторождения обычно располагаются группами, включающими от нескольких до многих десятков месторождений.

Как правило, территориально объединенными оказываются месторождения нефти и газа, характеризующиеся общностью условий формирования и сходной морфологией структурных форм.

Части земной коры, объединяющие однотипные нефтяные и/или газовые месторождения, выделяются в качестве самостоятельной категории нефтегеологического районирования и именуются большинством отечественных геологов-нефтяников зонами *нефтегазонакопления*. Понятие «зоны нефтегазонакопления» было введено И.О. Бродом. В работах А.А. Бакирова, И.О. Брода, И.В. Высоцкого, Н.А. Еременко, В.Б. Оленина, Н.Ю. Успенской, В.Е. Хаина оно не однозначно, хотя все определения включают главные признаки зон нефтегазонакопления — территориальная близость и сходство строения месторождений нефти и газа, включенных в зону.

С генетических позиций наиболее соответствует этому понятию определение В.Б. Оленина (1977), согласно которому *зона нефтегазонакопления — это часть земной коры в пределах структурно обособленного элемента последней, обеспечивающая своим строением и развитием общность условий формирования заключенных в ней месторождений нефти и газа.* В плане зоны нефтегазонакопления бывают линейными и изометричными.

Классифицирование и типизация зон нефтегазонакопления проводилась по генетическому и морфологическому признакам многими исследователями (А.А. Бакиров, И.О. Брод, И.В. Высоцкий, Н.А. Еременко, В.Б. Оленин, Н.Ю. Успенская, В.Е. Хаин). Ниже приводится классификация зон нефтегазонакопления В.Б. Оленина. Она, как и классификация месторождений нефти и газа, построена на тех же принципах: типы зон выделяются по генетическому признаку, классы внутри типов — по морфологическому.

Согласно указанному принципу выделяется семь зон нефтегазонакопления и восемь классов.

Тип I — зоны нефтегазонакопления структурных элементов голоморфного складкообразования. Класс 1 — антиклинальные зоны нефтегазонакопления. Такие зоны распространены очень широко. Они присутствуют на внутренних бортах краевых прогибов, в синклинориях, тыловых прогибах и в периферических частях впадин эпиплатформенных орогенов (рис. 7.16). Антиклинальные зоны нефтегазонакопления обладают различной формой в плане. На внутренних бортах краевых прогибов они, как правило, прямолинейны соответственно простиранию складчатых сооружений. В тыловых прогибах, на погружениях мегантиклинориев и в периферических частях впадин эпиплатформенных орогенов антиклинальные зоны нефтегазонакопления часто изогнуты.

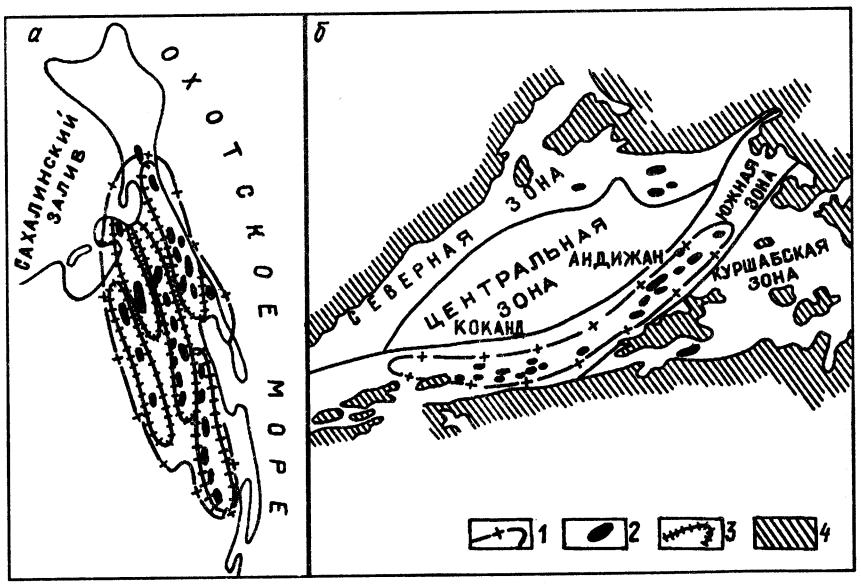


Рис. 7.16. Ареалы антиклинальных зон нефтегазонакопления: *а* — ареал северо-восточного Сахалина; *б* — Южно-Ферганский ареал. *1* — граница ареала; *2* — месторождения нефти и газа; *3* — границы зон нефтегазонакопления; *4* — обрамление впадины

Тип II — зоны нефтегазонакопления связанные с диапиризмом; класс 2 — солянокупольные зоны нефтегазонакопления.

Зоны данного класса всегда находятся в областях земной коры, испытавших значительное прогибание. Они известны в глубоко погруженных окраинных частях платформ (Прикаспий, Мексиканский и Персидский заливы) и во внутриплатформенных грабенах, например, Днепровско-Донецкий грабен. В пределах глубоко погруженных окраинных частей платформ имеются прямолинейные и криволинейные зоны, однако, гораздо чаще в упомянутых частях платформ солянокупольные месторождения объединены в группы неправильной или изометричной в плане формы (южная прибортовая зона Прикаспийской впадины).

Тип III — зоны нефтегазонакопления структур отраженного складкообразования. Класс 3 — зоны нефтегазонакопления, представленные платформенными поднятиями, подразделяется на два подкласса: А — зоны нефтегазонакопления, представленные симметричными валами и сводами, и Б — зоны нефтегазонакопления, представленные флексурными валами.

Зоны нефтегазонакопления, представленные платформенными поднятиями, наряду с антиклинальными являются наиболее многочисленными среди всех выявленных зон нефтегазонакопления на земном шаре. Они располагаются во внутренних и окраинных частях платформ, на внешних крыльях краевых прогибов и на срединных массивах.

Зоны подкласса А выражены пологими, симметричными в поперечном разрезе валами и сводами, возникшими в осадочном чехле над крупными поднятиями фундамента или над его блоками, поднятыми по разломам. Для этих зон типичны месторождения, приуроченные к пологим складкам платформенного типа. На востоке Русской плиты к таким зонам относятся Татарский, Пермский и Башкирский своды; на Западно-Сибирской плите — зоны нефтегазонакопления Кондинского, Северо-Сосьвинского, Сургутского, Нижневартовского сводов и др. (В.Б. Оленин выделял указанные выше структурные элементы в качестве единиц нефтегеологического районирования более крупного порядка — ареалов зон нефтегазонакопления. Это понятие не получило широкого распространения.)

Подклассу Б принадлежат зоны, представленные резко асимметричными в поперечном разрезе валами, образовавшимися над сочленением блоков фундамента, испытавших дифференцированные вертикальные подвижки значительной амплитуды. Для этих зон типичны месторождения, связанные с флексурами. Ряд примеров зон нефтегазонакопления этого подкласса можно привести на востоке Русской плиты.

Тип IV — зоны нефтегазонакопления структурных элементов разрывообразования. Класс 4 — зоны нефтегазонакопления, связанные с региональными разрывами. Зоны этого класса известны на погруженных окраинных частях платформ, в грабенах и синеклизах.

Тип V — зоны нефтегазонакопления биогенных структурных элементов. Класс 5 — зоны нефтегазонакопления, выраженные рифовыми сооружениями. Рифовые зоны нефтегазонакопления присутствуют на склонах платформ и в крупных внутриплатформенных впадинах. Преобладают зоны, отчетливо линейные в плане. Некоторые зоны этого класса резко извилисты или овалообразны. Известны также зоны, приуроченные к древним атоллам.

Тип VI — зона нефтегазонакопления седиментогенных структур, объединяет два класса: класс 6 — зоны нефтегазонакопления, связанные с региональным выклиниванием, класс 7 — зоны нефтегазонакопления, связанные с системами локальных песчаных скоплений различного генезиса: прибрежных песчаных линз-баров, валов, клиноформных тел, речных песчаных скоплений (русловых тел и др.).

Зоны нефтегазонакопления, связанные с региональным выклиниванием (класс 6), находятся в пределах крупных моноклиналей и известны главным образом во внутриплатформенных впадинах, на склонах платформ и во впадинах эпиплатформенных орогенов. Зоны нефтегазонакопления, связанные с системами локальных песчаных скоплений (класс 7), распространены как в платформенных, так и складчатых областях. Системы морских песчаных скоплений прямолинейны и характеризуются кулисообразным расположением баров и клиноформ относительно друг друга. Системы речных песчаных скоплений в плане извилисты, иногда сложно разветвлены.

Тип VII — зоны нефтегазонакопления эрозионно-денудационных структурных элементов. Класс 8 — зоны нефтегазонакопления, связанные с региональными несогласиями и зонами эрозионных выступов фундамента.

При практических нефтепоисковых исследованиях, не всегда однозначно можно определить генетическую природу как месторождения, так и зоны нефтегазонакопления. Например, антиклинальные зоны в межгорных впадинах, могут относиться как к первому, так и третьему типу зон нефтегазонакопления. Подразделение по генетическому признаку возможно только в случае, когда природа объектов и/или групп объектов не вызывает сомнения — это тектоническая и литолого- или седиментационно-стратиграфическая. В формировании ловушек месторождений зон нефтегазонакопления принимает участие группа факторов; проводить подразделения объектов следует по преобладающему признаку. Согласно вышесказанному, предлагаемая ниже классификация зон нефтегазонакопления близка к классификации ловушек. По генетическому признаку выделяются три типа зон нефтегазонакопления: I — тектонический (или кинематогенный, рожденный движением); II — литолого-стратиграфический (связанный с изменчивостью литологического состава, обусловленного как особенностями седиментации, так и постседиментационными процессами); III — смешанный — литокинематогенный, в них оба фактора играют одинаково важную роль (табл. 7.5).

Таблица 7.5

Классификация зон нефтегазонакопления

Тип	Класс
I. Тектонический (кинематогенный)	1) антиклинальный 2) региональных разрывов 3) горстовый
II. Седиментационно-стратиграфический (литолого-стратиграфический)	4) литологического выклинивания 5) стратиграфического срезания 6) рифогенный 7) денудационно-эрозионный 8) катагенетический
III. Литолого-тектонический (литокинематогенный)	9) соляно-купольный 10) гидродинамический 11) олистостромный

Первый тектонический тип подразделяется на классы: 1 — антиклинальный; 2 — региональных разрывов; 3 — горстовый. Второй тип: 4 класс — литологического выклинивания, 5 — стратиграфического срезания, 6 — рифогенный, 7 — денудационно-эрозионный, 8 — катагенетический. Третий тип объединяет три класса: 9 — соляно-купольный, 10 — гидродинамический, 11 — олистостромный. Последние два класса зон нефтегазонакопления изучены недостаточно и отнесены к литолого-тектоническому (литокинематогенному) условно.

Гидродинамические зоны нефтегазонакопления образуются в результате резкого изменения мощностей пластов-коллекторов — седиментационный или литогенетический фактор; но их

формирование также обусловлено высокими гидродинамическими напорами, свойственными тектонически активным зонам — тектоногенный фактор. Гидродинамические ловушки формируются на моноклиналях, на склонах и сводах антиклиналей и др. (рис. 7.17).

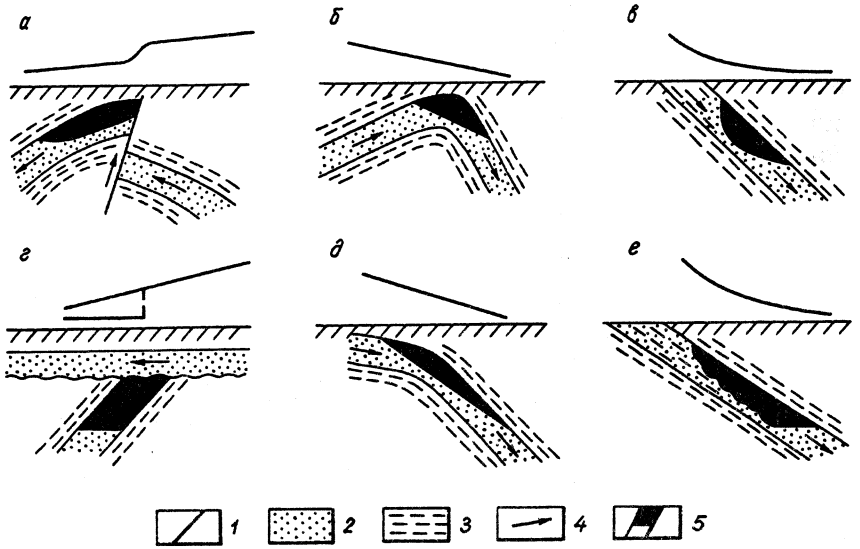


Рис. 7.17. Схематические разрезы гидравлически экранированных залежей нефти и газа у проводящих разломов (*а*), в сводах антиклиналей (*б*), на моноклиналях: на участках изменения фильтрационных свойств коллектора (*в*), под стратиграфическими несогласиями (*г*), на структурных выступах, осложняющих моноклиналь (*д*), у границ фациального замещения коллекторов (*е*) (Еременко, Чилингар, 1995): *1* — пьезометрическая поверхность; *2* — пласт-коллектор; *3* — глинистые породы; *4* — направление движения вод; *5* — залежи нефти и газа

Олистостромные зоны нефтегазонакопления (11 класс) образованы крупными подводно-оползневыми телами, которые представляют собой линзы хаотично перемятых песчано-глинистых и карбонатных образований, заключенных в глинистый осадок. Зоны такого типа формируются вдоль континентальных склонов в тектонически активных областях (о. Барбадос, Куба). Видимо, к ловушке такого типа приурочено месторождение Самгори в Грузии.

Формирование зон нефтегазонакопления, а в их пределах месторождений нефти и газа, определяется тремя группами факторов: генетической природой и морфологией зон нефтегазонакопления, пространственно-временными соотношениями зон и очагов нефтегазообразования, условиями и механизмом улавливания углеводородов.

Условия и время формирования месторождений углеводородов являются важнейшими не только в теоретическом, но и в практическом плане для определения направления поисков.

В общем виде время начала формирования скопления — залежи определяется моментом формирования ловушки при условии, что к тому времени в бассейне начались процессы интенсивной генерации углеводородов.

После перехода углеводородов в природный резервуар и перемещения в водной среде из области более высоких давлений в область меньших давлений начинаются процессы дифференциации флюидов, которые происходят длительное время. При этом снижение давления является важным фактором, так как вызывает дегазацию пластовых вод, которая в свою очередь влияет и на растворимость нефтяных углеводородов, и их выделение из нефтеводяной эмульсии.

Заполнение определенного объема порового пространства при формировании, например залежи газа можно рассчитать. При выделении газа из воды, которая перемещается в пластах с очень маленькой скоростью (см в год) необходимо очень большое время для заполнения ловушки, так как вода, отдавая газ, должна смениться много раз.

Более быстрая дегазация пластовых вод происходит при быстрых поднятиях бассейна или росте структуры внутри его. Так, предполагается, что одной из основных причин концентрации газа в Ставропольском поднятии является быстрый его рост в послемайкопское время на высоту 500 м. Быстрые подъемы на сотни метров особенно характерны для нефтегазоносных бассейнов складчатых областей. Выделение газа здесь происходит в больших объемах и это усиливает мощный флюидный поток, идущий из недр. Газ не только несет в растворенном виде некоторые нефтяные углеводороды, но в целом прокладывает пути для движения нефти, создавая трещины, микроразрывы, различные текстуры внедрения, которые часто фиксируются в разрезах.

Вопрос соотношения вертикальной (лучше субвертикальной) и субслатеральной миграции является существенным. Анализ особенностей размещения нефтяных и газовых месторождений показывает, что они неравномерно распространены по площади. Действительно в сходных тектонических условиях одни ловушки являются нефтегазонасыщенными, а другие такие же не содержат залежей. Это не совсем понятно, если предполагать наличие широкого латерального потока углеводородов из наиболее прогнутых участков к поднятиям. Создается впечатление, что избирательная насыщенность связана скорее всего с субвертикальным

подъемом флюидов в определенных местах. Б.А. Соколов предполагает, что само создание положительных структурных форм, особенно в платформенных чехлах обусловлено восходящими потоками флюидов по ослабленным зонам, которые фиксируются в глинистых, карбонатных, сульфатных и других типах пород. Наряду с пульсационным поступлением глубинных подвижных веществ в связи с последовательными этапами дефлюидизации при погружении, быстро текущие тектоносейсмические и литогенетические процессы вызывают чередование зон перенапряжения (уплотнения) и разрядки напряжения (разуплотнения) в разрезе. Исследования керна по глубоким скважинам показывает, что с глубиной в связи с усилением стресса и неравномерной нагрузкой увеличивается количество микротрещин. Все эти факторы уменьшают объемную плотность пород и способствуют появлению неровностей на фоне горизонтального или пологонаклонного залегания пластов. Иными словами можно сказать, что в некоторых случаях создание ловушки и формирование скопления углеводородов — процессы взаимообусловленные. К.Б. Аширов, В.И. Данилов и В.П. Исаев в качестве доказательства преимущественно вертикальных перемещений углеводородов в процессе формирования скоплений нефти Среднего Поволжья за счет единого источника в доманиковых слоях девона приводят сходство нефтей во многих вышезалегающих нефтеносных пластах. Возможность преимущественно вертикального перемещения основывается также на литологических особенностях толщ верхнего палеозоя в этих районах. Кунгурские слои в верхней части нижней перми непостоянны по составу, фациально изменчивы, в разрезе преобладают гидрохимические осадки, которые по латерали сменяются доломитизированными пористыми известняками. В нижележащем артинском ярусе развиты трещиноватые кремнистые доломиты. На всю их мощность (50—60 м) прослеживаются нефтепроявления. Замещающий ниже спириферовый горизонт карбона представлен известковыми глинами, битуминозными или пропитанными нефтью. Таким образом, значительная часть разреза представляет собой сквозной путь субвертикального перемещения нефти. Особенно хорошо это прослеживается на северном борту Бузулукской впадины. Можно предположить, что субвертикальное перемещение нефти происходит из более глубоких горизонтов нижнего карбона и девона. В Жигулях нефть проникает и выше и образует в юрских песчаных скоплениях гудроны.

Все больше накапливающихся факторов свидетельствует о том, что формирование залежей происходит длительное время и даже может идти постоянно. Особенно это чувствуется, если ловушка находится в непосредственной близости от источника питания (нефте- или газоматеринской свиты) или от близ расположенной разрушающейся залежи.

Хорошим примером в этом отношении являются залежи нефти в заливообразных выклинивающихся песчаных пластах в майкопской толще в республике Адыгея на Кавказе (близ г. Майкоп). Открытые И.М. Губкиным в начале XX в. эти залежи долгое время эксплуатировались и дебиты скважин постепенно падали. Но после вынужденного перерыва во время войны 1941—1945 гг. дебиты скважин повысились, так как за это время подток нефти восстановил залежи.

Другими классическими примерами являются Ахтырско-Бугудырское и Зыбзенское месторождения на Кубани. Они приурочены к складкам палеогена, которые в конце эоцена—начале олигоцена были глубоко размыты и залежи в палеогене, видимо, были частично или полностью разрушены. Об этом свидетельствуют обломки пород (крупная галька, мелкие валуны), пропитанных нефтью, залегающих в основании более молодой трансгрессивной серии майкопа и вышележащих отложений (рис. 7.18). После

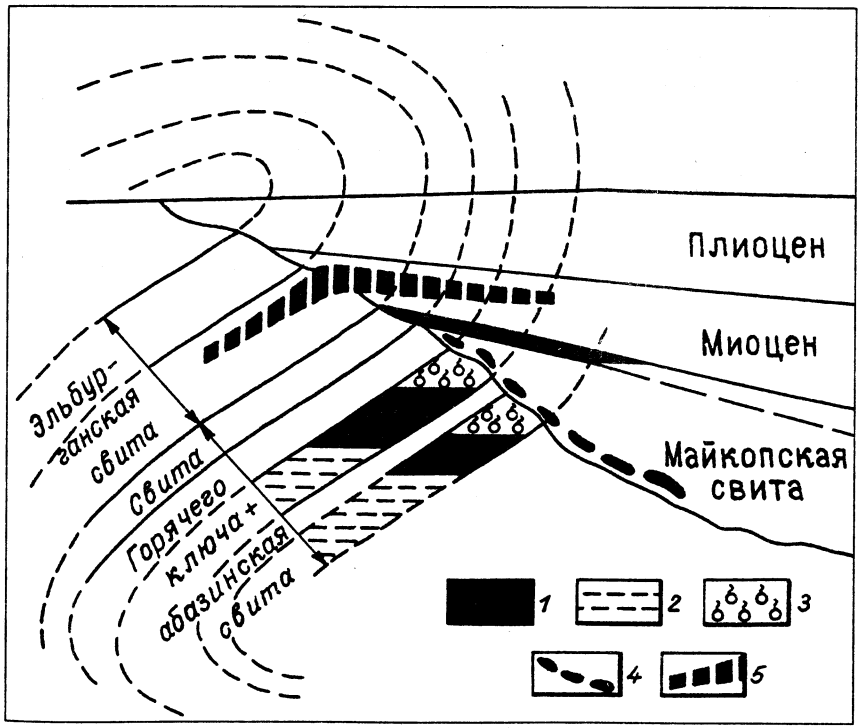


Рис. 7.18. Разрез Ахтырско-Бугундырского месторождения (Западное Предкавказье): *1* — нефть; *2* — подошвенная вода; *3* — газ; *4* — обломки пород, пропитанных нефтью; *5* — молодая, вторично переформированная залежь

перекрытия молодыми отложениями вследствие продолжающегося подтока нефти залежи в палеогене восстановились и у них даже образовались газовые шапки. Залежи также сформировались и выше поверхности размыва в более молодых пластах.

Вообще перерывы в осадконакоплении играют неоднозначную роль. Они могут быть причиной создания так называемого стратиграфического экранирования, они же служат и причиной разрушения залежей. Кроме того, перерывы создают возможность существования проводящей зоны для перетоков флюидов. В месторождении Боливар в Маракаибском бассейне по поверхности несогласия существует переток из эоценовых отложений в песчаные пласты миоценового возраста. Структура палеогена в этом месторождении создавалась во время предмиоценовой фазы. Эоценовые отложения в своде этой структуры затем интенсивно размывались и были перекрыты миоценовыми осадками. В конце неогена в связи с поднятием они приняли в целом моноклинальное залегание с некоторыми осложнениями и перетекшая в них из эоцена нефть создала залежь. Миоценовые песчаные пласты выходят на поверхность и залежь в них запечатана асфальтом.

О длительности формирования залежей свидетельствуют также следы древних водонефтяных контактов (ВНК), известных во многих месторождениях. Следы эти остаются при разрушении залежи или частичном переформировании ее при некоторой перестройке структуры ловушки. Следы бывших ВНК остаются потому, что на контактах происходят интенсивные химические и биохимические процессы взаимодействия нефти, воды и продуктов жизнедеятельности бактерий, которые обычно селятся здесь. В результате вдоль контактов концентрируются измененная (обычно загустевшая) нефть, переотложенный кальцит и сульфиды. Все эти вещества образуют своеобразную «пробку», которая после перемещения нефти остается на месте и фиксирует былую подошву залежи.

Среди огромного количества месторождений нефти и газа выделяются две крайние категории. Одна из них включает скопления в самих нефте- и газоматеринских слоях, где УВ не испытали существенных перемещений (залежи нефти в нефтематеринской баженовской свите, скопления газа в угольных пластах и некоторые другие) и залежи, в которых УВ пришли извне, испытав более или менее длительное перемещение. В подавляющем большинстве случаев формирование скоплений происходит наиболее успешно в непосредственной близости от очагов генерации УВ и над этими очагами. При миграции из ближайших очагов в материнских породах обычно отмечается слабая нарушенность нефтегазоносных пластов-резервуаров, неодинаковые площади и формы залежей, расположенных друг над другом (это определяется помимо других причин

и литологической фациальностью). И.И. Нестеров, И.Н. Ушатинский и другие считают, что в Западно-Сибирском НГБ очаги генерации нефти располагаются в тех же толщах или близко от них, где нефтяные скопления. Нефти концентрировались в ловушках ближайших пород-коллекторов.

Есть и другие типичные примеры поэтапного формирования месторождений. Прежде всего это относится к многопластовым месторождениям. Обычно рассматриваются наиболее достоверные признаки вертикального перемещения флюидов для формирования многоэтажных месторождений. Прежде всего это маломощные разделы (глинистые и др.) между продуктивными пластами, наличие различных нарушений (мелких разрывов, зон трещиноватости и т.д.), сходство состава нефтей и газов. Рассматриваются также варианты увеличения или уменьшения площади залежи вверх по разрезу. В первом случае получается как бы раскрывающийся веер кверху, в во втором — книзу. Эти случаи рассматриваются как результат вертикальной межпластовой миграции. Еще более хорошим свидетельством вертикальных перетоков является вариант, когда в месторождении в более верхних залежах постепенно растут в объеме газовые шапки, поскольку газ идет первым. Нельзя не учитывать при формировании залежей и направленного гидродинамического фактора, который может создавать перекос контакта УВ с водой (более высокий уровень со стороны большего напора при движении воды по пластам).

При межпластовых перетоках большое значение имеют характер и мощность межпластовых разделов. При более мощных разделах, сложенных пластичными разбухающими глинами, перетоки затруднены. При погружении глины изменяют свой состав, уплотняются, растрескиваются и перемещения флюидов осуществляются более свободно. При затрудненной сообщаемости между пластами вышележащие толщи содержат более мелкие скопления УВ по сравнению с нижележащими и перетекать может преимущественно только газ. При перемещении нефти через породы иногда наблюдается естественное хроматографирование, например, в верхних горизонтах у нефти будет более легкий состав. При хорошей сообщаемости пластов различия в составе нефтей небольшие.

И.В. Высоцкий рассматривает вопрос о формировании месторождений в результате вертикальных перетоков. Он считают, что в крупных нефтегазоносных комплексах, разделенных мощными региональными флюидоупорами, в формировании залежей по вертикали могут участвовать все имеющиеся в разрезе нефтематеринские толщи. Сообщаемость отдельных природных резервуаров между собой может быть обеспечена разрывами, прорывами соляных штоков, ядер глиняных диапиров, интрузивных и вулканических тел.

Одним из механизмов формирования залежей при струйной миграции является так называемое дифференциальное улавливание. Представление о нем было вначале выдвинуто В.П. Савченко, затем более отчетливо сформулировано В. Гассоу и С.П. Максимовым. Суть этого явления заключается в том, что газ при росте его количества может выдавливать нефть из ранее сформированной залежи, и она может перетечь в гипсометрически выше расположенную структуру-ловушку (см. рис. 5.7). В. Гассоу применил этот принцип при анализе распределения нефти и газа в выступах рифогенных известняков свиты Ледюк девонского возраста, линейно растягивающихся вдоль Скалистых гор по краю платформы в Канаде.

Конкретно распределение газовых, нефтяных и газонефтяных залежей зависит от соотношения пластовых давлений и давлений насыщения нефти газом. Возможность распределения залежей по такой схеме в природе ограничена, так как нефть и газ поступают, как правило, не по одной линии, а с разных сторон и почти одновременно. Тем не менее вытеснение нефти газом находит подтверждение в существовании многих газовых и газоконденсатных месторождений, содержащих в порах коллекторов остаточную нефть. Нефтенасыщенные керны подняты из пластов Вуктыльского газоконденсатного месторождения. Предполагается, что Оренбургское месторождение тоже вначале было нефтяным.

Газоконденсатные месторождения имеют свои особенности формирования. Можно предположить, что их формирование происходит при определенных условиях перераспределения УВ в разрезе, когда возрастает содержание в газе тех фракций, которые в обычных условиях существуют в виде жидкостей. По данным В.Е. Орла, содержание этих фракций в виде конденсатов в Днепрово-Донецком бассейне возрастает от 14 $см^3/м^3$ на глубине 2450 м (пластовое давление 25 МПа) до 76 $см^3/м^3$ на глубине 4320 м (давление 44 МПа). При еще более высоких пластовых давлениях содержание конденсата может достигать 1000 $см^3$, как например, в месторождении Тенгиз в Казахстане при давлении около 82 МПа.

В процессе погружения сжатие при росте давления приводит к появлению жидкой фазы, содержание которой возрастает до определенного предела. Дальнейшее повышение давления вызывает испарение жидкости до полного перехода в пар и растворения в газе. Часть легких УВ нефти таким образом растворяется в газе. Кроме того материнская толща ниже ГЗН может пополнять залежь жирным газом и растворенным в нем легкими жидкими УВ. Нерастворившаяся часть нефти образует в нижней части нефтяную оторочку, состоящую из УВ, плохо способных к перемещению, которая в какой-то степени препятствует поступлению в

верхнюю часть залежи новых порций УВ, которые будут перетекать в другие структуры. При дальнейшем погружении увеличивается поступление сухого газа из материнской толщи, что может уменьшить растворимость жидких УВ в газе и вновь произойдет выпадение конденсата.

При воздымании и снижении давления происходит конденсация пара, которая называется ретроградной, поскольку идет в направлении, противоположном обычному. При разработке месторождений и снижении давления эта ретроградная конденсация приводит к появлению конденсата в газе. В то же время выпавший конденсат забивает тонкие капилляры и ограничивает процессы миграции.

При постоянном поступлении углеводородов ловушка обычно заполняется полностью (до замка). При погружении ловушки и росте термобарических условий объем УВ в залежи может уменьшаться за счет растворения газа в нефти, легких фракций нефти в газе, в целом объем уменьшается и залежь будет заполнять уже не всю ловушку, а часть ее (до прихода дополнительных порций УВ). При подъеме ловушки происходят обратные процессы и избыток УВ перейдет в соседние ловушки или прорвется в более высокие пласты.

Переформирование залежей происходит активно в те периоды, когда изменяется структурный план, раскрываются ловушки, возникают разрывы, способствующие перетоку флюидов. Например, в скибовой зоне Карпат залежи антиклинальных складок были переформированы в результате возникновения покровов, опрокинутых складок и расположение залежей носит очень сложный характер. Современное размещение залежей отражает прежде всего современный структурный план, начальное расположение нефти и газа может сохраняться только в «запечатанном виде» в случае литологических преобразований пород за пределами залежи (цементация) или по гидродинамическим причинам.

По мере погружения усиливается флюидодинамический фактор за счет поступления в осадочный бассейн новых порций флюидов. Особенно интенсивно субвертикальные перемещения происходят во время активизации тектономагматической деятельности, когда резко усиливается поступление флюидов из глубоких горизонтов литосферы. Видимо в связи с этим в месторождениях различают несколько фаз их формирования.

Формирование месторождений зависит от тектонического режима нефтегазоносных бассейнов. Месторождения в срединных частях платформ обычно формируются в тектонически спокойных условиях, когда преобладают пологие слабо выраженные поднятия, группирующиеся в валы или развитые на обширных

сводах. Отмеченная выше совмещенность во времени формирования ловушки и залежи может сказаться в том, что фазовый состав залежи и соотношение этих фаз со временем будут изменяться. Ловушки раннего образования первоначально, возможно, заполнялись газом. В процессе дальнейшего погружения и поступления нефтяных углеводородов залежь принимала газонефтяной характер. При еще более глубоком погружении материнских пород в зону преимущественного газообразования усиленное поступление газа трансформирует залежь, нефть будет выжата, легкие углеводороды нефти растворятся в газе, более тяжелые разности останутся в порах коллектора. Одним из возможных примеров такого образования является Оренбургское геазоконденсатное месторождение. Следы предыдущего существования нефтяной залежи, возможно, остались в виде скопления тяжелой нефти в Астраханском газоконденсатном месторождении.

При общем вздымании бассейна соотношения разных фаз в месторождениях меняется. Газ может отделиться в самостоятельную фазу. Западно-Сибирский бассейн испытал значительный неотектонический подъем. Выделившийся при этом из пластовых вод газ частично растворил нефтяные углеводороды. Возможно, что газоконденсатные месторождения на севере Западной Сибири являются результатом этого процесса.

В краевых погруженных частях платформ условия формирования месторождений имеют свои особенности. Здесь действует важный фактор интенсивного и часто быстрого прогибания с накоплением больших мощностей отложений. В Прикаспийской впадине мощность осадочных образований, видимо, превышает 20 км, во впадинах Баренцева моря — более 18 км. Интенсивное погружение в позднепермское—триасовое время по-видимому послужило причиной интенсивной генерации газа в глубоких горизонтах и последующего формирования крупнейшего Штокмановского газоконденсатного месторождения в юрских отложениях. Существует предположение, что нефть из существовавших ранее залежей была отжата газом в краевые части бассейна.

Другой важный фактор — наличие в разрезе соленосных толщ. Они являются благоприятным признаком для нефтегазоносности. Примером этого являются и такие крупнейшие бассейны, как Прикаспийский и Мексиканский залив и менее масштабные, как Предкарпатский. Соленосные тощи, как уже упоминалось, способствуют консервации крупных скоплений и являются мощным структурообразующим фактором. Формирование месторождений происходит в процессе роста соляных куполов, который продолжается длительное время. При этом образуются многочисленные ловушки различного типа. За время роста соляного купола формирование и переформирование залежей, по-видимому, происходит неоднократно. Об этом свидетельствуют перерывы в накоплении осадков, которые возникают при ускоренном росте купола. При конседиментационном развитии купола отдельные пласты выклиниваются к своду, возникают условия формирования литологически экранированных залежей, связанных с выклиниванием. Разрывы, возникающие при росте структуры, способствуют возникновению обстановок, благоприятных для создания залежей тектонического экранирования. Ловушки надсолевых отложений зрелого купола сильно нарушены разрывами. При росте купола в надсолевых отложениях раньше всего скапливаются углеводороды в залежах, затем они могут быть переформированы.

При всех этих преобразованиях одни залежи разрушаются, другие формируются при постоянном перетоке флюидов. В возникших над куполами кепроках наблюдаются следы измененной нефти. Ловушки соляных куполов содержат преимущественно нефтяные залежи, реже залежи нефти с газовыми шапками и редко небольшие скопления газа.

В платформенно-складчатых бассейнах на окраинах платформ в условиях коллизии с покровно-складчатыми сооружениями условия формирования месторождений напряженные. Такие же условия характерны для бассейнов внутренних частей подвижных поясов. При анализе процессов формирования месторождений в складчатых областях необходимо обращать внимание на тектонический режим развития и прежде всего на смену этих режимов. Известно, что в складчатых областях интенсивное прогибание сменяется ростом поднятий (инверсия режима), что вызывает перестройку всей флюидодинамической системы, следовательно, переформирование месторождений.

И.В. Высоцкий различает *кониммерсионные* ловушки, возникающие во время прогибания и накопления осадков благодаря наличию перерывов, выклинивания пластов, росту рифовых массивов и т.п. В этих ловушках могут быть сформированы залежи нефти и газа. Кониммерсионные ловушки свойственны всем бассейнам. Другая категория — *конинверсионные* ловушки — характерны преимущественно для складчатых областей. Здесь часто развиты высокоамплитудные, быстро развивающиеся антиклинальные складки, осложненные разрывами. Значительные углы наклона пластов, большие перепады давлений обусловливают интенсивное перемещение флюидов. Возникающие разрывы способствуют еще более быстрым перетокам, формированию и переформированию залежей. И.В. Высоцкий считает, что формирование скоплений УВ начинается на ранней фазе инверсии в складчатых областях. На поздней фазе инверсии, когда интенсивность

складкообразования увеличивается, усиливается разрывообразование, зарождаются надвиговые системы. В это время свободный газ уходит, нефти дегазируются. Не случайно в Предкавказье и других районах на складчатых бортах предгорных прогибов преобладают нефтяные месторождения, залежи в которых часто переформированы и неоднородны.

Большая часть нефтегазоносных бассейнов складчатых областей характеризуется из-за несовпадения структурных планов несколькими этажами нефтегазоносности. При этом более нижние этажи при наложении пород более молодых верхних этажей подвергаются дополнительным преобразованиям, что может усилить, в частности, генерацию УВ. В условиях длительно развивающейся складчатости, например, на погружении юго-восточного Кавказа, нефтеобразование, складкообразование и формирование залежей растянулись на значительный промежуток времени, и эти процессы нельзя считать законченными и поныне. На хорошо изученных месторождениях Азербайджана (Биби-Эйбат, Кала и других) миграция нефти вверх по разрезу происходит параллельно с накоплением новых осадочных толщ и их смятием в складки. Перетекание это происходит в несколько этапов, само усиление складкообразующих деформаций является стимулирующей силой при продвижении нефти вверх. Залежи, образовавшиеся в более низких горизонтах, дают нефть и газ для формирования скоплений УВ в более высоких и более молодых горизонтах. На рис. 7.19 виден характер распределения залежей по разрезу.

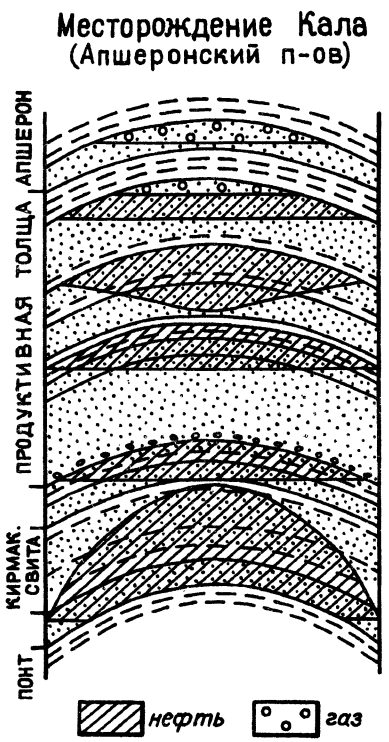


Рис. 7.19. Разрез многопластового месторождения Кала (Апшеронский полуостров)

В сложных покровно-складчатых структурах, например в Карпатах, в процессе развития надвигов залежи в поднадвиговых структурах попали в условия, значительно отличающиеся от их начального положения, и это отразилось на фазовом составе УВ и их распределении. То же самое можно сказать про месторождения бассейнов эпиплатформенных орогенов. В них существуют залежи в ловушках, сформировавшихся в пределах блоков, оставшихся от платформенного режима. Ловушки, возникшие значительно позже во время активизации тектонических движений в более молодых перекрывающих отложениях, являются основой формирования месторождений в совершенно другом, более молодом структурном этаже. Наиболее благоприятными условиями для формирования крупных месторождений являются такие, при которых мощное прогибание не прерывается существенными складкообразовательными процессами. Это обеспечивает развитие нефтегазоносности почти по всему разрезу нефтегазоносного бассейна. Хорошим примером в этом отношении являются бассейны переходных зон в пределах Тихоокеанского пояса. Например, в Калифорнии в бассейнах Лос-Анджелеса и Вентура за сравнительно короткий срок олигоцен—квартера накопилось почти 12 км осадков, при этом существенных складкообразовательных движений не было. Здесь отмечается большой интервал преимущественной нефтеносности по глубине от 500 до 4000 м с формированием крупных месторождений. При этом отмечается высокая плотность запасов, достигающая 500 тыс. т/км^2. На северо-восточном Сахалине и прилегающем шельфе, где мощность накопившихся осадков также велика, а интенсивная складчатость произошла только в конце плиоцена, крупные залежи сформировались по всему разрезу бассейна от олигоцена до верхов плиоцена включительно.

Время формирования месторождений

Существенным представляется установление времени формирования месторождений. Есть несколько способов его определения. Прежде всего следует отметить, что никакая залежь не может сформироваться раньше времени возникновения той ловушки, в которой она находится. При так называемом палеоструктурном методе принимается, что формирование залежи УВ завершается тогда, когда емкость ловушки становится равной объему залежи. Это, конечно, не во всех случаях корректно, так как объем УВ в залежи может изменяться по разным причинам и в разное время; объем газа в залежи, например, может сократиться при погружении и возрастании давления.

Для тектонически экранированных залежей начало их формирования определяется по времени формирования разрывного нарушения (хотя время это тоже может быть очень растянуто). Для стратиграфически экранированных залежей можно предположить, что формирование произошло несколько позже, чем время накопления нижних слоев несогласно залегающих отложений (хотя не всегда известно, когда в действительности стали поступать УВ).

Как уже говорилось, миграция УВ происходит длительное время и известно много случаев, когда существовавшая залежь разрушалась, а затем вследствие продолжавшегося подтока нефти формировалась в этих же пластах снова, после их размыва и несогласного перекрытия более молодыми слоями (пример Ахтырско-Бунгундырского, Зыбзенского и других месторождений на Кубани). В этом случае можно довольно точно определить время начала формирования залежей в этих размытых пластах (см. рис. 7.18).

В.И. Высоцкий считает, что в тех случаях, когда современная ловушка не заполнена нефтью до предела (до замка), важно установить, заполнялась ли эта ловушка когда-либо полностью и вносить коррективы с учетом роли последующего погружения (при котором объем возможно уменьшился) или каких-либо других событий. Первоначальное положение залежи можно установить по следам бывших ВНК, или вторичным преобразованиям пород, наблюдаемым близ древних водонефтяных контактов. Эти наблюдения можно использовать как один из способов определения времени формирования или переформирования залежи. Например, на Узеньском месторождении нефти на Мангышлаке однотипные древние ВНК установлены на разных уровнях в разных блоках, что свидетельствует о существовании единой залежи и последующем разделении ее на блоки. По возрасту образования разрывов можно определить время этого события.

Метод давления насыщения, предложенный В. Гассоу и А. Леворсеном, основан на допущении, что заполнение ловушки нефтью происходит в момент ее наибольшего насыщения газом (т.е. когда она наиболее подвижна). При этом допущении, зная давление насыщения, можно определить глубину образования залежи (если распределение давлений не было аномальным). По величине давления с учетом обычного гидростатического градиента 0,1 МПа на 10 м определяется глубина (т.е. мощность отложений), на которой находилась залежь во время своего образования. Затем из общей мощности разреза над залежью начиная от ее верхнего ограничения вычитается эта глубина (или мощность). По возрасту самых нижних горизонтов, оставшихся после вычитания отложений, и определяется время заполнения ловушки и формирования в ней залежи. Конечно, это возможно только в непрерывном разрезе при отсутствии перерывов.

Историко-геохимический метод основан на установлении времени погружения нефтематеринской толщи в ГЗН. В основе метода лежит допущение о том, что залежь начинает формироваться сразу же за генерацией УВ. Временная граница начала массовой генерации определяется по возрасту отложений, завершающих перекрытие нефтематеринской толщи при вступлении

ее в ГЗН. Если природные резервуары тесно связаны с нефтематеринской толщей, этот метод хорошо использовать, учитывая время начала эмиграции. Т.А. Ботнева и Г.Н. Молодых таким образом определили время формирования скоплений нефти в Прикумской зоне Восточного Предкавказья как средний миоцен, а на складчатом борту Среднекаспийского прогиба — конец миоцена. Б. Тиссо и другие показали, что нефть месторождения Хасси-Месауд в Алжире скопилась там не раньше, чем материнские породы нижнего силура погрузились на глубину более 2 км.

Для определения возраста газовых залежей существуют свои методы. Они основаны на определенных допущениях. При объемном методе, предложенном А. Леворсеном, допускается, что современная залежь находится в неизменном состоянии с момента ее образования. Если даже объем газа меньше объема пустот ловушки, то предполагается, что это произошло только в результате увеличения давления, т.е. вследствие погружения . Объем ловушки, естественно, измениться не мог. Согласно закону Бойля—Мариотта:

$$P_0V_0 = P_1V_1,$$

где P_0 — давление времени формирования залежи; V_0 — объем порового пространства ловушки; P_1 — современное пластовое давление на уровне газоводяного контакта; V_1 — объем порового пространства ловушки, ныне занятого газом.

Исходя из равенства произведений давлений на объемы, можно рассчитать давление, при котором формировалась залежь, т.е. P_0, которое соответственно равно:

$$P_0 = P_1V_1/V_0.$$

При прочих упрощениях, принимая нарастание давления по закону гидростатики (примерно 0,1 МПа на 10 м) с учетом плотности воды можно определить глубину формирования залежи. Опять так же, как и было рассмотрено выше, по глубине (или мощности), вычитая ее из общей мощности отложений вверх по разрезу от залежи, можно определить отложения (если нет перерывов), во время накопления которых образовалась залежь. Возраст этих отложений и будет соответствовать времени образования залежи. Давление формирования залежи P_0 рассчитывается с учетом поправок на приведенную температуру F.

$$F = (273 + t_0)/(273 + t_1),$$

где t_1 — современная пластовая температура на уровне газоводяного контакта, t_0 — то же, во время завершения образования залежи.

При этом необходимо также учитывать сжимаемость газа как во время образования залежи, так и в условиях современной залежи, которые находятся по соответствующим таблицам.

Расчеты для месторождений Каневско-Березанской зоны газонакопления в Азово-Кубанском бассейне показали, что часть из них образовалась в начале эоцена, а другая — на рубеже эоценового и олигоценового времени. Интересным представляется предложение определять время начала формирования газовой залежи по началу выделения газа из газонасыщенной пластовой воды при снижении давления. Зная распределение давлений в бассейне (ориентировочно хотя бы по глубине), можно выделить те ловушки, которые находятся выше глубин, давления на которых соответствуют давлениям газонасыщения пластовых вод, и в этих ловушках можно прогнозировать газовые залежи. Допустим, давление газонасыщения составляет 10 МПа, все ловушки, лежащие ниже глубины 1 км, не будут содержать свободных газовых скоплений, так как газ будет находиться в воде в растворенном состоянии. Все ловушки, расположенные выше этой глубины, могут содержать газовые залежи, так как газ при более низком давлении, чем давление газонасыщения 10 МПа, будет выделяться в свободную фазу. То же относится и к формированию газовых шапок. Они образуются тогда, когда давление в верхней части нефтяной залежи становится меньше, чем давление насыщения нефти газом.

На такой идее основали в свое время работы по поиску газа в Зап. Сибири Л.И. Ровнин и Н.Н. Ростовцев. Они предположили, что в недрах выявленной геофизическими методами Уренгойской структуры газонасыщенные водоносные пласты сеномана лежат на глубине, где давление дает возможность газу выделиться в свободную фазу. Первая же скважина подтвердила это предположение, и крупнейшее месторождение газа (а вместе в ним газоконденсата и нефти) было открыто. Та же методика была применена на ряде других месторождений.

Существуют и другие методы определения времени формирования скоплений газа. Некоторые из них основываются на тех же принципах, что и методы поисков. К последним относится, например, замер диффузионного потока от газовой залежи (газовая съемка). Диффузионный поток постепенно продвигается от возникшей залежи и чем она древнее, тем поток дальше продвинулся. Существуют методы определения возраста по количеству накопившихся в скоплении газа некоторых изотопов, таких, как ^{4}He и ^{40}Ar. Все известные методы имеют значительные погрешности. Для наиболее реального представления о путях и времени формирования необходимо учитывать все возможные источники поступления газа, которых в природе очень много.

При рассмотрении вопроса о времени формирования залежей и месторождений нефти и газа естественно возникает вопрос о скорости их формирования. Удовлетворительный ответ найти трудно, так как из изложенного ясно, что во многих случаях подток УВ и формирование (а также разрушение) скоплений идет постоянно. Но в некоторых случаях можно все же сделать определенные выводы. Продуктивная толща Апшерона относится к плиоцену, поэтому возраст нефтегазовых скоплений в ней вряд ли превышает первые миллионы лет. Соответственно можно рассчитать и скорость. Еще увереннее можно говорить о скоростях, когда нефтесодержащая структура является совсем молодой. И.В. Высоцкий приводит пример по месторождению Минас в Центральносуматринском бассейне в Индонезии. Структура, содержащая 1,9 млрд т нефти, возникла на рубеже плиоцена и плейстоцена (около 1,7 млн лет тому назад). Отсюда можно рассчитать скорость, с которой накапливалась нефть в этой структуре. Она составляет более 1000 т в год. Эта высокая скорость была обеспечена активной геодинамической обстановкой в той островодужной системе, частью которой является о. Суматра. Высокие скорости накопления нефти также предполагаются в месторождениях, заключенных в молодых плиоценовых отложениях Калифорнии (от 150 до 400 т в год). В одном из крупнейших месторождений Боливар (Маракаибский бассейн) подток месторождений в миоценовые слои, после отложения их по расчетам составляет 500–700 т в год. На платформах, где формирование структур происходит очень длительное время, скорость подсчитать, конечно, труднее, видимо, там величины будут не столь высоки. И все же почти в каждом бассейне есть тот сравнительно короткий этап, во время которого и происходит собирание основной массы УВ в ловушки. Во многих случаях это связано с молодыми неотектоническими движениями, активизацией тектонического режима даже на платформах.

ГЛАВА 8

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН — ОСНОВНОЙ ЭЛЕМЕНТ НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

8.1. НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

Условия образования, накопления, перемещения углеводородов и сохранность скоплений нефти и газа реализуется в нефтегазоносном бассейне, являющимся автономной историко-генетической геологической системой, основной единицей нефтегазогеологического районирования. *Под нефтегазоносным бассейном понимается область устойчивого и длительного погружения земной коры, в процессе которого формируется тело осадочных пород — состав, строение, прогрессивный литогенез и условия залегания, которых обусловливают образование, накопление и сохранность в них промышленных скоплений нефти и газа.*

Понятие нефтегазоносный бассейн было введено И.О. Бродом и стало использоваться с 40–50-х годов (И.О. Брод, Н.А. Еременко, В.Е. Хаин, В.Б. Оленин, И.В. Высоцкий, Л. Уикс и др.). Смысл замещения понятия провинции на бассейн (при практическом сохранении контуров соответствующих территорий) обусловлен стремлением отразить связь нефтегазообразования и формирования залежей с осадочными бассейнами. По аналогии с бассейнами углей и горючих сланцев понятие «нефтегазоносный бассейн» удобнее, а термин «провинция» представляется более широким.

И.О. Брод (1962) определил нефтегазоносный бассейн как область длительного устойчивого прогибания земной коры. Под нефтегазоносным бассейном он понимал замкнутые или частично замкнутые впадины или прогибы, содержащие в разрезе осадочной толщи горизонты с залежами нефти и газа. В своей классификации он выделял, в частности, бассейны платформенных областей, предгорные и межгорные, с учетом сложности строения фундамента и характера его обрамления. Существует много других более дробных классификаций осадочных нефтегазоносных бассейнов. В основу одних положен тектонический (структурный) принцип, другие построены по генетическому принципу.

Понятие провинции появилось раньше, оно было введено Э.Вудрофом и А. Шухертом в 1919 г. Э. Хиллей (1923) относил к провинциям значительные территории, включающие нефтегазоносные и разделяющие их площади, объединяемые либо структурным единством, либо географической близостью (например, провинции Скалистых гор, Галф-Кост и др.). В пределах провинции выделялись области, межгорные впадины, своды, при этом впадины назывались бассейнами. С тех пор термин «провинция» широко используется исследователями (Н.Ю. Успенская, А.А. Бакиров и др.). Отметим, что ведущим при выделении провинций является структурный признак (провинции склонов платформ, подвижных поясов).

Нефтегазоносность осадочного бассейна является его свойством, которое закономерно проявляется на определенных этапах его существования. В ходе эволюции осадочный бассейн становится вначале газоносным, потом нефтегазоносным. Если процессы нефтегазообразования замирают, то бассейн превращается в остаточно-битуминозный.

Эволюция осадочного бассейна и превращение его в нефтегазоносный представляется достаточно сложным и длительным прерывисто-непрерывным процессом, определяемым тектоническими законами, контролирующими формирование платформенных, геосинклинальных и океанических структурных элементов земной коры, в пределах которых эти бассейны располагаются.

Формирование земной коры часто протекает в направлении определенного ее усложнения от структуры океанического ложа через подвижные геосинклинальные зоны окраинных морей и островных дуг к эпигеосинклинальным орогенам, платформам и эпиплатформенным орогенам. Этот глобальный процесс определенным образом сопровождается созданием нефтегазоносных осадочных бассейнов, приуроченных к депрессиям. Эти бассейны располагаются как во внутренних частях основных структурных элементов (платформах, подвижных поясах), так и в пограничных между этими элементами переходных зонах. Благоприятными условиями для создания нефтегазоносных бассейнов характеризуются, как правило, зоны сочленения различных типов земной коры: стык платформа–океан, подвижный пояс (геосинклиналь)–платформа, эпигеосинклинальный пояс–платформа.

По мере увеличения длительности существования отдельных структурных элементов земной коры наблюдается увеличение стратиграфического диапазона, качественного и количественного разнообразия самой нефтегазоносности бассейнов, к ним приуроченных.

Следует различать два понятия: *этапность* развития осадочного бассейна и превращение его в нефтегазоносный, и *стадийность* развития собственно нефтегазоносного бассейна, оказывающую влияние на качественную и количественную характеристику его нефтегазоносности.

Эволюция осадочного бассейна и превращение его в нефтегазоносный представляет собой достаточно сложный и длительный прерывисто-непрерывный процесс, подчиняющийся тектоническим законам и находящийся в тесной зависимости от развития платформенных, подвижных (геосинклинальных), складчатых и океанических областей, в пределах которых он формируется. От того, как и по какому пути пойдет развитие бассейна, в конечном счете зависит и его нефтегазоносность.

История существования осадочного бассейна, в общем виде, состоит из трех основных этапов: 1) *заложения*, или инициального; 2) *главного*, или нефтегазогенерационного; 3) *разрушения*, или денудационного.

Первый отвечает условиям зарождения и становления седиментационного бассейна, переходящего в осадочный бассейн. Это выражается в отчетливой тенденции к созданию седиментационной впадины, заполняемой отложениями различного, но преимущественно грубообломочного, угленосного, или осадочно-вулканогенного типа. В бассейне еще отсутствуют породы, достигшие стадии среднего катагенеза; поэтому может генерироваться в основном газ. Неблагоприятны, за некоторым исключением, условия для аккумуляции углеводородов, так как движения, формирующие ловушки, проявляют себя позже, в конце этапа. Вторая половина этого этапа соответствует ранней стадии существования нефтегазоносного бассейна. Второй этап характеризуется интенсивными и длительными процессами общего прогибания, осадконакопления и катагенеза отложений. На этом этапе создаются условия, благоприятные для генерации, аккумуляции и консервации нефти и газа. Главный этап развития осадочного бассейна распадается на ряд отдельных стадий и подстадий. Следует учесть, что длительные перерывы в осадконакоплении отрицательно сказываются на условиях нефтегазоносности бассейна, в то время как кратковременные — могут способствовать формированию ловушек.

Третий этап, отвечающий поздней стадии существования нефтегазоносного бассейна, характеризуется преобладанием процессов, приводящих к разрушению осадочного нефтегазоносного бассейна и уничтожению имеющихся в его пределах месторождений нефти и газа. На этом этапе бассейны, претерпевая дробление, складчатость, подвергаясь действию денудационных процессов, превращаются в остаточно-битумные. В нефтегазоносных бассейнах, находящихся в начале последнего этапа существования, процессы разрушения нефтяных и газовых скоплений затрагивают лишь верхнюю часть осадочной толщи, в то время как в более глубоких горизонтах залежи сохраняются.

Таким образом, развитие собственно нефтегазоносных бассейнов охватывает конец этапа заложения осадочного бассейна,

когда в нем зарождаются первые еще ограниченные скопления газа и возможно нефти — ранняя стадия, затем целиком главный нефтегенерационный этап, отвечающий одной или нескольким средним стадиям, и начало заключительного этапа — поздняя стадия, когда в силу или энергичного погружения, или воздымания условия образования и накопления нефти и газа исчезают.

Конкретный характер нефтегазоносности осадочного бассейна, специфика его строения, вертикальная и площадная зональность размещения скоплений нефти и газа в определенной степени определяется направленностью его тектонического развития.

Главный этап формирования осадочного бассейна предопределяет его нефтегазоносность. Отсюда важной задачей является палеотектонический анализ эволюции нефтегазоносного бассейна и выявления тех стадий существования бассейна, на которых имели место оптимальные условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Исходя из вышесказанного, создание общей классификации, объединяющей как хорошо известные бассейны с выясненными условиями формирования месторождений, так и бассейны, в которых нефтегазоносность только предполагается, располагающихся на континентах и в пределах структуры океанического типа, должно проводиться на тектонической основе с учетом стадийного уровня развития.

Таким образом, конкретный характер строения и нефтегазоносности бассейна или, другими словами, тип бассейна и присущий *этому типу нефтегеологический* режим, в значительной степени определяется его тектоническим положением и уровнем развития.

Нефтегеологический режим бассейна находит свое выражение в специфике условий формирования нефтегазоматеринских отложений, типах и времени образования очагов нефтегазообразования, качественной и количественной характеристике нефтегазоматеринского потенциала бассейна, корректности соотношения в разрезе нефтегазопроизводящих и нефтегазовмещающих горизонтов, типах зон возможного нефтегазонакопления и пространственно-временных соотношениях последних с очагами нефтегазообразования. Понятие нефтегазогеологического режима включает также условия жизни самого бассейна, определяемые подвижностью и типом земной коры, длительностью прогибания и скоростью накопления отложений, контрастностью и взаимоотношением вертикальных и горизонтальных движений, обстановками проявления факторов катагенеза, тепловой истории бассейна. Изменение нефтегазогеологического режима приводит к трансформации строения всего бассейна и изменению его нефтегазоносности.

В основу приводимой ниже эволюционно-тектонической классификации нефтегазоносных бассейнов положены представления о зависимости нефтегазоносности бассейнов от направленности и уровня их развития, что в свою очередь определяется тектонической природой и уровнем развития данного участка земной коры (табл. 8.1).

По тектоническому положению и направленности развития, а, следовательно, условиям накопления и преобразования осадочных пород, условиям нефтегазообразования и нефтегазонакопления все бассейны подразделяются на три типа: *платформ, переходных зон и подвижных поясов.* Выделение крайних типов нефтегазоносных бассейнов в настоящее время может рассматриваться общепринятым, так как различия в нефтегазообразовании и нефтегазонакоплении на платформах и в геосинклинально-складчатых областях очевидны и подчеркиваются всеми исследователями. Переходные зоны или зоны континентальных окраин также характеризуются специфическими особенностями, поэтому бассейны зон сочленения континент—океан целесообразно выделить в отдельный тип. Условно можно выделить и четвертый тип — океанический, при современном уровне знаний он выделяется предположительно.

Платформенные бассейны распространены как на древних, так и на молодых платформах и содержат крупнейшие на планете скопления нефти и газа.

Примером может служить Западно-Сибирский бассейн с гигантскими месторождениями Уренгой и Самотлор (рис. 8.1). Платформенные бассейны и месторождения объединяют общие признаки:

1) в целом изометрическая или близкая к ней форма бассейнов и месторождений в плане, нередко большие размеры (сотни и тысячи квадратных километров);

2) приуроченность месторождений к пологим антиклинальным структурам (купола, поднятия, брахиантиклинали), с углами

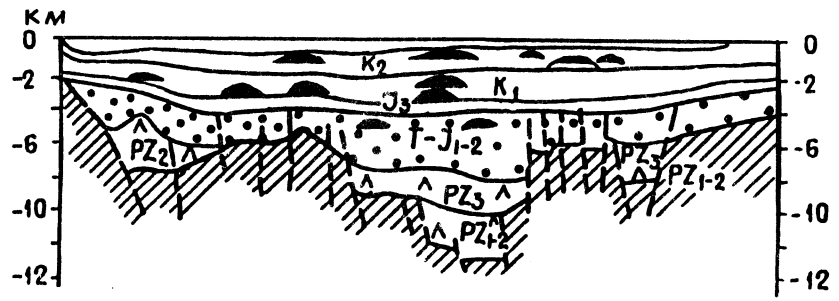


Рис. 8.1. Схематический широтный разрез Западно-Сибирского бассейна

Таблица 8.1

Эволюционно-тектоническая классификация нефтегазоносных бассейнов

Тип	Подтип	Класс	Бассейны
Платформы	внутриплатформенный	рифтовый	Рейнский Красноморский Днепрово-Донецкий
		синеклизный	Среднерусский Мичиганский Иллинойский
		платформенно-орогенный	Ферганский Таримский Бассейн Скалистых гор
	окраинно-платформенный	перикратонный	Прикаспийский Ливийский Северо-Черноморский Баренцевоморский
		складчато-платформенный	Тимано-Печорский Азово-Кубанский Волго-Уральский Персидского залива
		наложенных синеклиз	Прикаспийский Иркутский
Подвижные пояса	островодужный	фронтально-дуговые	Тонга Барбадос Никобарский
		междуговые	Восточно-Камчатский, Луссон Вогелкоп Сулу-Палаванский Кагаян
		тыловодуговые	Южно-Охотский Уецу Калимантанский
	складчато-орогенный	орогенный	Панонский Южно-Каспийский Маракаибский
		складчатый (синклинорный)	Сахалино-Охотский Сахалино-Хоккайдский Андаманский
Переходные зоны (области)	пассивных окраин	периконтинентально-платформенный	Бассейны атлантического побережья Африки и Южной Америки
		рифтовый	Камбейский Восточно-Канадский Святого Лаврентия
	активных окраин	периконтинентально-складчатый	Гуаякильский Вентура Лос-Анджелес
		активизированных платформенных окраин	Восточно-Китайского моря Меконгский

падения на крыльях, измеряемыми единицами градусов или даже десятками минут;

3) значительные масштабы нефтегазоносности, наличие крупных, крупнейших и уникальных месторождений;

4) широкое распространение карбонатных коллекторов (в том числе рифогенных) и соленосных пород-экранов;

5) развитие стратиграфических и литологических ловушек, сравнительно слабая дизъюнктивная нарушенность.

Платформенный тип образован двумя эволюционно-генетическими рядами бассейнов: внутриплатформенным и окраинно-платформенным (рис. 8.2). Первый включает классы: рифтовый, синеклизный и платформенно-орогенный, второй — перикратонный, складчато-платформенный и наложенно-синеклизный. В целом для бассейнов платформенного типа характерны длительность существования и прямая унаследованная связь в развитии бассейнов поздних классов от бассейнов более ранних классов. Это приводит к усложнению строения бассейнов и увеличению

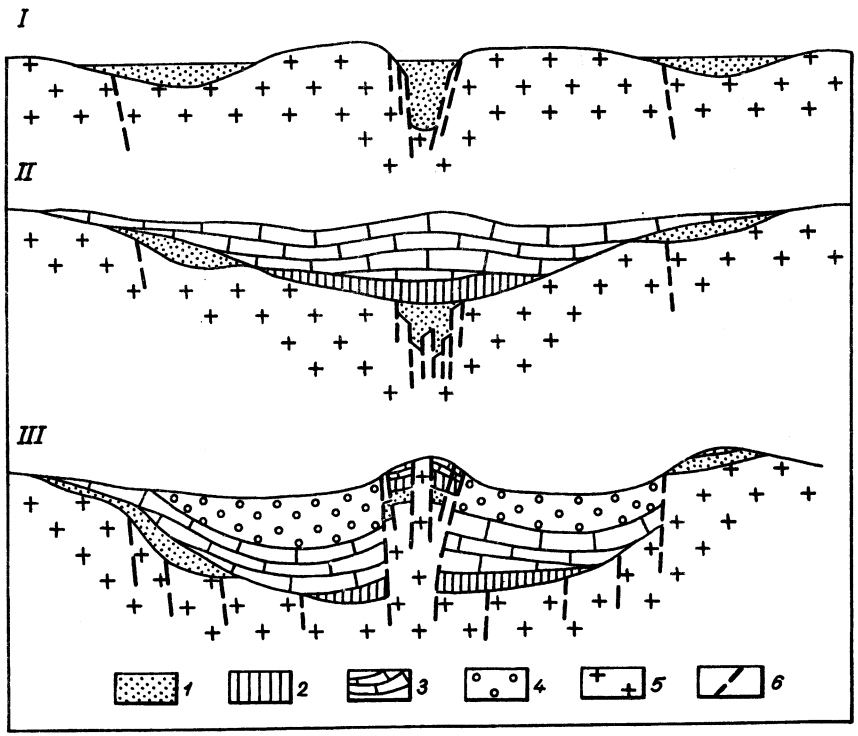


Рис. 8.2. Принципиальная схема развития внутриплатформенных нефтегазоносных бассейнов. Отложения: *1* — осадочно-вулканогенные; *2* — теригенно-карбонатные; *3* — карбонатно-эвапоритовые; *4* — молассы; *5* — фундамент; *6* — разломы. Стадии развития бассейнов: *I* — рифтовая, *II* — синеклизная, *III* — эпиплатформенно-орогенная

диапазона их нефтегазоносности. Еще одна особенность заключается в том, что бассейны в настоящее время могут существовать как активно развивающиеся (современная разновидность), так и представлять собой ископаемую разновидность, когда процессы прогибания и накопления отложений в их пределах давно прекратились.

Платформенный тип подразделяется в зависимости от геотектонического положения бассейнов на подтипы внутриплатформенный и окраинно-платформенный, каждый из которых включает классы, отвечающие трем основным стадиям существования платформенных бассейнов. Внутриплатформенные бассейны объединяют около 120 бассейнов, приуроченных к областям прогибания в теле древних и молодых платформ. Внутриплатформенным бассейнам ранней стадии отвечает класс рифтовых бассейнов, средней — бассейнов синеклиз, возникающих над рифтовыми структурами, а поздней — класс платформенно-орогенный. Возникновение последнего обусловлено активизацией тектонических движений, приводящих к сокращению площади бассейна и возникновению у него одностороннего или всестороннего горного обрамления (рис. 8.3).

Рифтовые бассейны возникают при дроблении платформы, раздвижении отдельных блоков и образовании грабенообразных линейных прогибов. Эти прогибы заполняются преимущественно терригенно-вулканогенными и карбонатными толщами мощностью до нескольких километров.

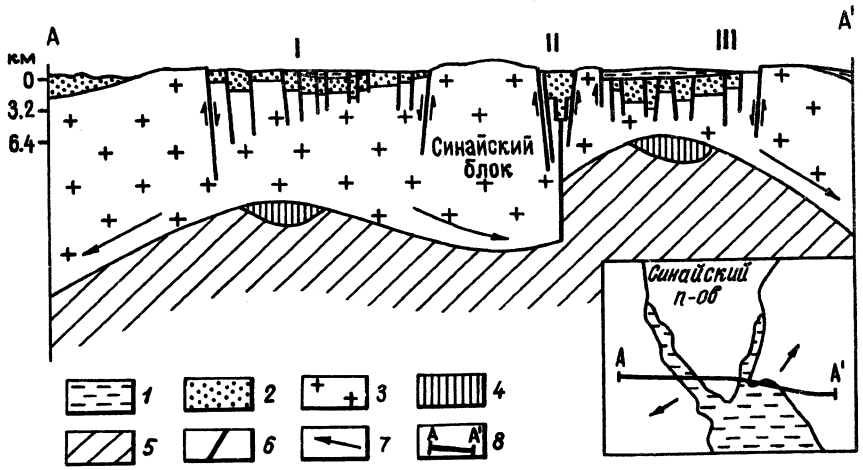


Рис. 8.3. Строение бассейнов Суэцкого залива, залива Акаба и севера Красного моря (Томсон, 1976): *1* — вода; *2* — осадочные породы; *3* — докембрийский фундамент; *4* — магма; *5* — астеносфера; *6* — разломы; *7* — направление движений; *8* — линия разреза. *I* — Суэцкий залив, месторождение Эль-Морган, *II* — залив Акаба, *III* — Красное море

Рифтовый класс объединяет около 20 бассейнов. Реально нефтегазоносными являются бассейны: Суэцкого залива, Красного моря, Мертвого моря, Рейнский, Тюрингский, Амадиес, Св. Лаврентия, Шотландский, Западно-Английский. К категории проблематично нефтегазоносных следует отнести Байкальский, Пачелмский, Вятский бассейны в СНГ, некоторые грабены Восточно-Африканской рифтовой системы (Альберта, Танганьика и др.), Ронский (во Франции), Акаба и др.

По степени активности все бассейны могут быть подразделены на две группы: современных рифтовых зон и ископаемых рифтов, остановившихся в своем развитии в далеком или не очень далеком прошлом. К последним относятся Пачелмский, Вятский, Амадиес, Св. Лаврентия.

Для бассейнов рассматриваемого класса характерно разнообразие литологических типов пород, участвующих в их строении, значительные (до 5–6 км) мощности разрезов. Основным типом зон нефтегазонакопления является горстовый, а также рифтовый и антиклинальный. Так как высокие тепловые потоки свойственны всей площади бассейна, то характерно совмещение в плане зон нефтегазонакопления и очагов нефтегазообразования. Однако высокая подвижность бассейнов приводит к переформированию ловушек и, следовательно, к ухудшению условий сохранения ранее сформировавшихся залежей.

Обращает на себя внимание одна характерная особенность: древние бассейны, в которых материнские толщи прошли ГЗН, преимущественно газоносны; современные, длительного развития — преимущественно нефтеносны; бассейны новейшего формирования характеризуются процессами газообразования.

Наиболее изученными являются бассейны Суэцкого залива и Рейнский. Продуктивные горизонты приурочены преимущественно к отложениям палеогена и миоцена, в Рейнском и к мезозою. Основной тип залежей — нефтяной. Небольшие скопления газа имеются в Рейнском бассейне в неогене. Наиболее крупным является бассейн Суэцкого залива, в котором обнаружено крупнейшее месторождение Эль-Морган с извлекаемыми запасами 0,2 млрд т из отложений миоцена (рис. 8.4).

Таким образом, нефтегазоносность рифтовых бассейнов отличается определенной зависимостью от возраста бассейна. В бассейнах древнего формирования, как и в очень молодых, известны преимущественно газовые скопления. Сравнительно молодые бассейны, но длительного развития содержат скопления нефти.

Синеклизный класс включает 70 бассейнов, выделяемых на всех континентах мира и отличающихся подчас огромной нефтеносностью, некоторые из них содержат месторождения-гиганты. Формирования нефтегазоносных толщ в этих бассейнах, как правило, происходило в мелководных водоемах за счет поступления обломочного материала с окружающих пространств.

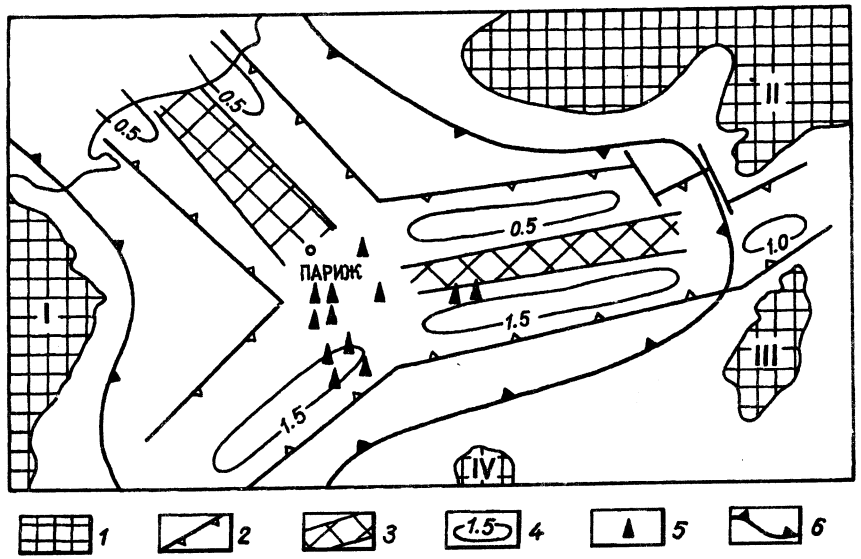


Рис. 8.4. Тройное сочленение рифтов Англо-Парижского бассейна. *1* — выступы фундамента: *I* — Арморикансий, *II* — Брабантский, *III* — Вогезский, *IV* — Морванский; *2* — граница пермских рифтов; *3* — внутренние горстовые выступы; *4* — изопахиты пермских отложений, км; *5* — юрские нефтяные месторождения; *6* — граница бассейна

При некомпенсированном прогибании, ограниченности сноса обломочного материала и жарком климате происходит формирование карбонатно-эвапоритовых осадков. Катагенез отложений связан с процессом последовательного погружения пород на все большую глубину и прохождением ими зон с более высокими температурами. Этому в значительной степени способствует унаследованный в плане характер расположения ванн прогибания различных стадий существования бассейнов. Обычно в бассейнах древних платформ преобладают нефтяные месторождения.

В пределах платформ России и ближнего зарубежья выделяется более десяти бассейнов. Бассейны на древних платформах (Балтийский, Среднерусский, Припятский, Львовский) сложены главным образом верхнепротерозойскими и палеозойскими толщами, бассейны молодых платформ (Западно-Сибирской, Чу-Сарысуйской, Сырдарьинской) образованы отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и палеогена. В структурном отношении внутриплатформенные бассейны в нижних частях выражены грабенами и авлакогенами, а в верхних — обширными синеклизами.

Зоны нефтегазонакопления в основном антиклинального типа. Их образование связано или с обширными сводовыми поднятиями, располагающимися над выступами фундмента (например,

Нижневартовский и Сургутский своды Западной Сибири), или вытянутыми валами инверсионного формирования, располагающимися над грабеновыми зонами фундамента (поднятие Уренгойского месторождения над Колтогор-Уренгойским грабеном) (см. рис. 8.1).

На Западно-Европейской платформе располагается Северо-Европейский, Англо-Парижский и другие небольшие бассейны. Крупные бассейны выделяются в Северной Америке (Пермский, Западный Внутренний, Уиллистонский, Мичиганский, Иллинойский, Баффинов и др.), в Южной Америке (Амазонский, Мараньяо, Паранский, Сан-Франсиску), в Африке (Чад, Конго и др.), в Азии (Ордос, Сунляо, Желтого моря, Восточно-Китайский, Северо-Китайский и др.), в Австралии (Боуэн-Сурат, Восточный Внутренний и др.).

Значительное количество бассейнов находится на стадии формирования собственно синеклизы. Следует различать бассейны, продолжающие развиваться как области мощного осадконакопления (Западно-Сибирский) и бассейны уже остановившиеся в своем развитии на уровне синеклизы (Мичиганский, Иллинойский, Англо-Парижский).

Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн сложен отложениями палеозоя, мезозоя, кайнозоя мощностью до 10 км. В бассейне остающимся и сегодня областью седиментации, различается два структурных этажа, отвечающих основным стадиям его формирования. Нижний представляет собой систему ветвящихся грабенов, заполненных терригенно-эвапоритовой и угленосной тощей перми, триаса и нижней юры мощностью до нескольких километров. Наиболее протяженными грабеновыми (рифтовыми) системами являются Колтогор-Уренгойская, Усть-Енисейская, Худосейская и др. Отдельные грабены поперечными сдвигами смещены относительно друг друга. Верхний структурный этаж образует сплошной платформенный чехол. Он сложен морскими и континентальными песчано-глинистыми отложениями юры, мела, палеогена и неогена. В бассейне открыт ряд нефтяных и газовых месторождений (например Самотлор, Медвежье, Уренгой и др.).

Хорошо изученные внутриплатформенные синеклизные бассейны характеризуются заметной нефтегазоносностью. Примерами таких бассейнов служат Мичиганский, Иллинойский, Уиллистонский, в которых обнаружено около 1800 нефтяных и 500 газовых небольших месторождений. Бассейны сложены в основном толщами палеозоя мощностью 4,5–5,5 км. Еще одним примером нефтеносного синеклизного бассейна может служить Англо-Парижский, находящийся на молодой Западно-Европейской платформе. Обращает на себя внимание наличие в основании бассейна тройного сочленения пермских рифтов. В бассейне открыто 20 нефтяных месторождений. Основной нефтеносный горизонт — известняки средней юры, а нефтепроизводящая свита — глины нижней юры (тоарский ярус). Очаг нефтеобразования пространственно располагается в пределах тройного сочленения и имеет вопреки принятой овальной рисовке трехлучевую конфигурацию. В его пределах и сосредоточены нефтяные месторождения.

Платформенно-орогенный класс включает около 30 бассейнов, сосредоточенных в основном в Азии и в Скалистых горах Северной Америки. В 10 бассейнах Скалистых гор открыто около 1100 нефтяных и 450 газовых месторождений с запасами нефти в 1 млрд т и газа — 0,9 трлн $м^3$.

К рассматриваемому классу также относится большая группа бассейнов Китая. Всестороннее обрамление имеет Цайдамский бассейн, сложенный мезозойскими и кайнозойскими толщами. В бассейне известно 18 месторождений в отложениях олигоцена и неогена.

В СНГ наиболее продуктивны Ферганский бассейн, а также таджикская часть Афгано-Таджикского нефтегазоносного бассейна. В их строении участвует мощная толща мезозойских и кайнозойских пород, в которых содержатся скопления нефти и газа. Платформенный этап развития отвечает мезозою и палеогену, орогенный связан с концом палеогена и с неогеном, когда было сформировано горное обрамление.

Одной из характерных черт платформенно-орогенных бассейнов является нефтеносность отложений, сформировавшихся в доорогенный этап (палеозой, мезозой) или в начале орогенного (палеоген). Собственно орогенные комплексы (неоген), как правило, не продуктивны.

Переход конкретного бассейна из одного класса в другой осуществляется как результат эволюции данного участка земной коры и сопровождается определенной перестройкой условий, обусловливающих его нефтегазоносность. Нефтегазоносность формаций ранних стадий развития постепенно исчезает, а более поздних усиливается, поэтому обычно в бассейнах поздней стадии существования нефтегазоносность отложений, сформировавшихся на ранней стадии, не устанавливается.

Окраинно-платформенные бассейны, занимающие промежуточное положение между платформенными бассейнами и бассейнами подвижных поясов (геосинклинально-складчатыми), но ближе к платформенным, располагаются в краевых, периферийных частях платформ, на сочленении их со структурами подвижных поясов (рис. 8.5). Этот подтип объединяет 100 бассейнов, получивших распространение на всех древних и молодых платформах.

Выделенные классы отвечают средней стадии — перикратонные бассейны и поздней — складчато-платформенный и наложенных

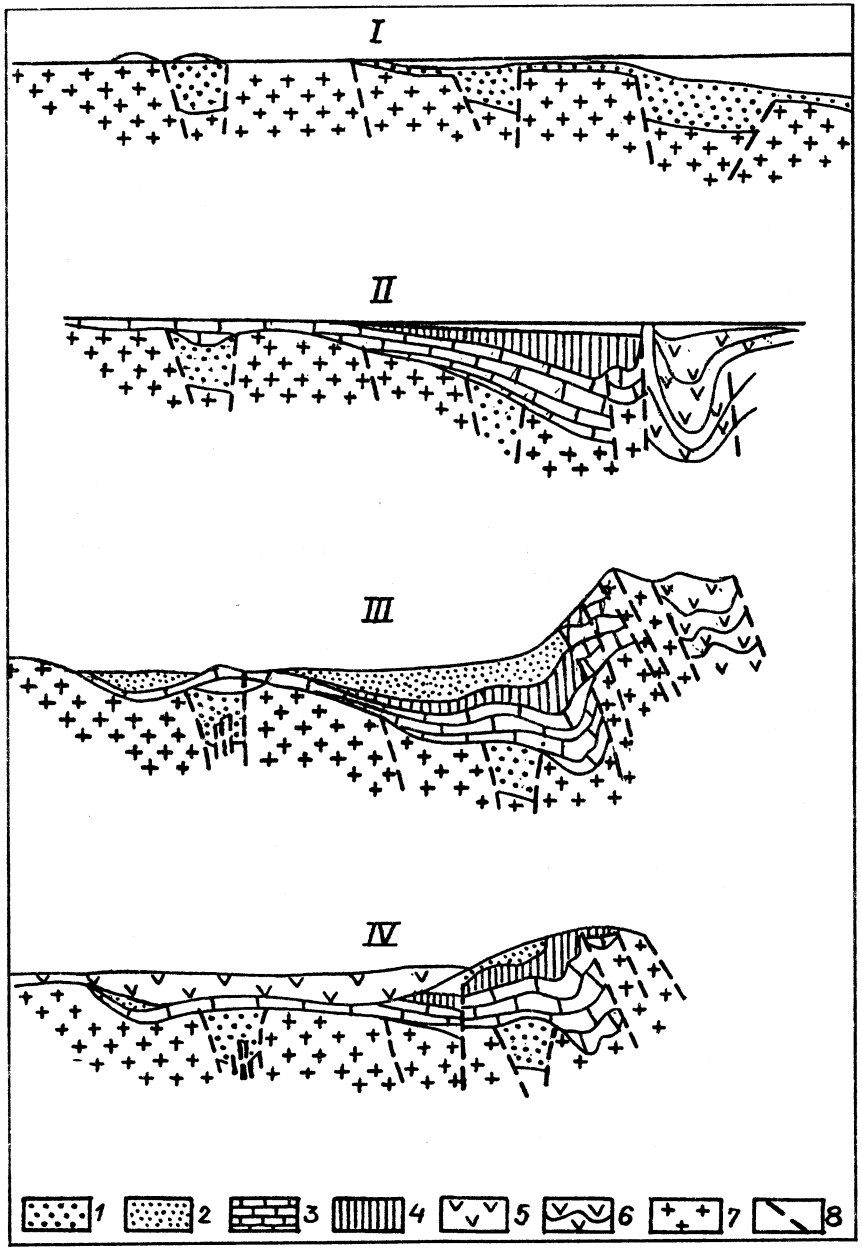


Рис. 8.5. Принципиальная схема развития окраинно-платформенных нефтегазоносных бассейнов. Отложения: *1* — осадочно-вулканогенные; *2* — молассы; *3* — карбонатные; *4* — карбонатно-терригенные; *5*—эвапоритово-терригенные; *6* — глубоководные вулканогенно-осадочные; *7* — фундамент; *8* — разломы. Стадии развития бассейнов: *I* — рифтовая, *II* — перикратонная, *III* — краевого прогиба, *IV* — наложенно-синеклизная

синеклиз. Ранняя стадия развития этих бассейнов *рифтовая*, но рифтовый класс бассейнов в современном виде присутствует на пассивных окраинах и отнесен к бассейнам переходных зон. В ископаемом виде на платформах окраинно-рифтовые бассейны неизвестны. Поэтому если выделять стадии развития, то их последовательно выделяется четыре: ранней стадии существования бассейнов этого подтипа отвечает рифтовая; средней — перикратонная и поздней — складчато-платформенная и наложенных синеклиз (см. рис. 8.5). Классов же выделяется только три (см. табл. 8.1): перикратонный, складчато-платформенный и наложенно-синеклизный. Их формирование во многом протекает под влиянием более подвижных и «агрессивных соседей». Влияние сказывается в том, что обширные краевые части платформ втягиваются в глубокие погружения. Эта зависимость строения платформ от подвижных поясов (геосинклинально-складчатых областей) в качестве закона была подмечена А.П. Карпинским и развита А.А. Архангельским, В.Е. Хаиным, Ю.М. Пущаровским и др.

Перикратонный класс включает десять бассейнов, хотя через стадию перикратонного погружения в своем развитии проходят все бассейны складчато-платформенного класса. Перикратонные бассейны характеризуются наличием обширного, моноклинально погружающегося платформенного склона, который сочленяется с геосинклинальными прогибами. Платформенный склон может состоять из участков разновозрастной консолидации, разобщенных рифтовыми зонами. Последние нередко имеют характер тройного сочленения. Другой борт образован обычно погребенными складчато-блоковыми элементами складчатой области. Наиболее крупными бассейнами являются Ливийско-Египетский, Фракийский, Северо-Черноморский. Сюда же следует отнести канадский бассейн Бофорт-Маккензи (рис. 8.6) и некоторые бассейны Австралии. С определенной долей условности к этому классу можно отнести Баранцевоморский и Североморский бассейны.

Конец средней стадии находит свое отражение в формировании складчато-платформенных бассейнов.

Складчато-платформенный класс является хотя и не очень многочисленным (около 40 бассейнов), но и одним из важнейших по запасам нефти и газа. К этому классу принадлежат основные нефтяные гиганты: бассейны Персидского и Мексиканского заливов, Восточно-Венесуэльский, Северо-Аляскинский и другие, отличающиеся значительными площадями и мощностью отложений свыше 10—15 км.

Складчато-платформенные бассейны на всех континентах располагаются на стыках древних и молодых платформ со складчатыми системами палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Бассейны обычно образуют вытянутые пояса вдоль

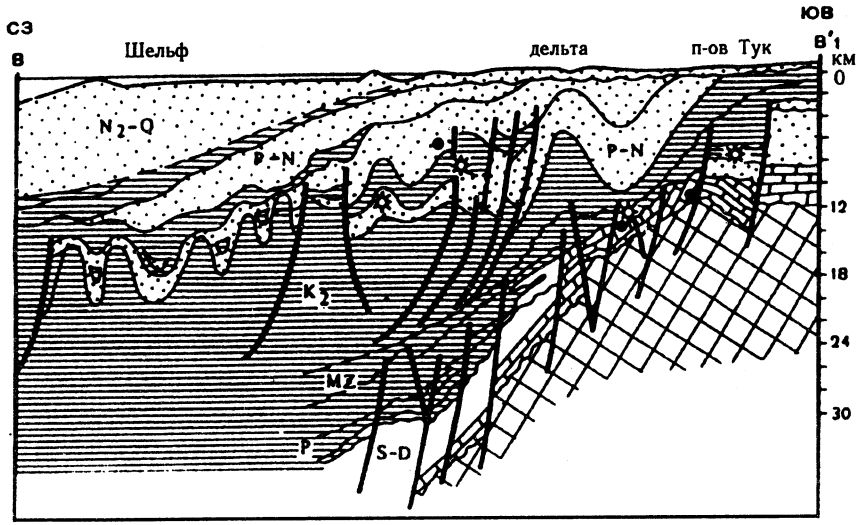


Рис. 8.6. Бассейн Бофорт-Маккензи; разрез (Mclvor, Cryc, 1975): *1* — нефть; *2* — газ; *3* — нарушения; *4* — песчаники и алевролиты; *5* — глины; *6* — известняки; *7* — докембрийский фундамент

складчатых эпигеосинклинальных горных сооружений, отделяясь друг от друга поперечными выступами фундамента. Эти бассейны являлись перикратонными, перешедшими в стадию развития, которая отвечает краевому прогибанию. Их особенность заключается в появлении складчатого обрамления в той или иной степени выраженного морфологически.

В СНГ к складчато-платформенному классу относятся семь бассейнов: четыре из них располагаются на юге и юго-западе страны, в зоне сочленения разновозрастных платформ с альпийскими складчатыми сооружениями Карпат, Крыма, Кавказа и Копет-Дага; два — на стыке Восточно-Европейской платформы с герценидами Урала и Пай-Хоя; один — на сочленении Сибирской платформы с окружающими ее мезозойскими складчатыми сооружениями на востоке.

Месторождения нефти и газа на складчатых бортах бассейнов приурочены в основном к брахиантиклинальным складкам различной сложности строения, связанными с линейными зонами поднятий. В платформенных частях бассейнов размещение месторождений контролируется положением сводовых поднятий, инверсионных валов, флексурных зон, а также зон выклинивания и стратиграфического несогласия. Наблюдаются также зоны нефтегазонакопления, связанные с рифогенными массивами и соляными куполами.

Значительное сходство бассейнов, объединяемых в складчато-платформенный тип, обусловливается прежде всего общей для них направленностью развития, тесно связанной с эволюцией со-

пряженных геосинклинальных (складчатых) систем. Вместе с тем имеются и различия, которые объясняются различным временем заложения бассейнов, особенностями их эволюции и уровнем их развития.

Бассейны, расположенные на стыке платформ и альпийских складчатых сооружений, образуют в целом субширотную полосу на юге страны протяженностью свыше 3000 км и шириной от 100 км на западе до 700 км на востоке. Сюда входят Каракумский, Терско-Каспийский, Азово-Кубанский и Предкарпатский нефтегазоносные бассейны.

Основные продуктивные горизонты в бассейнах приурочены к юрским, меловым и палеогеновым (реже неогеновым и триасовым) отложениям. Наблюдается смещение возрастного диапазона нефтегазоносности от складчатого борта к платформенному за счет приобщения к нефтегазосодержащим все более древних образований.

К группе складчато-платформенных бассейнов сочленения древних платформ и герцинских складчатых сооружений относятся Волго-Уральский и Тимано-Печорский бассейны, сходные в своем развитии на средних и поздних стадиях. Рифтовая стадия Волго-Уральского бассейна по времени соответствует позднему протерозою. На перикратонной стадии, охватывающей палеозойскую эру (со среднедевонской эпохи) формируются терригенный, терригенно-карбонатный, карбонатный и эвапоритовый осадочные комплексы. На этой стадии, характеризующейся длительным и устойчивым прогибанием бассейнов и катагенезом отложений, отвечающим средней стадии, создаются благоприятные условия для генерации УВ.

Поздняя стадия находит свое выражение в формировании обширных наложенных синеклиз, отвечающих новому целиком платформенному этапу погружения региона, в которое втягиваются не только платформенные участки, но и денудированные и консолидированные элементы складчатого сооружения. По мере усложнения строения бассейнов данного подтипа, увеличения их толщины нефтеносность отложений ранних подстадий исчезает, а верхних увеличивается. Помимо миграции нефтеносных зон снизу вверх происходит смещение очагов нефтегазообразования внутрь платформы.

Класс *наложенных синеклиз* включает несколько бассейнов, расположенных на Сибирской и Восточно-Европейской платформах, в Южной Африке и Австралии. Выделение бассейнов в класс наложенных синеклиз производится впервые. Это связано с тем, что дальнейшее развитие складчато-платформенных бассейнов приводит к появлению крупных депрессий синеклизной формы,

центры прогибания которых смещаются в более внутренние части платформы. Роль краевых прогибов в генерации УВ и влияние горных сооружений на условия погружения и накопления осадков уменьшается по мере их уничтожения денудационно-эрозионными процессами. На территории СНГ к бассейнам этого класса относятся Иркутский, Предпатомский, Прикаспийский.

Бассейны Сибирской платформы представляют крупные синеклизы, наложенные на краевые прогибы байкальской складчатости. Они сложены главным образом мощным кембрием, а также более молодыми отложениями палеозоя. В строении нижних частей разреза значительную роль играют эвапориты, а в верхних — карбонатно-терригенные породы, угленосные отложения и трапповые образования.

Иркутский нефтегазоносный бассейн располагается на юго-западе Сибирской платформы. В рифее он представлял собой перикратонное погружение в сторону Байкальской геосинклинали, в позднем рифее—венде находился на стадии краевого прогиба. Но начиная с конца венда и в раннем палеозое центры прогибания сместились на север, где сформировалась Присаяно-Енисейская синеклиза. Мощность разреза в ней превышает 7 км, причем значительная его часть (3—4 км) приходится только на кембрийские карбонатно-соленосные отложения.

Прикаспийский нефтегазоносный бассейн отвечает одноименной синеклизе и склонам Воронежской и Волго-Уральской антеклиз. Южная граница проводится по кряжу Карпинского и Южно-Эмбенскому поднятию. Бассейн образовался за счет интенсивного прогибания в пермско-мезозойское время юго-восточного угла Восточно-Европейской платформы и южной части Предуральского краевого прогиба. В разрезе отложений выделяются три структурных комплекса: подсолевой, солевой и надсолевой общей мощностью до 20 км. Подсолевой комплекс, охватывающий палеозойские и более древние отложения, изучен крайне слабо. Слагающие его породы вскрыты бурением лишь в прибортовых участках впадины. Проведенные геофизические исследования указывают на общее погружение пород комплекса от 2—3 до 9—10 км в центральной ее части. Предполагается, что в наиболее погруженной части синеклизы породы палеозоя лежат непосредственно на «базальтовом» слое земной коры. По-видимому, зона отсутствия «гранитного» слоя в плане имеет не овальную, а форму, напоминающую систему тройного сочленения. Продуктивные горизонты связаны с надсолевыми отложениями с песчаными пачками в разрезе пермотриасовых, среднеюрских, неокомских, аптских и альб-сеноманских отложений, всего их более 20, и подсолевым комплексом девон—нижняя пермь.

Тип бассейнов *подвижных поясов* (геосинклинально-складчатый) образован одним эволюционно-генетическим рядом бассейнов, включающим два подтипа: островодужный, подразделяемый на три класса (фронтально-дуговый, междуговый, тылодуговые) и складчато-орогенный, объединяющий два класса (складчатый и синклинорный) и орогенный, отвечающий межгорным впадинам (рис. 8.7).

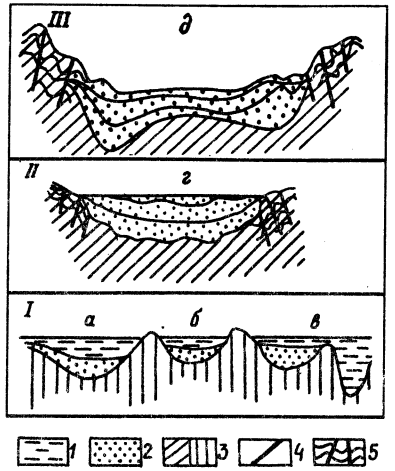


Рис. 8.7. Принципиальная схема развития нефтегазоносных бассейнов подвижных поясов. *1* — вода; *2* — осадочный бассейн; *3* — фундамент; *4* — разломы; *5* — складчатые зоны. Стадии развития бассейнов, их классы: *I* — островодужная: *а* — тылодуговой, *б* — внутридуговой, *в* — фронтально-дуговой); *II* — позднегеосинклинальная (*г* — складчатый); *III* — орогенная (*д* — межгорный)

В целом для бассейнов этого типа характерна относительная краткость существования, отсутствие, как правило, унаследованности в развитии бассейнов одного класса от бассейнов предшествующего класса. Этот тип бассейнов представлен преимущественно разновидностями, испытывающими современное активное развитие. Для них характерны:

1) отчетливая выраженность структур месторождений, нарушенность разрывами, углы падения в десятки градусов (до опрокинутого залегания);

2) существенное развитие терригенных коллекторов;

3) преобладание сводовых или тектонически экранированных залежей, нередко связанных с диапирами и грязевыми вулканами.

Островодужный подтип бассейнов развивается на коре океанического и субокеанического типа, складчатый — обычно на континентальной, что тоже отражает направленность развития земной коры в целом: океаническая структура — промежуточная — континентальная структура.

Островодужный подтип, выделяемый еще как периокеанический, включает более 50 бассейнов Тихоокеанского пояса и Карибского региона, формирование которых связано с историей возникновения островных дуг и окраинных морей.

Фронтально-дуговые бассейны располагаются на стыке островной дуги и океанского ложа; междуговые занимают депрессии между структурами островных дуг и тылодуговые располагаются в котловинах окраинных морей, в тылу островных дуг или между дугами и погребенными массивами. Для всех бассейнов этого подтипа характерно развитие мощного кайнозоя до 10 км, в котором и сосредоточены скопления нефти и газа.

Фронтально-дуговые бассейны располагаются по периферии островных дуг на западе Тихого океана, Зондских островов (Индийский океан) и Антальской дуги в Атлантическом океане. Всего выделяются около 25 бассейнов, из которых два (Северо-Пуэрториканский и Тобаго) находятся в Карибском регионе, пять — в Индоокеанском.

Фронтально-дуговые бассейны, по существу, отвечают самым ранним стадиям становления нефтегазоносных бассейнов. Они слагаются отложениями палеогена и неогена обычно незначительной (1—5 км) мощности. Причем заполнение отложениями преддуговой «ванны» прогибания носит локальный «карманообразный» характер. Линзы мощных пород по простиранию не имеют сколько-нибудь значительной протяженности. Ширина бассейнов ограничивается десятками и первыми сотнями километров. Бассейны сложены вулканогенно-терригенными отложениями флишевого облика, а также карбонатно-обломочными образованиями. Почти все бассейны относятся к категории проблематично нефтегазоносных, хотя в некоторых из них известны нефтегазопроявления.

Выделяются бассейны вдоль Алеутской дуги (Южно-Аляскинский, Лисий, Андриановский, Крысий), Курильский (Курило-Камчатский, Южно-Курильский), Японский (Южно-Хоккайдский и Канто), вдоль дуги Рюкю (то же название), по восточному краю Филиппинских островов, а также вдоль о. Новая Гвинея, Соломоновых островов, Новых Гебрид, дуги Тонга-Кермадек и Маккуори-Баллени. Вдоль Большой Зондской дуги располагаются бассейны Никобарский, Ниа, Ментава, Южно-Яванский и Ломбок. Они сложены миоцен-плиоценовыми вулканогенно-терригенными образованиями (Соколов и др., 1973).

Газовое месторождение открыто на шельфе Суматры в Никобарском бассейне. Небольшая газоносность отмечается в бассейнах, расположенных вдоль Японии и о. Новая Гвинея.

Междуговые бассейны объединяют сравнительно небольшое количество бассейнов (около 15), расположенных между цепями островных дуг северо-запада и запада Тихоокеанского пояса: в Беринговом море бассейны Алеутской дуги, Бауэрс; на юге Японии — Хонсю и Симосимо; в Индонезийско-Филлипинском регионе — Кагаян, Илоимо, Центрально-Филлипинский, Сулу-Палаванский и др. Бассейны ограничены поднятиями островных дуг в значительной части покрыты водами глубоких морей. Разрез бассейнов представлен вулканогенно-осадочными, кремнисто-карбонатными и дельтово-прибрежными отложениями кайнозоя мощностью 4—6 км. Процессы преобразования ОВ характеризуются достаточно высоким уровнем, отвечающим ГЗН. Это выражается в наличии в бассейнах не только газовых, но и нефтяных месторождений. Нефтегазообразованию способствуют высокие значения тепловых потоков, связанные с существованием рифтовых зон во внутренних частях бассейнов, а также с общими процессами гранитообразования, происходившими в зонах островных дуг. Земная кора мощностью 20—25 км в междуговых зонах находится в стадии становления — превращения океанской в континентальную.

Одним из наиболее крупных является бассейн Сулу-Палаванский, сформированный отложениями палеогена и неогена мощностью до 6—8 км (рис. 8.8).

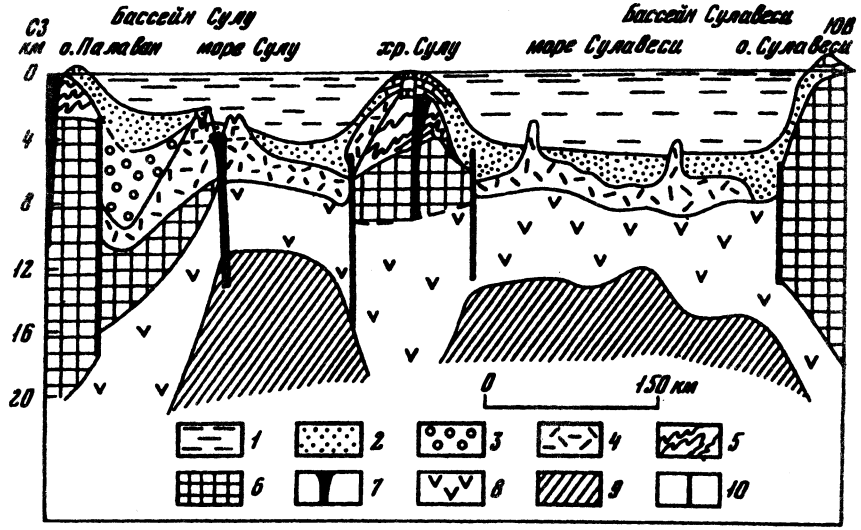


Рис. 8.8. Схематические разрезы междугового бассейна (по Родникову, 1979, с добавлениями): *1* — вода, *2* — неоген-четвертичные отложения, *3* — палеогеновые и верхнемеловые слои, *4* — вулканический мезозой, *5* — складчатый мезозой, *6* — палеозойский метаморфический комплекс, *7* — неогеновые субвулканические тела, *8* — «базальтовый» слой, *9* — мантия, *10* — разломы

Тылодуговые бассейны располагаются между структурами островных дуг и окраинами континентов и в значительной степени отвечают глубоководным частям окраинных морей; 15 бассейнов этой категории распространены по западной периферии Тихого океана и в Карибском регионе. Большинство из них сопряжено со зрелыми островными дугами, испытавшими значительную складчатость и превращение в орогенное сооружение. Вообще этот класс бассейнов приближается к бассейнам активных окраин и внутрискладчатым бассейнам. Отличие заключается в том, что тылодуговые бассейны в целом располагаются в пределах современных геосинклинальных областей, в зонах, переходных от океана к континенту. Они занимают глубоководные части окраинных морей с корой субокеанического типа; их обрамление в значительной части имеет погребенный характер.

Тылодуговые бассейны отличает значительная мощность отложений (до 10 км), стратиграфический диапазон которых охватывает иногда и часть мезозойской группы.

В Охотском море располагается Южно-Охотский тылодуговой бассейн, в Японском — Хонсю и Южно-Япономорский.

Крупные бассейны выделяются в Южно-Китайском море. К тыловодуговым отнесены Калимантанский и Западно-Палаванский, располагающиеся между массивом Наньша и мезозойско-кайнозойской складчатой зоной о. Калимантан. Калимантанский бассейн сложен 9-километровой тощей олигоцена–неогена, смятой в пологие складки. В бассейне известно около 20 нефтяных и газовых месторождений.

Складчато-орогенный подтип объединяет два класса бассейнов: складчатый (синклинорный) и орогенный (межгорный).

Складчатый класс отвечает средней стадии развития подвижных поясов (см. рис. 8.7), располагающихся в области мезозойской и кайнозойской складчатости на востоке и юго-востоке Азии, на севере Южной Америки, на западе Аляски и периферии Новой Зеландии. К этому же классу относится бассейн Свердруп на севере Америки. Внутрискладчатые бассейны образуют промежуточную группу между островодужными и межгорными бассейнами. Для них характерна высокая подвижность земной коры, которая в различных частях бассейна может быть близкой и к континентальной, и к субокеанической. Формирование бассейнов протекает в условиях вертикальных, а также горизонтальных движений. Накопление отложений происходит за счет процессов раздвижения и вертикального погружения. Одновременно в краевых частях бассейнов, сопряженных со складчатым обрамлением, формируются складчатые конседиментационные и постседиментационные зоны.

Литологический спектр осадков очень широк: осадочно-вулканогенные глубоководные, дельтовые, прибрежно-морские, карбонатные и рифовые типы. Такая фациальная невыдержанность связана как с большим многообразием условий накопления осадков в пределах бассейна, так и с разнообразием строения складчатого обрамления. Последние предстáвляют собой структурные элементы, переходные от погребенных островных дуг к растущим горным сооружениям. Обрамление бассейнов морфологически выражено отмелями, гирляндами небольших островов, слабовсхолмленными континентальными блоками и относительно приподнятыми невысокими горными хребтами. В целом бассейны имеют синклинорное строение, а обрамление представлено антиклинорными сооружениями.

В области мезозоид Аляски и северо-востока России выделяются бассейны Нортон, Нунивак, Бристольский, Чукотский-Хоуп,

Западно- и Восточно-Анадырские. Все они лишь своими крайними частями заходят на сушу, а большая их часть находится в море.

В пределах западной окраины Тихоокеанского пояса к этому классу относятся Сахалино-Охотский, Охотско-Камчатский, Сахалино-Хаккайдский, Тайваньский и группа бассейнов Зондского архипелага. Из северной группы бассейнов этого класса наиболее высокой продуктивностью отличается Сахалино-Охотский бассейн, сложенный терригенными и кремнисто-терригенными образованиями эоцена–плиоцена. В бассейне открыто 70 месторождений нефти и газа, среди них пять крупных на шельфе Охотского моря (Аркутун-Дагинское, Пильтун-Астохское, Чайво, Одопту, Луньское).

Своеобразную и очень богатую в нефтеносном отношении группу образуют бассейны, формирующиеся между петлевидными складчато-островными цепями Зондского архипелага. Бассейны отличаются мощным (более 6 км) разрезом осадочных пород, представленным морскими, паралическими, дельтовыми и континентальными терригенными и карбонатными (включая и рифы) образованиями. Общее количество месторождений достигает 400. Запасы нефти — 3 млрд т, газа — 1 трлн м^3. Здесь выделяется пять бассейнов: Северо-, Центрально- и Южно-Суматринские, Восточно-Калимантанский и Северо-Яванский. Все они сложены образованиями палеогена–неогена. Продуктивны песчаники и известняки олигоцена, миоцена и плиоцена на глубинах от первых сотен метров до 3,5 км. Причем в более высоких частях разреза концентрируется нефть, а ниже — газ. Высокая продуктивность разреза бассейнов объясняется интенсивностью теплового прогрева бассейнов Индонезии. В Центрально-Суматринском бассейне находится нефтяной гигант — месторождение Минас.

К *орогенным* относятся бассейны, расположенные в пределах эпигеосинклинальных орогенных поясов. Для них характерно почти повсеместное наличие складчато-глыбового обрамления. Причем возникновение последнего произошло позднее основных складчатых движений. Независимо от причин горообразования формирование бассейнов протекает на фоне преимущественно положительных вертикальных движений обрамляющих сооружений и отрицательных вертикальных движений самих бассейнов. Это приводит к накоплению очень мощной молассовой толщи, образующей верхний структурный этаж и, следовательно, к погружению на глубины в несколько километров отложений среднего и нижнего структурных этажей бассейнов.

Орогенные бассейны широко распространены в пределах альпийских и кайнозойских эпигеосинклинальных складчатых поясов в Евразии, Африке, в Тихоокеанском горном складчатом поясе. Некоторые из них располагаются в пределах мезозойских и палеозойских горных складчатых областей. Основной разрез

альпийско-кайнозойских бассейнов образован отложениями палеогена и неогена. В более древних бассейнах разрез наращивается отложениями мезозоя и палеозоя.

Благоприятными условиями нефтегазоносности обладают крупные бассейны, располагающиеся между горными складчатыми системами на базе опущенных средних массивов. Среди них есть очень крупные с огромными запасами нефти и газа, например, Маракаибский (годовая добыча нефти более 100 млн т, запасы — 4,5 млрд т), и сравнительно небольшие, с ограниченной нефтеносностью.

Нефтегазоносные бассейны на срединных массивах широко распространены, их появление обусловлено процессом формирования складчатых горных систем. Бассейны представляют собой типичные межгорные и тыловые прогибы, расположенные в пределах альпийской складчатости (Паннонский, Трансильванский, Маракаибский, бассейны Марокко, Испании и Ирана), мезозойской складчатости (бассейны Аляски) и в ряде других регионов. Бассейны сложены преимущественно мезозоем и кайнозоем, но нефтегазоносность связана в основном с отложениями нижних частей неогена и с палеогеном.

Паннонский и Трансильванский нефтегазоносные бассейны также принято рассматривать как типичные представители бассейнов на срединных массивах. Их обрамление образовано Альпами, Карпатами и Динаридами. К этому же классу относятся бассейны, расположенные над глубокопрогруженными массивами (Восточно-Черноморский, Южно-Каспийский, Тирренский). Из этих бассейнов наибольшей нефтеносностью отличается Южно-Каспийский, охватывающий акваторию Южного Каспия и сопряженные с ней Куринскую и Западно-Туркменскую межгорные впадины. Бассейн сложен 20-километровой толщей мезозоя и кайнозоя, из которых около 10 км приходится на неогеновые и четвертичные отложения. Основные нефтяные горизонты связаны с песчаниками среднего и верхнего плиоцена. Бассейны, сформировавшиеся внутри горных складчатых систем, представляют собой синклинории или грабен-синклинории. Общее количество их сравнительно ограничено, но они выделяются как в альпийских складчатых зонах, так и в мезозойских и палеозойских.

Наиболее типичным примером может служить Венский бассейн, располагающийся в зоне сочленения Альп и Карпат. Верхний этаж представлен 6-километровой толщей неогена, сложенной песчано-глинистыми отложениями.

В качестве самостоятельного типа нефтегазоносных бассейнов выделяются бассейны *переходных зон от континента к океану.* В зависимости от типа окраины континента к океану выделяются соответственно и два подтипа — пассивных и активных окраин.

Подтип *пассивных* окраин включает два класса рифтовый и периконтинентально-платформенный. Они формируются в зонах сочленения платформ и океана.

Рифтовый класс составляет сравнительно малочисленную группу бассейнов, таких как Камбейский, Баийя, Восточно-Канадский, Фунди, Индо-Шри-Ланкийский, Аденского залива, бассейны Сен-Винсент и Басс в Австралии. Они представляют грабеновые структуры, которые рассекают континентальные блоки и открываются в сторону океанов, захватывая часть подводной окраины континента. Их образование связано с дроблением континентальной коры, ее утонением до полного исчезновения, что имеет место в бассейне Аденского залива.

Для бассейнов рассматриваемого класса характерно наличие континентального хорошо выраженного обрамления. В морской части обрамлением, по-видимому, служат погребенные континентальные массивы. Положение бассейна определяется сочленением континентальных и прибрежно-континентальных рифтовых депрессий, нередко образующих стройное сочленение (Камбейский бассейн). В процессе формирования они не раз становились заливами или дельтовыми частями крупных рек. Поэтому в их строении принимают участие терригенные прибрежно-морские, лагунные и дельтовые образования. В Восточно-Канадском бассейне развитие получила также эвапоритовая толща нижнего карбона (визейский ярус).

Периконтинентально-платформенный класс полностью соответствует бассейнам пассивных континентальных окраин, которые также называют атлантическим или гондванским типами. Бассейны этого класса представляют собой глубокие прогибы, располагающиеся на стыке континента и океанического ложа. Установлено более 50 таких бассейнов, но лишь 16 из них промышленно нефтегазоносны, в том числе есть бассейны с высокой продуктивностью, образующие сравнительно узкий прерывистый пояс, окаймляющий Атлантическое побережье Северной и Южной Америки, Африки, Индоокеанские берега Африки, Индостана и Австралии.

В сравнительно изученных периконтинентально-платформенных бассейнах фундамент их континентальной половины докембрийского и более молодого возраста консолидации. Осадочный разрез сложен преимущественно толщами мезозоя и кайнозоя, но также палеозоем и даже протерозоем (Австралия). Нефтеносность установлена главным образом в породах мела, палеогена и неогена. Месторождения связаны с блоковыми поднятиями, солянокупольными структурами и нормальными антиклинальными складками.

Максимальное абсолютное прогибание отмечается у внешнего края материкового склона. В направлении к материку и океану

происходит подъем пород и уменьшение их мощности. В поперечном разрезе бассейны состоят из приподнятого внутреннего, или континентального крыла осевого прогиба и опущенного внешнего, или океанского крыла (рис. 8.9).

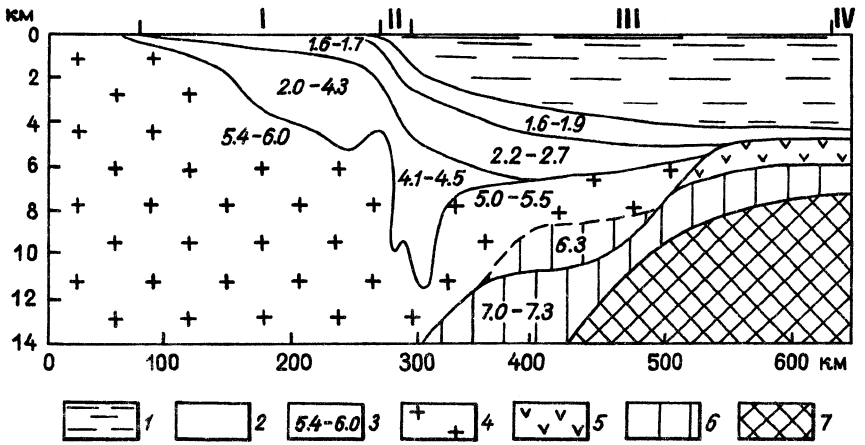


Рис. 8.9. Схема строения периконтинентального бассейна (по Дрейку): *1* — вода, *2* — осадочные слои, *3* — значения сейсмических скоростей, км/с, *4* — «гранитный» слой; *5* — второй океанический слой; *7* — мантия. Геоморфологические зоны: *I* — шельф, *II* — континентальный слой, *III* — континентальное подножие, *IV* — абиссальная равнина

Вдоль Атлантического побережья Африки располагается восемь бассейнов (Ааюн, Сенегальский, Комоэ, Нигерийский, Камерунский, Габонский, Ангольский и Намибский); четыре бассейна (Агульяс, Мозамбикский, Восточно-Африканский и Сомалийский) развиты вдоль восточного побережья Африки. Кроме того, три бассейна (Мадзунга, Мангуки и Восточно-Мадагаскарский) выделяются по окраинам Мадагаскара.

Среди африканских бассейнов наиболее крупным является Нигерийский, Габонский и Ангольский, расположенные вдоль побережья Гвинейского залива; одиночные месторождения известны также и в других бассейнах (Сенегальском, Комоэ, Агульяс, Сомалийском).

Нефтегазоносность Нигерийского бассейна связана с песчаниками миоцена и эоцена и с известняками верхнего мела. Основные продуктивные горизонты приурочены к свите агбада, представленной переслаиванием песчаников и глин дельтового происхождения. Продуктивные горизонты залегают на глубине 1—4 км. Нефтегазоносность Габонского и Ангольского бассейнов связана с отложениями надсолевого комплекса мела, палеогена и неогена на солянокупольных месторождениях (рис. 8.10).

Бассейны этого класса установлены и на севере Атлантики; это крупные бассейны Норвежского моря и Восточно-Гренланд-

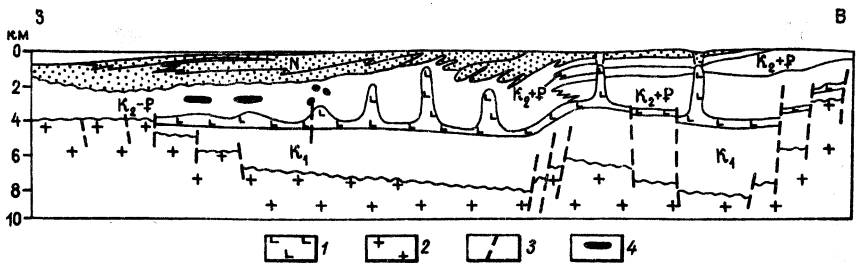


Рис. 8.10. Схематический разрез Габонского бассейна. Отложения: *1* — соль, *2* — фундамент, *3* — разломы, *4* — залежи нефти

дский, Португальский и Северо-Испанский — выделяются вдоль побережья Пиренейского полуострова.

Несколько осадочных бассейнов рассматриваемого класса располагаются и вдоль северной подводной окраины Евразийского материка, в зоне сочленения с глубоководной котловиной Северного Ледовитого океана. Бассейны образуют протяженный пояс, тянущийся с запада на восток от о. Шпицберген до меридиана Берингова пролива. Все они имеют вытянутую форму и асимметричный профиль. Один борт у них располагается на континентальной коре, а другой — на океанической. Основная верхняя часть разреза бассейнов сложена меловыми и кайнозойскими породами мощностью более 3 км.

Бассейны подтипа *активных* континентальных окраин тесно связаны с бассейнами подвижных поясов; подтип объединяет два класса бассейнов: периконтинентально-складчатых и активизированных платформенных окраин.

Периконтинентально-складчатый класс включает бассейны, расположенные вдоль Тихоокеанского побережья Америки, на сочленении кайнозойского горного складчатого сооружения Кордильер и Анд с ложем океана. Бассейны располагаются на коре континентального типа и формируются в чрезвычайно контрастных условиях резкого воздымания складчатого горного сооружения с одной стороны и опускания океанского ложа.

Наиболее хорошо изучен Гуаякильский бассейн, приуроченный к впадине, сформировавшейся в зоне сочленения Северных и Центральных Анд и открывающиеся в сторону океана. Бассейн имеет грабен-синклинорное строение. Он сложен карбонатными породами нижнего мела и терригенными толщами верхнего мела и кайнозоя мощностью до 6—9 км. Отложения смяты в пологие складки, разбитые сбросами. В бассейне на суше и в море открыто около 30 месторождений, располагающихся на территории Эквадора и главным образом Перу. Основные продуктивные горизонты связаны с песчаниками эоцена, а также миоцена и верхнего мела.

Другими бассейнами данного класса в Южной Америке являются Гватемальский, Нарино, Западно-Перуанский, Южно-Чилийский, [illegible]

В пределах западной окраины Северно-Американского континента в Калифорнии располагается несколько небольших бассейнов, отличающихся чрезвычайно высокой плотностью запасов нефти: Лос-Анджелес, Вентура, Санта-Мария, Санта-Барбара и др. Эти бассейны имеют структуру грабенов с морфологически четко выраженным как горным, так и подводно-грядовым обрамлением. Бассейны располагаются на коре континентального типа. Им присущи высокие тепловые потоки, вулканизм, сейсмичность, наличие выходов горячих источников. Бассейны сложены песчано-глинистыми осадочно-вулканогенными образованиями верхнего палеогена и неогена различной мощности. В Калифорнии и на смежном шельфе расположено около 10 бассейнов, в которых уже открыто около 300 нефтяных и газовых месторождений. Наиболее крупными являются бассейны Грейт-Велли, Вентура, Санта-Барбара, Лос-Анджелес. Основная нефтеносность связана с образованиями миоцена и плиоцена.

Класс бассейнов *активизированных платформ* объединяет бассейны, представляющие собой глубокие впадины, заложившиеся на платформенном основании в непосредственной близости от активно развивающейся складчатой системы. Примером таких бассейнов являются Меконгский и Восточно-Китайского моря. Последний представляет собой систему грабенообразных впадин, заложившихся на каледонском основании, выполненных кайнозойскими образованиями. Состав отложений чрезвычайно пестрый, что связано с разрушением платформы и активной складчатой области.

Как видно, большая часть нефтегазоносных бассейнов (и прежде всего крупных и крупнейших) относится к прогибам, имеющим так или иначе рифтовую или надрифтовую природу. При таком широком понимании процессов рифтинга с ним, по некоторым оценкам, связывается от 70 до 80—95% потенциальных и установленных запасов нефти и газа (Мусатов, Межеловский, 1982). При этом преобладающая доля запасов приурочена к бассейнам пассивных окраин континентов, современных или древних (класс складчато-платформенных бассейнов).

Предложенная выше классификация, отражает систематику бассейнов, исходя из направленности их развития, соотносимого с общими закономерностями формирования осадочного слоя земной коры, однако надо иметь в виду, что не существует двух одинаковых бассейнов. Поэтому любая классификация является сравнительно условной и может отражать лишь некоторые принципиальные черты, в определеной степени их абстрагируя и формализуя. Выделенные стадии развития следует рассматривать как принципиальные, которые в конкретных условиях могут трансформироваться и расчленяться. Более дробная типизация бассейнов должна учитывать возраст фундаментов ба сейнов платформенных и подвижных поясов, так как этот показатель дает возможность определить степень подвижности данного участка земной коры, длительность существования бассейна и возможный стратиграфический диапазон нефтегазоносности.

Нетфегазоносные бассейны складчатых и орогенных областей (межгорные и переходных зон) с позиций тектоники литосферных плит связываются с процессами столкновения и поддвигания плит. При этом используются различные термины: зоны дивергенции, конвергенции, коллизии, субдукции, отражающие конкретные этапы развития указанных процессов. Различают сближение активных континентальных окраин с океанической плитой (субдукция) и континентов друг с другом (коллизия). В таких условиях ряд нефтегазоносных бассейнов приурочен к прогибам, возникающим в результате столкновения континентов в приграничных зонах. При надвигании одной плиты на другую часть ранее образовавшегося бассейна может оказаться под покровом надвинутой плиты. Подобные явления зафиксированы, например, в области Скалистых гор. Предполагается их широкое развитие во многих орогенных зонах. В целом крупные нефтегазоносные бассейны для зон конвергенции не характерны.

Накопленные к настоящему времени данные, позволяют оценить общее количество известных и возможных нефтегазоносных бассейнов земного шара примерно в 370—400. Почти в 150 из них выявлены месторождения нефти и газа. Известные в России бассейны показаны на рис. 8.11. Из анализа этого рисунка видно, что на территории России присутствует большая часть выделенных типов и классов бассейнов.

8.2. ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Как уже было сказано — нефть и газ, объединяемые понятием углеводородного раствора, есть не что иное, как тривиальный вариант сравнительно низкотемпературной дефлюидизации осадочных пород, обогащенных ОВ. Саморазвитие осадочного бассейна, испытывающего интенсивное погружение, приводит к созданию мощной системы восходящих тепловых потоков, активизирующих процессы нефтегазообразования во всем бассейне. Чем интенсивнее прогибание, тем выше уровень реализации нефтегазоматеринского потенциала, накопленного данным бассейном. Другими словами, реализация нефтегазоматеринского потенциала в осадочном бассейне напрямую зависит от условий ее прогрева. Эти условия

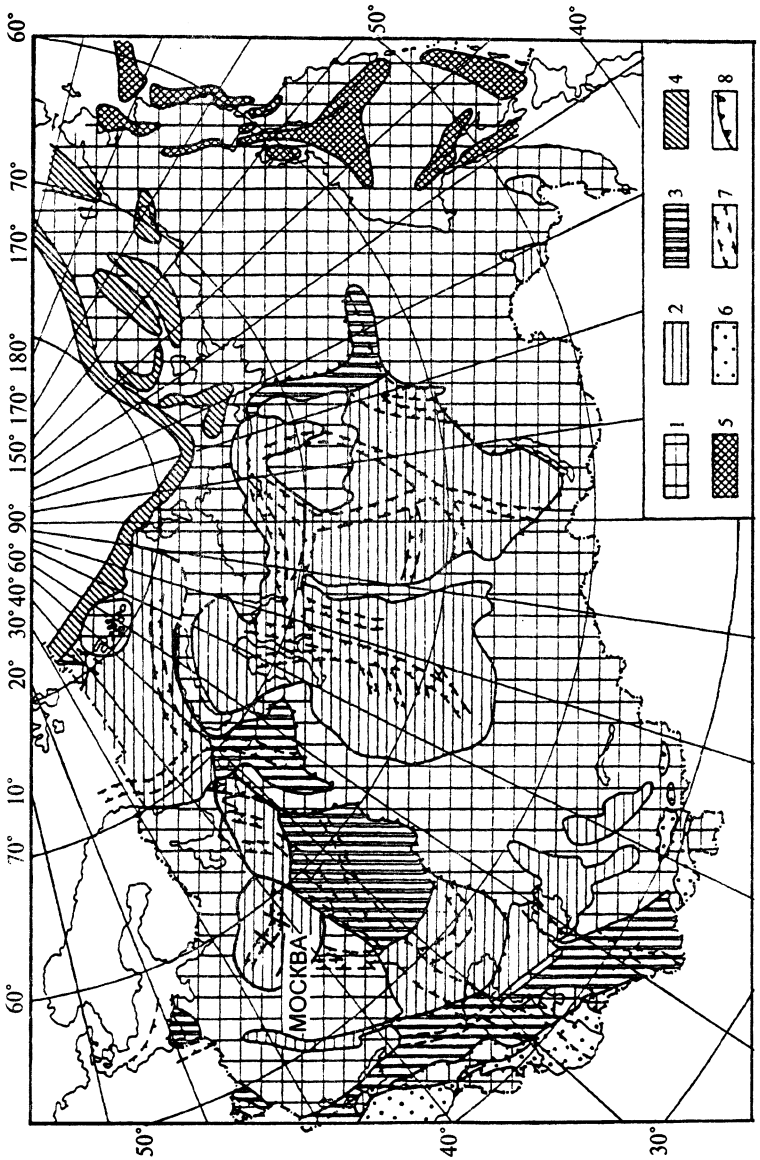


Рис. 8.11. Генетическая типизация основных нефтегазоносных бассейнов России: *1* — внебассейновые пространства; *2* — внутриплатформенные бассейны; *3* — окраинно-платформенные бассейны; *4* — периконтинентальные бассейны, бассейны подвижных поясов; *5* — островодужные и складчатые бассейны; *6* — орогенные бассейны; *7* — границы рифтов в фундаменте бассейна; *8* — надвинутая граница бассейнов

на первом этапе связаны с внешними тепловыми потоками, источником которых являются тепловые потоки, образующиеся за счет дефлюидизации мантийных диапиров, а на втором этапе основная роль принадлежит тепломассоносителям из нижних частей осадочного разреза нефтегазоносного бассейна.

Как уже отмечалось, погружение осадочных пород сопровождается возникновением зон разуплотнения. В верхней части осадочного разреза флюиды представлены водно-углеводородными компонентами, в нижней — водно-углекислыми, эвапоритовыми, рудными. Под действием возрастающей с глубиной температуры флюиды разогреваются и внутрипластовое давление аномально увеличивается. Это приводит к тому, что периодически разогретые флюиды прорываются в более высокие части осадочного разреза. Мигрирующие вверх флюиды, в свою очередь, являются мощными тепломассоносителями. Они реализуют конвекционный механизм весьма значительного дополнительного прогрева вышележащих осадочных толщ, и тем самым, ускоряя их катагенетическое преобразование. Здесь имеет место взаимодействие двух разнонаправленных вещественно-энергетических потоков. Один из них связан с погружением и катагенетическим преобразованием пород, содержащихся в них ОВ-продуктов жизнедеятельности биосферы, а другой — с подъемом конвективного теплового потока, осуществляющего тепломассоперенос из нижних частей бассейна к его поверхности (рис. 8.12).

Вместе с тем, здесь следует иметь в виду, что составной частью вертикальных флюидных потоков закономерно являются нефть и природный газ, генерируемые очагами нефтегазообразования. Очаги представляют собой погруженные части нефтегазоматеринских отложений, попавшие в зоны нефте- и газообразования, имеющие температуры 100°С и выше. Углеводородные потоки, поднимаясь по трещинам и порам вверх по разрезу, пересекают коллекторские горизонты, где температура и давление ниже соответствующих показателей очагов генерации. Это приводит к насыщению этих горизонтов нефтью и газом. Если процесс погружения бассейна достаточно длителен, то в его разрезе появляется несколько уровней расположения очагов генерации, а над ними несколько этажей размещения залежей углеводородов. Если внизу состав нефтей и газа будет приблизительно отвечать составу ОВ сопряженного с ними очага генерации, то в более высоко расположенных скоплениях нефти и газа их химический состав будет иметь смешанный характер за счет смешения углеводородов, мигрировавших из различных ниже расположенных очагов.

Из сказанного вытекает очень важное следствие, названное Б.А. Соколовым принципом встречного движения (ПВД): чем энергичнее и длительное погружение осадочного бассейна, тем

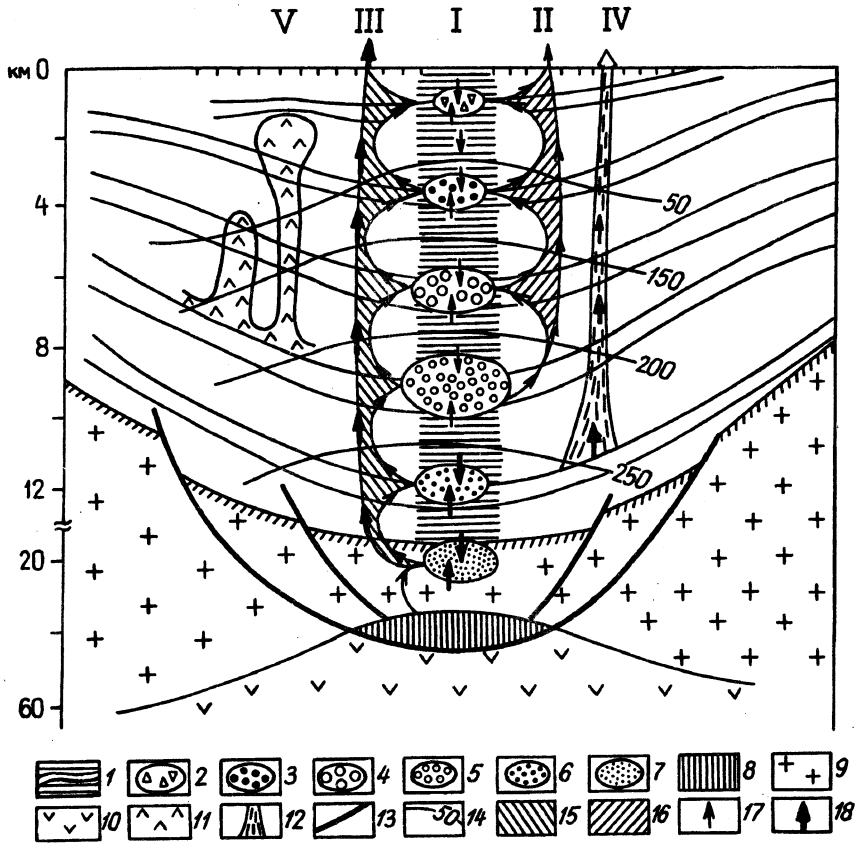


Рис 8.12. Схема взаимодействия процессов погружения, конвекционного прогрева и нефтеобразования в осадочных бассейнах: *1* — осадочный разрез в условиях погружения (*I*); *2*–*7* — флюидонасыщенные зоны разуплотнения (*2* — нефтегазовая, *3* — ГЗН, *4* — ГЗГ, *5* — термального газа, *6* — кислых газов, *7* — газорудная); *8* — астеносфера; *9* — земная кора; *10* — верхняя мантия; *11* — соляные купола (*V*); *12* — грязевые диапиры (*IV*); *13* — листрические нарушения; *14* — изотермы, °С; *15* — перемещение неуглеводородных теплоносителей (*III*); *16* — перемещение углеводородных потоков (*II*); *17* — направление движения УВ; *18* — направление движения водно-углекислых флюидов

более высокую температуру будет иметь восходящий тепловой поток и тем энергичнее будет протекать процесс нефтегазообразования. ПВД следует рассматривать как важный механизм размещения и формирования состава углеводородных залежей в осадочном бассейне с мощностью разреза более 3–5 км. Химический состав нефти и газа будет формироваться за счет смешения углеводородов разных генерационных толщ. Этот еще один важный вывод разрабатываемой флюидодинамической концепции до сих пор практически не учитывался при изучении геохимии нефти и газа и корреляции их состава с составом ОВ генерационных толщ.

Таким образом, нефтегазообразование представляет собой универсальный саморазвивающийся процесс, закономерно сопровождающий существование осадочных бассейнов. Последние являются накопителями ОВ и производителями УВ. Осадочные бассейны повсеместно распространенные на Земле, являются своеобразными заводами по производству нефти и газа. За всю историю своего существования система осадочных бассейнов произвела гигантское количество нефти и газа. Это многие триллионы тонн нефти и кубических метров газа. Развитие бассейнов происходит таким образом, что основные количества УВ задерживаются осадочными слоями с невысокими термобарическими характеристиками. А те количества, которые все-таки достигают поверхности Земли, уничтожаются бактериями.

Статистика размещения по глубине месторождений нефти и газа в бассейнах Мира однозначно свидетельствует о наличии оптимального глобального уровня в 1–3 км, на который приходится до 90% всех запасов нефти и газа. Для бассейнов России и ближайшего зарубежья на глубинах до 3 км сосредоточено 95% запасов нефти и 88% запасов газа.

Что касается глубинного положения очагов генерации, которым отвечают зоны с температурой около 100°С, то для него характерен большой разброс в интервале 2–10 км. Причем, если первая статистическая особенность имеет универсальный характер для любого типа бассейнов, то вторая — индивидуальна для каждого конкретного бассейна.

Из сказанного следует, что характер прогрева, зависящий от флюидодинамических особенностей осадочного бассейна, является важным критерием оценки их нефтегазоносности. По этому критерию бассейны можно разделить на три типа: полигенный, моногенный и криптогенный.

Полигенный (гетерогенный) тип — это бассейны с мощным восходящим потоком высоко нагретых флюидов, высокой степенью реализации углеводородного потенциала, смешанным химическим составом нефтей. Для бассейнов характерно наличие нескольких уровней распространения очагов генерации и многоэтажная газоносность. По литологии выполняющих толщ можно выделить бассейны терригенно-карбонатного, солеродного и угленосного подтипов. Кроме того, следует выделять бассейны, для развития которых характерны этапы внедрения в осадочную толщу вулканогенных и магматических образований, дефлюидизация которых вносит определенное своеобразие в процессы катагенеза отложений. Бассейны рассматриваемого типа обычно отличаются наличием крупных углеводородных скоплений, приуроченных к ловушкам различного генезиса: инверсионные валы и поднятия, соляные купола, грязевые вулканы и глиняные диапиры,

антиклинальные зоны. Нефтегазоносность многоэтажна и охватывает большой стратиграфический диапазон.

К полигенному типу относятся все бассейны-гиганты: Персидского залива, Мексиканского залива, Западно-Сибирский, Прикаспийский, Средне-Каспийский, Южно-Каспийский, Тимано-Печорский, Северного моря и др.

Второй тип — это моногенные (гомогенные) бассейны. В них источник тепловой энергии находится в фундаменте бассейна. На эту роль претендуют в первую очередь мантийные диапиры. Их дефлюидизация приводит к появлению мощных потоков тепломассоносителей. Бассейны моногенного типа тяготеют к небольшим по размерам прогибам рифтогенного генезиса. В них одна генерационная толща в нижней части разреза. Нефти залежей по своему химическому составу достаточно четко коррелируются с геохимическим типом исходного органического вещества нефтематеринских толщ. Ловушки — блоковые, приразломные, антиклинальных поднятий. Примерами могут служить рифтогенные бассейны Суэцкого залива Жанны д'Арк, Припятский и др.

Третий тип — это криптогенные, или подфундаментные бассейны. Их особенность заключается в том, что наиболее погруженная часть скрыта надвинутыми на бассейн пластинами фундамента. Очаг или очаги генерации находятся в поднадвиге на значительной глубине и его тепловая активизация происходит как за счет внутренних, так и внешних источников. Свидетельством интенсивного образования служат небольшие нефтегазовые залежи, располагающиеся в кровле аллохтонных пластин под маломощным осадочным чехлом. Их образование связано с вертикальной миграцией УВ по трещинам в породах аллохтонной пластины фундамента из подфундаментной части осадочных пород. Этот тип бассейнов известен в системе бассейнов Скалистых гор. В России он только начинает привлекать внимание исследователей. Предположительно такие бассейны криптогенного типа находятся под Непским сводом, под Тиманским и Добруджским кряжами, в пределах которых уже открыты месторождения нефти и газа, источником УВ для которых служат мощные осадочные толщи, перекрытые надвинутыми на них выступами фундамента.

ГЛАВА 9

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕФТИ И ГАЗА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Анализ размещения нефти и газа в осадочной оболочке Земли свидетельствует о том, что с одной стороны, имеет место их практическая повсеместность хоть и в малых количествах, а с другой — избирательная концентрация. Чем крупнее скопления, тем они реже встречаются.

Статистика размещения по глубине месторождений нефти и газа свидетельствует о наличии оптимальной зоны в 1—3 км, на которую приходится до 90% всех запасов углеводородов. Для бассейнов России (и бывшего СССР) на глубинах до 3 км сосредоточено 95% запасов нефти и 88% газа. В большинстве случаев нефть и газ не залегают в тех образованиях, в которых генерированы составляющие их углеводороды. Это часто не позволяет достоверно определять генетический источник УВ нефтегазовых месторождений, хотя в ряде случаев можно достаточно определенно судить о горизонтах, в которых образовались углеводороды.

С распределением очагов генерации углеводородов, их масштабностью и продуктивностью, стадийностью функционирования закономерно связано распределение ресурсов нефти и газа как по разрезу и площади в отдельных бассейнах, так и по миру в целом.

Как по разведанным запасам газа, так и по предполагаемым извлекаемым его ресурсам Россия является общепризнанным мировым лидером (более половины мировых ресурсов). По степени разведанности запасов углеводородов первое место в России принадлежит Предкавказью, далее следует Урало-Поволжье, затем Тимано-Печорский регион и Западная Сибирь.

Необходимо иметь в виду, что в Урало-Поволжье 45% начальных ресурсов уже извлечено, а доля запасов Западной Сибири значительно превышает аналогичные величины других регионов. Этот крупнейший мегабассейн будет играть главную роль в нефтедобыче страны и в начале следующего века. В структуре начальных ресурсов газа по объему разведанных запасов лидирует Западная Сибирь (37 трлн $м^3$, или 78%). Гигантские газоконденсатные месторождения открыты в Баренцевом и Карском морях. Далее следуют Прикаспий и сахалинский шельф.

Самые крупные месторождения нефти и газа приурочены к наиболее крупным бассейнам, среди которых выделяются бассейны

Персидского залива (около половины мировых запасов нефти), Западной Сибири, Оринокский, Мексиканского залива, Северного моря, Прикаспийский, Таримский в Китае, Южно-Китайского моря, Сахарский в северной Африке, бассейны Явы, Суматры и Калимантана на Индонезийском архипелаге. Не все самые крупные бассейны здесь названы, не говоря уже о многих еще даже не разведанных. Прежде всего это относится к бассейнам акваторий, особенно крупные из них предполагаются в пределах российского северного шельфа. Особую категорию месторождений УВ-сырья составляют скопления асфальтовых битумов, производных нефти в зоне гипергенеза. Они обычно приурочены к периферическим бортовым участкам осадочных бассейнов. Крупнейшие на планете скопления асфальтов находятся в Канаде (Западно-Канадский бассейн), в Венесуэле (южный борт Оринокского бассейна) и на севере Восточной Сибири на стыке двух крупнейших бассейнов — Хатангско-Вилюйского и Лено-Тунгусского.

Распределение нефти и газа по геохронологической шкале зависит от палеогеографических и тектонических условий в то или иное время в пределах какого-то конкретного элемента земной коры. В зависимости от глубины разведанности различных территорий и акваторий общая картина может изменяться. Так, в начале XX в. первое место занимали кайнозойские отложения, в конце века картина иная — разведываются более глубокие горизонты и открываются залежи в более древних горизонтах.

Выделяется несколько максимумов распределения залежей углеводородов и в фанерозое. Для нефти и газа максимумы иногда несколько смещаются, что связано как с преобладанием того или иного исходного ОВ, так и с большей подвижностью газа. В распределении максимумов нефти намечается три главных максимума: девонский в палеозое, юрско-меловой в мезозое и неогеновый в кайнозое. Главнейшим из них является юрско-меловой максимум. Небольшой пик нефтеносности наблюдается и в венде–кембрии (Сибирская платформа, Прибалтийская синеклиза) (рис. 9.1). Следует заметить, что недостаточная разведанность отдельных комплексов (в частности триаса, широко развитого в северных морях) возможно, искажает реальную картину.

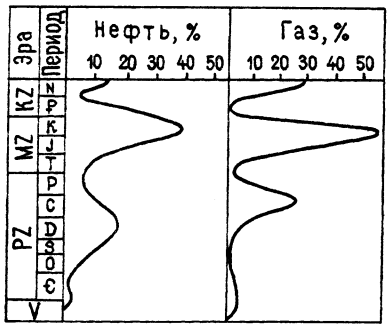


Рис. 9.1. Распределение нефтегазоносности по стратиграфическому разрезу

Главное отличие распределения залежей газа — смещение палеозойского максимума на уровень карбона и перми. Данное

явление объясняется, с одной стороны, массовым накоплением в эти периоды гумусового ОВ, а с другой — образованием мощных соленосных толщ (в альтернативных аридных условиях), служащих хорошими флюидоупорами, удерживающими газ. Остальные газовые максимумы примерно совпадают с нефтяными (см. рис. 9.1). Для газа необходимо учитывать существование его в виде газогидратов, запасы которых преимущественно в молодых отложениях, практически еще не оценены, а ресурсы могут быть огромны. Не учтены также водорастворенные газы и газы, растворенные в нефти.

Распределение углеводородов по глубинам хорошо коррелирует с геотектонической позицией бассейнов: бассейны древних и молодых платформ (интра- и перикратонные) и бассейны подвижных поясов, в том числе переходных зон к океанам. Древние платформы и некоторые прогибы молодых складчатых областей в подвижных поясах характеризуются преимущественно нефтеносностью, а молодые платформы и некоторые, более древние складчатые области — повышенной газоносностью.

На древних платформах, где основная нефтеносность связана с палеозоем, наибольшая часть нефти располагается на глубинах до 2,5 км с максимумом чаще всего в интервале 1,7–2,2 км. В бассейнах, где происходило интенсивное мезозойское погружение, максимум скопления залежей находится несколько глубже, в интервале 2–2,5 км. В России (и бывшем СССР) примерно на глубинах до 3 км сосредоточено 95% запасов нефти. В бассейнах мощного преимущественно кайнозойского погружения залежи, как на окраинах платформ, так и в подвижных поясах вскрываются на глубинах до 5–6 км и, возможно, глубже. В молодых подвижных поясах и в пододвинутых под покровы краях платформ тектоника сильно влияет на глубинность. В связи с наличием покровов устанавливается многоэтажность нефтеносности по глубине. В телах покровов нефтяные месторождения залегают на небольших глубинах (например, в карпатских скибовых зонах), а под ними на значительно большей глубине располагается другой этаж нефтеносности.

Размещение газа носит примерно такой же характер. Есть бассейны с залежами газа на очень малых глубинах в молодых отложениях, в том числе в водно-растворенном состоянии (особый случай газогидраты, которые находятся практически на поверхности). В сложноскладчатых нарушенных районах газовые скопления часто разрушены. В бассейнах, наложенных на молодые складчатые структуры и в пределах молодых платформ, крупные скопления газа располагаются в интервале от 1 до 2 км. На окраинах платформ под эвапоритовыми комплексами газ залегает на

значительных глубинах (до 5–6 км). Но это еще не предел. Учитывая глубинные зоны генерации газа, следует рассчитывать на залежи газа на глубинах больше 6–7 км.

Основой закономерностей латерального распределения нефти и газа на Земле являются пояса и узлы нефтегазонакопления. Основные узлы были намечены И.О. Бродом: район Южного Каспия и Персидского залива, а на противоположной стороне земного шара — Мексиканский залив. Количество их можно расширить за счет Западной Сибири, юго-восточной Азии и др. В.Е. Хаин и Б.А. Соколов обосновали представление о поясах нефтегазоносности, которые обрамляют и пересекают материки (рис. 9.2). Главным центром нефтенакопления является Персидский залив и примыкающие к нему территории Саудовской Аравии, Ирака, Ирана, Кувейта, Катара, Арабских Эмиратов. Бассейн Персидского залива длительное время развивался унаследованно, что привело к накоплению отложений громадной мощности. Нефтегазоносность известна во всех эратемах, наиболее крупные скопления связаны с мезозоем. Общие разведанные (и в основном извлеченные) запасы превышают 70 млрд т. В Саудовской Аравии находится самое крупное месторождение нефти Гхавар с доказанными запасами более 10 млрд т. Известны и другие супергигантские месторождения, такие как Большой Бурган, Румейла и др.

Мировым центром максимальной газоносности является Баренцево-Западносибирский регион, где выделяется несколько депоцентров прогибания. Наибольшие мощности отложений накопились в перми и мезозое, высокий темп погружения и существенно гумусовый состав исходного ОВ определили подавляющую генерацию газа в районах Баренцевого и Карского морей. В Западно-Сибирском бассейне располагаются газовые и газоконденсатные супергиганты, прежде всего Уренгойское месторождение с запасами около 10 трлн $м^3$, Бованенковское — 6 трлн $м^3$, в Карском море — Ленинградское и Русановское месторождения с запасами около 4 трлн $м^3$ каждое; в Баренцевом море — Штокмановское — около 3 трлн $м^3$ газа. Основные залежи не севере Зап. Сибири и в Карском море приурочены к верхнемеловым песчаным отложениям, в Баренцевом море на сегодня — к юрским. При этом важно учесть, что наибольшая по мощности часть разреза еще не вскрыта.

В Западном полушарии гигантским супербассейном является Мексиканский. В его пределах расположены крупнейшие преимущественно нефтяные месторождения США и Мексики (Ист-Тексас, группа месторождений Кантарелл, месторождения Золотого пояса и др. Нефтеносны и газоносны в основном мезозойские отложения (мел и юра).



Рис. 9.2. Схематическая карта распределения основных типов бассейнов и групп бассейнов мира. Типы бассейнов: *1* — платформенные; *2* — подвижных поясов; *3* — переходных зон

Выделенные пояса нефтегазонакопления протягиваются вдоль крупных глобальных тектонических структур, в ряде случаев они подчинены континентальным окраинам и зонам перехода от континента к океанам. Часто пояса объединяют однотипные по строению и нефтегазоносности бассейны. В качестве наиболее известных поясов следует назвать Средиземноморско-Гималайский, Западно-Африканский, Северо-Африканский, Восточно-Южно-Американский, Западно- и Восточно-Тихоокеанские, в которых выделяются такие субподчиненные пояса, как пояс Скалистых гор, Прибрежно-Калифорнийский, Антильско-Венесуэльский, Андийский. В юго-восточной части азиатской окраины выделяются Восточно-Китайский и Индонезийский пояса. Вдоль побережья Северной Австралии протягивается соответствующий пояс. В районе Восточной Индонезии и юга Филиппин, между островами Сулавеси и Новая Гвинея располагается зона тройного сочленения трех поясов: Западно-Тихоокеанского, Индонезийского и Северо-Австралийского. Такие же зоны сочленения и пересечения известны и в других местах. На востоке Русской плиты в районе Северного и Среднего Каспия находится узел пересечения структур северной части Средиземноморского и Предуральского поясов. Последний протягивается от Тимано-Печорского до Прикаспийского бассейна и повсеместно является нефтегазоносным. Не случайно располагающийся в этом месте Прикаспийский бассейн представляет одну из крупнейших на планете впадин с гигантскими запасами углеводородов. Распределение запасов и добычи нефти и газа по континентам и странам дано в табл. 9.1. В таблице опущены страны, не обладающие существенными ресурсами и добычей.

Рассматривая перспективы развития нефтегазовой базы наступающего века, нельзя не упомянуть пояса, протягивающиеся вдоль побережья и на шельфах арктических морей: Евроазиатский и Североамериканский. Известные и предполагаемые здесь бассейны по всем признакам таят гигантские сокровища углеводородов. Бассейн Арктического склона на Аляске заключает в себе очень крупное месторождение Прадхо-бей.

Расположенные к западу и востоку бассейны по всем признакам должны быть не беднее. На арктическом континентальном шельфе России можно предполагать наличие огромных ресурсов углеводородов не только под дном Баренцева и Карского морей, но также и в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском, а в Западно-Тихоокеанском поясе также в Беринговом и Охотском. Нет сомнения, что под водами океанов вдоль континентального склона протягиваются цепочки осадочных бассейнов, составляющие пояса. Так же как и в случае арктических шельфовых

Таблица 9.1

Распределение запасов и добычи газа по странам и континентам (по данным журнала «Oil and Gas Journal» по состоянию на 20.12.99)

Страны	Запасы нефти, млн т	Добыча нефти, млн т	Запасы газа, млрд м^3
1	2	3	4
Азиатско-Тихоокеанский регион			
Австралия	396,6	23,685	1264,5
Бангладеш	7,8	0,145	300,7
Бруней	184,9	7,56	380,9
Китай	3287,7	160,095	1368,3
Индия	662,7	33,03	648,3
Индонезия	682,1	64,415	2047,3
Малайзия	543,2	36,335	2314,4
Пакистан	28,5	2,615	611,9
Филиппины	39,6	0,04	79,3
Таиланд	40,6	3,75	345,9
Вьетнам	82,1	9,5	192,6
Всего	5955,8	341,17	9554,1
Западная Европа			
Дания	146,4	14,64	96,0
Франция	14,7	2,745	14,4
Германия	48,9	2,745	339,6
Италия	85,2	5,035	228,7
Нидерланды	14,6	2,925	1771,7
Норвегия	1477,7	148,425	1173,5
Испания	1,9	0,315	1,7
Турция	40,9	3,4	8,9
Великобритания	705,9	136,77	755,3
Всего	2536,2	317	4389,8
Восточная Европа и страны, входившие в СССР			
Азербайджан	161,4	12,75	124,6
Белоруссия	27,1	1,8	2,8
Болгария	2,1	0,05	5,9
Хорватия	12,6	1,235	35,0
Венгрия	15,0	1,21	81,3
Казахстан	742,0	26,4	1841,4
Литва	1,6	0,15	0,0
Польша	15,7	0,22	145,0
Румыния	195,4	6,245	373,9
Россия	6653,8	295,15	48158,6
Туркменистан	74,8	6,35	2861,2
Украина	54,1	2,45	1121,8

Продолжение таблицы 9.1

1	2	3	4
Узбекистан	81,4	8,4	1875,4
Всего	7955,6	354,01	54751,5
Средний Восток			
Абу Даби	12630,1	84,45	5555,2
Бахрейн	20,3	5,09	109,8
Дубай	547,9	15,025	116,1
Иран	12287,7	173,085	23011,3
Ирак	15411	132,665	3110,5
Кувейт	13219,2	39,5	1478,8
Нейтральная зона	684,9	25,0	28,3
Оман	717,5	44,75	805,0
Катар	506,8	31,625	8498,6
Саудовская Аравия	35753,4	372,48	5779,0
Шаржа	205,5	3,5	303,1
Сирия	342,5	26,835	240,8
Йемен	547,9	20,29	478,8
Всего	92374,7	551,19	42713,6
Африка			
Алжир	1260,3	38,29	4524,1
Ангола	741,4	38,09	45,9
Камерун	206,3	6,25	110,5
Конго (бывший Заир)	25,6	1,225	1,0
Конго (республика)	206,3	12,0	90,7
Египет	403,8	42,54	996,6
Эваториальная Гвинея	1,6	4,25	36,8
Габон	342,3	16,96	34,0
Ливия	4041,1	66,585	1314,4
Судан	35,9	0,6	85,0
Тунис	42,1	4,16	77,9
Всего	7306,7	230,95	7316,9
Северная Америка			
Канада	675,5	93,13	1809,5
Мексика	3890,3	146,57	851,7
США	2881,4	298,785	4647,1
Всего	7447,1	538,485	7308,3
Южная и Центральная Америка			
Аргентина	377,2	40,335	686,9
Боливия	18,1	1,4	122,9
Бразилия	1007,9	54,42	226,0
Чили	289,7	0,45	98,0
Колумбия	353,0	41,25	196,5

Продолжение таблицы 9.1

1	2	3	4
Куба	38,8	1,35	18,0
Эквадор	289,7	18,575	104,0
Гватемала	72,1	1,21	3,1
Перу	48,6	5,155	255,0
Суринам	10,1	0,59	0,0
Тринидад и Тобаго	82,9	6,22	560,1
Венесуэла	9945,2	139,125	4036,8
Всего	12264,6	310,175	6307,5
Всего мир	139183,7	3227,595	14584,9

Примечание. По мнению авторов, запасы России сильно занижены.

бассейнов к освоению глубоководных бассейнов едва лишь приступили. Прежде всего можно назвать Бразилию, где пробурены уникальные скважины, из которых ведется добыча при глубине океана 1700 м и более.

В заключение отметим, что в данной главе не ставилась задача дать хотя бы краткую характеристику каждого из нефтегазоносных поясов и оценку их ресурсов. Это тема другого учебника. Авторы надеются, что изложенные ими принципы позволят будущим исследователям наиболее обоснованно подойти к оценке ресурсов углеводородов в каждом случае и наиболее полному их использованию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современные экономисты и политики, рассматривая перспективы развития человечества начиная с XXI в., не всегда, к сожалению, оценивают реальные нефтегазовые ресурсы Земли. Часто речь идет о невосполнимых запасах, которые должны закончиться в ближайшие десятилетия. К счастью, дело обстоит не так. Авторы настоящей книги старались показать, что нефтегазоносные ресурсы нашей планеты и их восполнение являются неразрывной частью ее развития. Они тесно связаны со всеми процессами в земной коре и формируются и переформировываются в соответствии с ее эволюцией. Генерация и дальнейшая судьба углеводородов являются одной из ветвей круговорота углерода и его соединений с водородом в природе, и пока планета представляет собой «живое» тело, эти процессы не прекратятся. Другой стороной этой глобальной проблемы является участие человечества в этих планетарных явлениях. Только понимая суть явлений, можно в них вписаться и грамотно использовать. Авторы сделали попытку раскрыть объективную сущность некоторых явлений нефтегазогенерации, показать взаимосвязь всех основных процессов, охватывающих био-, гидро- и литосферу. В книге геология и геохимия нефти и газа рассматривается как фундаментальная проблема естествознания, стоящая на стыке различных наук и даже определенным образом организующая эти науки. Основные выводы необходимо учитывать специалистам в разных областях, и не только естественного профиля, а также представителям гуманитарных направлений — экономистам, историкам, юристам. Составление долговременных программ, межгосударственных соглашений должно учитывать основные принципы естественного развития крупных территорий (осадочных бассейнов) и историю углеводородов в них. В чисто прагматических целях решение проблемы геологии и геохимии нефти и газа будет способствовать более рациональному комплексному использованию этих полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

Барашков Г.Г. Сравнительная геохимия водорослей. М.: Пищевая промышленность, 1975. 335 с.

Белецкая С.А. Первичная миграция нефти. М.: Недра, 1990. 288 с.

Брод И.О., Еременко Н.А. Основы геологии нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1957. 480 с.

Брод И.О. Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. М.: Недра, 1964. 57 с.

Бурлин Ю.К. Природные резервуары нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 1976. 136 с.

Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карнюшина Е.Е. Литология нефтегазоносных толщ. М.: Недра, 1991. 287 с.

Вассоевич Н.Б. Геохимия органического вещества и происхождение нефти: М.: Наука, 1986. 368 с.

Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. М.: Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967. № 1. С. 137–142.

Высоцкий И.В., Высоцкий В.И. Формирование нефтяных, газовых и конденсатногазовых месторождений. М.: Недра, 1986. 226 с.

Газовые и конденсатногазовые месторождения / Под ред. И.П. - Жабрева. М.: Недра, 1983. 375 с.

Геология и геохимия нефти и газа / Э.А. Бакиров, М.В. Бордовская, В.И. Ермолкин и др. М.: Недра, 1993. 288 с.

Губкин И.М. Учение о нефти. М.: Наука, 1975. 384 с.

Еременко Н.А., Чилингар Г. Геохимия нефти и газа на рубеже веков. М.: Наука, 1996. 227 с.

Кравцов А.И. Основы геологии горючих ископаемых. 2-е изд. М.: Высшая школа, 1982. 624 с.

Леворосен А.И. Геология нефти и газа. М.: Мир, 1976. 486 с.

Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Недра, 1982. 143 с.

Моделирование нефтеобразования / Под ред. С.Г. Неручева, О.К. Баженовой, Н.В. Марасановой, М.: Наука, 1992. 213 с.

Неручев С.Г., Рогозина Е.А., Парпарова Г.М. и др. Нефтегазообразование в отложениях доманикового типа / Под ред. С.Г. Неручева. М.: Недра, 1986. 247 с.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л., Недра, 1982. 207 с.

Нефтегазоносные провинции СССР / Под ред. Г.Х. Дикенштейна, В.В. Семеновича, С.П. Максимова. М.: Недра, 1983. 271 с.

Оленин В.Б. Нефтегеологическое районирование по генетическому признаку. М.: Недра, 1977. 218 с.

Основы геологии горючих ископаемых / В.В. Семенович, И.В. Высоцкий, Ю.И. Корчагина и др. М.: Недра, 1987. 397 с.

Петров А.А. Углеводороды нефти. М.: Наука, 1984. 262 с.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Недра, 1977. 256 с.

Справочник по геологии нефти и газа / Под ред. Н.А. Еременко. М.: Недра. 1984. 480 с.

Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980. 243 с.

Теоретическое основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа / Под ред. А.А. Бакирова. М.: Мир, 1987. 384 с.

Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти и газа. М.: Мир, 1981. 501 с.

Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 309 с.

Успенский В.А. Радченко О.А., Глебовская Е.А. и др. Основы генетической классификации битумов. Л.: Недра, 1964. 266 с.

Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа / Под ред. Н.Б. Вассоевича, А.Я. Архипова. М.: Мир, 1982. 703 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие ... 3
Введение ... 5
Глава 1. **Характеристика природных углеводородных систем** ... 8
1.1. Нефть и газ — горючие полезные ископаемые ... 8
1.2. Нефть, состав и свойства ... 13
1.3. Газовые углеводородные системы ... 42
1.4. Продукты природного преобразования нефтей ... 58
Глава 2. **Органическое вещество — источник углеводородных флюидов** ... 70
2.1. Органическое вещество осадочных пород ... 70
2.2. Нефтематеринский потенциал органического вещества ... 92
Глава 3. **Эволюция органического вещества в литогенезе** ... 99
3.1. Исходный материал органического вещества осадочных пород ... 99
3.2. Условия накопления органического вещества и его преобразование в диагенезе ... 117
3.3. Трансформация органического вещества в катагенезе ... 141
Глава 4. **Нефтегазоматеринские свиты и концепции нефтегазообразования** ... 163
4.1. Нефтегазоматеринские свиты ... 163
4.2. От потенциала органического вещества к потенциалу нефтегазоносного бассейна ... 173
4.3. Современные концепции нефтегазообразования ... 179
Глава 5. **Миграция углеводородов нефти и газа** ... 198
5.1. Первичная миграция ... 198
5.2. Вторичная миграция ... 211
Глава 6. **Нефтегазоносные комплексы и природные резервуары нефти и газа** ... 218
6.1. Природные резервуары ... 220
6.2. Коллекторы нефти и газа ... 234
6.3. Свойства коллекторов нефти и газа ... 238
6.4. Вторичные преобразования пород-коллекторов ... 247
6.5. Классификация коллекторов ... 256
6.6. Основные сведения о породах-флюидоупорах ... 271
Глава 7. **Условия аккумуляции углеводородов** ... 278
7.1. Залежи нефти и газа ... 278
7.2. Месторождения нефти и газа, зоны нефтегазонакопления ... 299
7.3. Формирование месторождений нефти и газа ... 323
Глава 8. **Нефтегазоносный бассейн — основной элемент нефтегеологического районирования** ... 338
8.1. Нефтегазоносные бассейны и их эволюция ... 338
8.2. Флюидодинамический режим осадочных бассейнов ... 365
Глава 9. **Распределение нефти и газа в земной коре** ... 371
Заключение ... 380
Литература ... 381

Учебное издание

Баженова Ольга Константиновна,
Бурлин Юрий Константинович,
Соколов Борис Александрович,
Хаин Виктор Ефимович

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Зав редакцией *И.И. Щехура*
Редактор *Г.С. Савельева*
Художественный редактор *Ю.В. Белова*
Технический редактор *Н.И. Смирнова*
Корректор *Н.В. Иванова*

Изд. лиц. № 040414 от 18.04.97

Сдано в набор 25.02.2000. Подписано в печать 13.06.2000.
Формат 60×90/16. Бумага офс. № 1. Гарнитура Ньютон.
Офсетная печать. Усл. печ. л. 24,0. Уч.-изд. л. 24,45.
Тираж 1000 экз. Заказ № 446. Изд. № 6976.

50р

Ордена "Знак Почета" Издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.
Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО "Типография ИПО профсоюзов Профиздат", 109044, Москва, Крутицкий вал, 18.

Замеченные опечатки

Стр.	*Строка*	*Читать*	*Напечатано*
22	12 снизу	тетрациклы	тетроциклы
22	23 снизу	100-150 °С	300-350 °С
33	7 сверху	изопреноидного и нормального строения.	изопреноидного строения.
33	13 сверху	с н-алкильными	с н-алкальными
33	1 снизу	гексадекан	гексодекан
75	Табл. 2.1.	убрать нижюю горизонтальную линию в двух последних столбцах	
76	19 снизу	хадумиты (хадумский горизонт)	ходумиты (ходумский оризонт)
92	3 снизу	генерированных породой	генерированного породой
100	Табл. 3.3	лигнин – болсс 30	лигнин – менсс 30
101	11 снизу	триглицериды	триглециридьі
101	10 снизу	каротиноиды	каратиноиды
101	3 снизу	отношении к сложным эфирам.	отношенин к эфирам.
105	17 снизу	рацемическими	рецимическими
110	1 сверху	являются	является
110	14 снизу	известковый	глобигериновый
114	12 снизу	планктоногенной	планктогенное
143	23 сверху	соляной	соляный
146	16 сверху	Alteration	Alteraration
155	14 сверху	диапазон	днапозон
165	7 сверху	генерироваться	генерировать
165	18 сверху	протокатагенеза	протокатагенца
168	15 сверху	галоид	галоидов
168	8 снизу	породы, ОВ	, породы ОВ
168	8 снизу	значимым	значимыми
168	8 снизу	агрессивным	агрессивными
184	20 сверху	расхода продуктов, образовавшихся	расхода образовавшихся
184	24 сверху	УВ, - 70%	УВ – 70%
186	18 снизу	бедными	бедные
187	13 сверху	в вышележащие толщи	в вышележащих толщах
190	17 снизу	него	нее
198	21 сверху	газ, и способны	газ способны
208	7 снизу	Северного Кавказа	горы Северного Кавказа
210	13 снизу	на верхней (дренажной) и нижней	на верхней (дренажной) нижней
232	16 снизу	может	не может
279	21 снизу	«изопахиту»	изопахиту
280	10 снизу	Леворсену	Леврсену
301	Табл. 7.2.	млрд $м^3$	ьлрд. т
324	13 снизу	залегаающий	замещающий
328	11 сверху	протягивающихся	растигивающихся
360	6 сверху	срединных	средних
360	2 снизу	убрать	К океану
364	3 сверху	убрать	Сент-Элиас
373	3 снизу	структуры, в пределах молодых	структуры и в пределах молодых
378	17 сверху	92874,7	56025,4