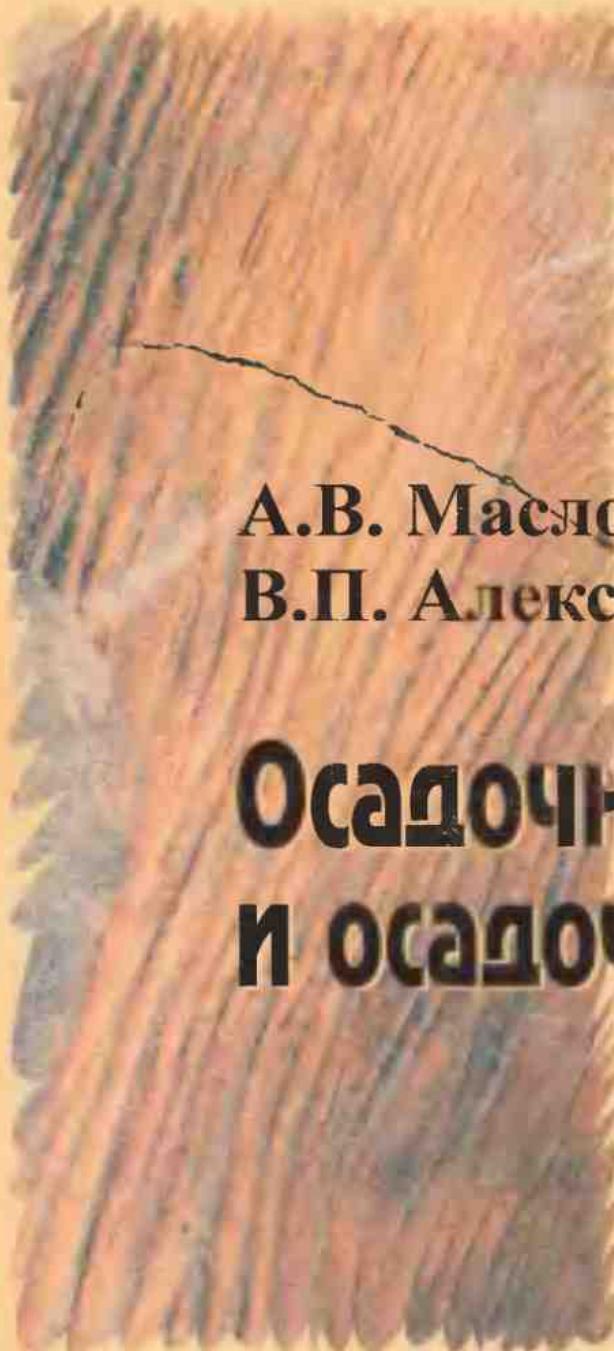


Уральская государственная
горно-геологическая академия



А.В. Маслов
В.П. Алексеев

Осадочные формации и осадочные бассейны

Екатеринбург
2003

Уральская государственная
горно-геологическая академия

А.В. МАСЛОВ
В.П. АЛЕКСЕЕВ

**ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ
И ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ**

Учебное пособие



Екатеринбург
2003

УДК 552.5:551

М31

Маслов А.В., Алексеев В.П. **Осадочные формации и осадочные бассейны: Учебное пособие.** – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 203 с.

В пособии рассмотрен комплекс вопросов, охватывающих изучение осадочных толщ – от уровня слоевых ассоциаций до их положения в крупных геодинамических структурах. На конкретных примерах показаны основные приемы формационного анализа осадочных бассейнов для решения различных вопросов стратиграфии, тектоники, геодинамики, палеогеографии, а также изучения закономерностей размещения различных полезных ископаемых. Большое внимание уделено характеристике различных типов современных и древних седиментационных бассейнов и процессам формирования слагающих их осадочных толщ – эффективному инструменту анализа геологической истории осадочной оболочки Земли.

In the book it is considered a number of questions enveloping the investigation of the sedimentary sequences – from the level of bed associations up to their position in huge geodynamic structures. By concrete examples are shown the main ways of formation analysis of sedimentary basins for the resolving of different problems of tectonics, geodynamics, paleogeography as well as the study of regularities of different mineral resources location. A great attention is paid to the characteristic of different types of modern and ancient sedimentary basins and processes of sedimentary sequence formation composing them – effective instrument of the analysis of geological history of the Earth sedimentary shell.

For students of geological specialities of Higher educational establishments, post graduate students, auditory of different forms of skill improvement in the field of sedimentary geology.

Для студентов геологических специальностей вузов, аспирантов, слушателей различных форм повышения квалификации в области геологии осадочных толщ.

Табл. 20, рис. 152, библ. 90 наим.

Рецензенты: доктор геол.-мин. наук Г.А. Мизснс,
кафедра минералогии, петрографии и геохимии УГГГА

Печатается по решению Редакционно-издательского совета УГГГА

© Маслов А.В.,
Алексеев В.П., 2003 г.

ВВЕДЕНИЕ

В качестве пролога к предлагаемому учебному пособию приведем цитату из блестящей статьи Л.В. Пустовалова, напечатанной 40 лет назад и, к сожалению, до настоящего времени не потерявшей актуальности: “Совершенно недостаточное внимание, явно не соответствующее задачам практики, уделяется осадочным образованиям не только в научных геологических учреждениях, но и в высших учебных заведениях при подготовке молодых специалистов. Абсолютно нетерпимо, когда и в научной работе, и в преподавании геологических дисциплин в вузах к осадочным породам и осадочным месторождениям полезных ископаемых, обеспечивающим страну важнейшими видами минерального сырья, в силу вредной традиции проявляется пренебрежительное отношение. Это приводит к тому, что даже среди весьма квалифицированных геологов еще до сих пор достаточно широко распространены явно нелепые и грубо ошибочные представления об осадочных образованиях” (Пустовалов, 1964).

Хотя осадочным породам и уделяется внимание во многих курсах по геологическим дисциплинам, но в большинстве случаев оно явно недостаточно. Иначе как можно определить тот факт, что, например, в любом учебнике и курсе лекций по полезным ископаемым осадочным отводится не более 10–15 %, в то же время как самая минимальная оценка стоимости извлекаемого из них минерального сырья составляет 80 %, а фактически достигает 90–95 %. Создается парадоксальная ситуация, когда, например, при изучении промышленных типов месторождений полезных ископаемых одинаковый (а зачастую и больший) объем часов отводится редким металлам, нежели горючим ископаемым, либо строительным материалам. Примеры такого рода можно продолжать едва ли не до бесконечности.

Государственным образовательным стандартом (ГОС) Российской Федерации, утвержденным в 2000 г., предусмотрено изучение курса “Литология”, но в объеме лишь 80 часов, что составляет 3,6 % учебного времени, отведенного для изучения специальных дисциплин и 1 % общего бюджета времени теоретической подготовки специалистов по направлению 650100 “Прикладная геология” (специальность 080100 “Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых”). Подразумевается, что некоторое представление об осадочных породах (формациях) в целом студент получит при изучении курса “Формационный анализ”. Однако при его объеме 60 часов, а также необходимости изложить сведения как об осадочных, так и магматических, метаморфических и прочих формациях, реальность получения достаточных знаний о строении осадочных последовательностей и основных закономерностях их формирования сводится к минимуму. И уже совсем не приходится говорить о какой-либо подготовке в области изучения осадочных толщ для студентов–геофизиков и гидрогеологов, хотя специалисты данного профиля в абсолютном большинстве имеют дело именно с этими образованиями.

Единственным выходом из подобной ситуации является, на наш взгляд, введение в учебные планы специальных дисциплин, посвященных именно геологии осадочных толщ, за счет региональной составляющей и дисциплин специализаций. Именно по такому пути пошла УГГГА, введя в цикл общепрофессиональных дисциплин курс “Осадочно-породные бассейны” с объемом общей нагрузки 100 часов. Названная дисциплина продолжает курс “Формационный анализ” и предусматривает углубленное изучение осадочных толщ (формаций), характеризующихся существенной спецификой методов их исследования и требующих специальных навыков для расшифровки условий формирования, локализации и т. д.

При составлении данного пособия авторы столкнулись со значительными трудностями. С одной стороны, по осадочным толщам (формациям) имеется огромное количество специальной литературы. При этом даже по отдельным типам толщ (например, угленосным, соленосным и другими формациям) перечень только фундаментальных изданий занял бы несколько страниц. С другой – “космополитная” природа осадочных образований, формировавшихся в тончайшей осадочной “пленке”, покрывающей поверхность Земли, не приемлет, на наш взгляд, частой смены фундаментальных взглядов (что присуще, например, геотектонике), это опять-таки

приводит к необходимости исследований со своей существенной спецификой. Наконец, с третьей – учебников и учебных пособий по данному направлению весьма мало. Хотя вопросы, связанные с выделением и изучением осадочных формаций, в том или ином виде и рассматривались в большинстве учебных пособий по литологии (Л.Б. Рухин, Н.В. Логвиненко и др.), лишь в последние годы появились специальные учебные издания по информационному анализу в целом (Цейслер, 2002) и осадочным формациям – в частности (Вылцан, 2000). Учебной же литературы по осадочным бассейнам в настоящее время просто нет.

Все перечисленное и послужило основанием для написания данного учебного пособия, ориентированного, прежде всего, на желающих основательно и глубоко познакомиться с рассматриваемыми вопросами. Составлению пособия способствовало многолетнее общение авторов, всю свою профессиональную деятельность связавших с изучением осадочных толщ, с такими корифеями отечественной литологии и формациологии, как И.А. Вылцан, Б.М. Михайлов, С.И. Романовский, П.П. Тимофеев, В.Т. Фролов, И.В. Хворова, В.Н. Холодов, В.М. Цейслер, В.Н. Шванов, О.В. Япаскурт, а также многими другими специалистами. При подготовке настоящей работы использован ряд фундаментальных монографий, в частности двухтомник “Обстановки осадконакопления и фации” под редакцией Х.Г. Рединга (1990). Материалы в части II подобраны таким образом, чтобы студенты могли получить не только представления о различных в геодинамическом отношении моделях современных и древних бассейнов осадконакопления, но и их возможных аналогах в Уральском складчатом поясе и прилежащих регионах (Западная Сибирь, Прикаспий, Волго-Уральская область и др.). Основная, вторая, часть пособия “Осадочные бассейны” и “Заключение” написаны А.В. Масловым, а предваряющая ее первая часть “Осадочные формации”, являющаяся развернутым продолжением курса “Формационный анализ”, и Введение – В.П. Алексеевым. Обоим авторам принадлежат идея, постановка и окончательная обработка текста.

Часть I. ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Глава 1. Формационный анализ

Учение о формациях в настоящее время является самостоятельным направлением в спектре наук геологического цикла. В то же время единства в понимании сущности и методов формационных методов не существует. Это особенно остро ощущается при попытке охвата с единых позиций всех геологических тел, описываемых в «формационном контексте».

1.1. Место и роль формаций в иерархии геологических тел

Учение о формациях получило мощный импульс в своем теоретическом обосновании при «пересечении» с системным анализом. При этом под *системой* (*systema* (греч.) – целое, составленное из частей) следует понимать «...сложный предмет, у которого выявлены эмерджентные свойства. Любой предмет исследования можно считать системой, если нам удалось, во-первых, выявить его компоненты..., во-вторых, определить такие их взаимоотношения, благодаря которым они образовали данный, а не какой-либо другой, предмет, т. е. найти свойства композиции, и, в-третьих, открыть специфические системные (эмерджентные) свойства предмета. Системный анализ как раз для выявления эмерджентных свойств и создан» (Шарапов, 1976).

Эмерджентность же (*emergo* (лат.) – появляюсь, возникаю) представляет свойство целого, не сводимое к сумме свойств элементов. Противоположным, по сути, является аддитивное свойство (*additivus* (лат.) – прибавляемый), полностью определяемое свойствами элементов системы как частей целого.

Одним из важнейших достижений при применении системного подхода в геологии явился «естественный», или объективный, подход к иерархии геологических тел. Ключевым понятием здесь является *ранг* естественной иерархии природных систем. Он представляет совокупность некоторого (пусть большого, но в принципе конечного) числа элементарных ячеек или «кирпичиков» одного порядка, в целом образующих систему со своим эмерджентным свойством (см. выше). Последним подчеркивается, что переход от ранга к рангу осуществляется не просто суммированием ячеек, а тем более – систем более низкого ранга, а знаменует собой более высокоуровненную общность объектов. В целом выделение рангов и уровней организации природных объектов к настоящему времени имеет достаточно общепринятый вид. Один из вариантов представлений изображен на рис. 1.1.

Наиболее принято (как это и следует из рис. 1.1) понимать под формациями *парагенезы* горных пород. Так, для осадочных формаций наиболее характерно их группирование в определенные комплексы – литоциклы (цикличты). В целом же под «парагенезом» прежде всего понимается не сопроисхождение, а *сонахождение* пород (Н.П. Херасков, Н.С. Шатский и др.). Тем самым в крайнем варианте парагенетический подход противопоставляется генетическому. Более того, нередко его считают «агенетичным», что в принципе неверно, и на что многократно обращалось внимание.

В широком смысле (*s. lato*) следует уверенно говорить о формациях как об «устойчивых во времени и в пространстве закономерных ассоциациях горных пород, связанных единством вещественного состава и строения, обусловленным общностью их происхождения или сонахождения» [5]. Необходимое и достаточное основание для выделения и изучения формаций окончательно осознано по мере получения достоверных сведений об их *конвергентности*¹, прежде всего – тектонической.

¹ Конвергентность (лат. *convergentio* – схождение) – совпадение или большое сходство главных признаков – состава, строения, геологического положения ряда месторождений, дающее основание относить их к одной классификационной группе, несмотря на различные условия их образования (Геологический словарь, 1973); или (в биологии): сходство в строении тела или функциях у относительно далеких в историческом отношении организмов



Рис. 1.1. Иерархия геологического уровня организации (Геологические тела, 1986).

Круг – объекты, тела; квадрат – элементарные ячейки (квазитела)

В.Н. Швановым особенно ярко сформулировано положение, впервые выдвинутое В.И. Драгуновым, а впоследствии развитое В.А. Голубовским и др. Оно сводится к тому, что учение о формаци-

ях по сути представляет собой, собственно, две научные дисциплины самостоятельного содержания [6]. Первая из них – формациология – изучает формации как геологические тела со своим составом, строением, полезными ископаемыми и другими особенностями. Собственно, это и есть учение о формациях как таковое (см. рис. 1.1). Вторую же – формационную геологию – отличает рассмотрение места формаций в различных геологических структурах, их латеральных и возрастных соотношений, изучение ансамблей формаций в историко-геологическом аспекте. Естественно, что эти направления нужно различать. С учетом изложенного следует согласиться, что в настоящее время большая часть обобщающих работ относится именно к формационной геологии. Собственно же формациологии, как ни парадоксально это выглядит, мало кто занимался (исключая угольную геологию).

1.2. История изучения формаций и основные направления формационного анализа

История и развитие формационных идей рассмотрены в ряде обобщающих работ. Наиболее удачно, в том числе в сжатой, табличной форме, она изображена В.Н. Швановым [6]. Такой подход использован и нами (табл. 1.1). Как видно из приводимых сведений, намечается (с достаточной условностью) несколько этапов в становлении и развитии представлений о геологических формациях.

Первый этап (с середины XVIII до середины XIX вв.) отвечает появлению термина «геологическая формация» и его первоначальному осмыслению. По-видимому, основателем науки о формациях следует считать профессора горной академии во Фрайберге (Германия) Абраама Готлоба Вернера, а датой рождения этой науки – 1777 год, когда была завершена и получила известность главная работа А. Вернера «Краткая классификация и описание различных типов горных пород», изданная объемом 28 страниц десять лет спустя. Как и всякое большое явление, рождающееся не на пустом месте, идеи А. Вернера имели предшественников, к которым можно отнести Н. Стенона и др. (см. табл. 1.1), а в России – М.В. Ломоносова [6]. Однако именно А. Вернером впервые использован термин *Formatio* (лат. образование, начертание, вид). Им выделено восемь формаций: сланцев, известняков, траппов, углеродных пород, порфиров, талька, гипсов, топазов – шерловых пород. При этом формации могут состоять из одного и многих типов пород (предтеча структурно-вещественного направления), располагаться на разных геологических уровнях (тектоно-стадиальное направление) и видоизменяться во времени (основание стратиграфического направления). Таким образом, уже вернеровское исходное множественное понимание формации не могло не породить последующей множественности подходов к определению, выделению и пониманию формационных единиц, так же как и к содержанию самой науки об этих единицах [6].

Таблица 1.1

Исторические этапы и направления развития учения о формациях

Этапы	Направления				Целевое; минерагеническое
	Генетическое (фациальное)	Парагенетическое (структурно-вещественное)	Тектоническое (тектоно-стадиальное)	Стратиграфическое	
Современное состояние	П.П. Тимофеев (2000) В.Г. Фролов (1995) В.И. Полов и В.Ю. Запрометов (1985)	В.Н. Шванов (1992)	С.И. Романовский (2000)	США; англоязычная литература	Минергения осадочных бассейнов (1998) Ю.А. Воронин и Э.А. Еганов (1968)
Зрелая формационология 2	В.Г. Фролов (1984) П.П. Тимофеев (1969)	И.А. Вылпан (1974) Ю.А. Косычин (1969)	В.М. Цейслер (1977) В.Е. Хайн (1973) Л.Б. Рухин (1961)	К. Данбар и Д. Роджерс (1962) М.К. Коровин (1955)	М.С. Диффр (1981) В.И. Драгунов (1965)
Ставление учения о формациях 1	Ю.А. Жемчужников (1955) Л.Б. Рухин (1953) Н.М. Страхов (1946) В.И. Полов (1938) Д.В. Наливкин (1932)	Н.С. Шапский (1955)	Н.П. Херасков (1948) (1952) Н.С. Шатский (1945)	В.Е. Хайн (1950) В.В. Белоусов (1948) Н.Б. Вассоевич (1940)	М.А. Усов (1936) Р. Мур (1933)
Накопление знаний и оформление направлений 1	Н.А. Головинский (1869) А. Грессли (1838)	Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1888)	М. Берtran (1897)	МГК 1881 г. (см. в тексте)	
Зарождение формационных идей		И. Лемманн (1756), Г. Фюкель (1762), А. Вернер (1777).			

Примечание. Цифры в треугольниках: 1 – Первая Всесоюзная конференция по геологическим формациям (Новосибирск, 1953); 2 – двухтомный терминологический справочник “Геологические формации” (1982) и справочное издание “Геологические тела” (1986)

На втором этапе (вторая половина XIX – начало XX вв.), в соответствии с дифференциацией геологии в целом, произошло и выделение основных направлений в изучении формаций (см. табл. 1.1). На данном этапе возможность прослеживания по площади внешне одинаковых породных «комплексов» или формаций сыграла огромную роль в развитии стратиграфии. Однако на определенном этапе обнаружилась излишность понятия «формация» в собственно стратиграфической терминологии, с сохранением за ним характеристики более или менее одинаковых условий образования толщ. К этому решению в том же году присоединилась российская подкомиссия по выработке геологической терминологии.

Третий этап (первая половина XX в.) окончательно оформил различные направления формационных исследований. Его завершением, и одновременно точкой отсчета для дальнейших работ, по праву можно считать 1-ю Всесоюзную конференцию по геологическим формациям, состоявшуюся в Новосибирске в 1953 г. В резолюции конференции констатировано существование нескольких направлений в подходе к выделению, изучению и определению геологических формаций. Была рекомендована формулировка определения, предложенная сотрудниками ГИН АН СССР (Н.С. Шатский, Н.П. Херасков, Б.М. Келлер, Н.А. Штрейс), в соответствии с которой формации ми являются «...естественные сообщества горных пород и других минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т.д.) парагенетически связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды пород)». Тем самым в качестве приоритетного выделялся парагенетический подход (см. п. 1.1), с чем, естественно, не могли согласиться геологи, отстававшие генетические (фациальные) исследования, многие тектонисты и др. Таким образом, в 50–60-е гг. XX века, как и сто лет назад, термин «формация» исследователи продолжали использовать в нескольких смысловых значениях: применительно к свитам, однородным петрографическим комплексам, генетическим совокупностям отложений и частям разрезов геотектонических циклов, а также к образованиям, вмещающим определенный тип полезного ископаемого. При этом повышенный интерес геологической общественности к формациям, определенная «moda на формации» способствовали тому, что почти в каждой работе упоминался термин «геологическая формация», нередко при полном смешении понятий [5], что в общем-то продолжается и поныне [6].

Неоднозначность в понимании как термина «геологическая формация», так и сущности и методологии формационных исследований особенно ярко проявилась во второй половине XX в., которую можно отнести к четвертому этапу *зрелой* формациологии. Этот этап продолжается и в настоящее время, но «внутри» него нами выделен некоторый рубеж 1980–90-х гг., когда в свет вышли два примечательных терминологических справочника, составленных в лаборатории теоретической тектоники Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. В двухтомном справочнике «Геологические формации» (1982), изданном под редакцией В.Ю. Забродина, Ю.А. Косыгина и В.А. Соловьева, впервые в мировой литературе сконцентрирован весь материал об общих понятиях учения о геологических формациях и их классификациях, а также о понятиях и классификациях отдельных групп формаций по главным группам слагающих их пород (магматические, гидротермальные, осадочные, вулканогенно-осадочные, метаморфические) и геотектоническим типам (платформенные, геосинклинальные, орогенные). Терминологический справочник «Геологические тела» (1986, редакторы – Ю.А. Косыгин, В.А. Кульбышев и В.А. Соловьев) отразил состояние понятийно-терминологической базы учения о геологических условиях организации вещества. В нем был упорядочен обширный материал по уровням и рангам геологических тел с рассмотрением таковых как *систем* (см. раздел 1.1), освещены понятия, относящиеся к отдельным геологическим уровням, в том числе – формационному.

Характеристика направлений, сложившихся в процессе выделения, типизации, классификации формаций, в той или иной мере дается в многочисленных работах, в том числе достаточно детально – в рекомендуемых изданиях [2, 4, 5, 6]. Опираясь, в основном, на последние, предельно кратко охарактеризуем выделяемые направления в том порядке, как они приведены в табл. 1.1.

Генетическое (фациальное) направление. Сторонники этого направления главной целью считают установление генезиса (происхождения) слагающих формацию осадков. Ключевым здесь является понятие «*фация*» (*facies* (лат.) – лицо, облик), введенное в геологию А. Гессли и в не совсем явном виде использованное Н.А. Головкинским. Н.В. Швановым справедливо выделены три группы исследователей условий формирования осадков применительно к изучению собственно формаций:

1. Исследователи, использовавшие термин «формация», но все же собственно формациями не занимавшиеся, поскольку их главные интересы сосредоточивались на фациальных и/или палеогеографических реконструкциях и др. (Д.В. Наливкин, Н.М. Страхов и др.).

2. Исследователи, вводящие слово «фация» или близкое к нему понятие в определение формации, но рассматривающие формации не как физико-географические понятия, а как петрографические комплексы, тектонические категории и др. Так, Л.Б. Рухин определял формуцию как «генетическую совокупность фаций», но классифицировал и характеризовал формации по породным и тектоническим признакам. Такой же подход прослеживается и в работах В.Е. Хайна. В целом работы указанных исследователей следует рассматривать по существу их подходов, но к собственно генетическим относить все же не следует, несмотря на использование фациальных понятий.

3. Геологи, которые последовательно, на всех этапах, при выделении, классификации и в ретроспективных построениях видят в геологических телах фациально-генетические категории. Наиболее заметными фигурами этого направления являются Ю.А. Жемчужников, В.И. Попов, П.П. Тимофеев, В.Т. Фролов. Подобно тому, как Ю.А. Жемчужников в 1955 г. определял формацию в качестве совокупности фаций, В.Т. Фролов (1995) дает такое определение: «Геоформация – это историко-генетический тип парагенетических ассоциаций генетических типов отложений регионального масштаба». Дополним это определение тем, что парагенетическая ассоциация есть по сути не что-либо иное, как литоцикл (циклит)².

Генетическое (фациальное) направление подвергалось и продолжает подвергаться критике в связи с «изначальной субъективностью» своих построений. Однако даже явные противники фациальных исследований не могут не согласиться с тем, что «...фациальный метод более других способен раскрыть суть явлений, проникнуть в их природу, установить существенные, наиболее важные связи. Понятийная и методологическая база фациального направления сейчас настолько высока, что оно заслуживает выделения в самостоятельную научную дисциплину – учение о фациальных комплексах, являющееся прямым развитием учения о фациях» [6].

Парагенетическое (структурно-вещественное) направление имеет истоки в анализе вещественной субстанции пород. Так, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, изучая «колонецкую диабазовую формацию», в 1888 г. осуществил первое в России формационное исследование, проявив это на вещественной основе, поскольку формации выделялись и группировались им по составу пород и их сочетаний. Однако подлинный прорыв в данном, казалось бы самом простом, направлении неразрывно связан с именем Н.С. Шатского. Заслуга Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова и их многочисленных последователей (в современный период – В.Н. Шванова) прежде всего состоит в том, что во главу угла поставлен простой и широко доступный прием: изучение парагенезов (минералов, пород, формаций) как продуктов совместного нахождения (см. выше). В то же время очевидная простота метода в массовых случаях рождает и сугубо формализованные подходы, в том числе и в формациологии. В этом отношении всегда полезно помнить высказывание Н.С. Шатского (1965), никогда не являвшегося ортодоксальным последователем сугубо структурно-вещественных, или, иначе, предельно «объективных» суждений: «... мы изучаем парагенезы для того, чтобы выяснить условия образования данной формации, ее геологическое целое».

Тектоническое (тектоно-стадиальное) направление. Его основоположником по праву считается М. Берtrand, который в выделенных эпохах горообразования (туронской, каледонской, герцинской и альпийской) установил и определенную последовательность формаций. Полный цикл орогенеза (снизу вверх) им охарактеризован следующим образом: гнейсы, сланцевый флиш, собственно флиш, или грубый флиш, пуддинги и молассы, или красные песчаники.

В 1940 г. Н.Б. Вассоевичем введен термин «геогенерация», под которым он понимал «стадийные историко-генетические осадочно-породные образования определенных геотектонических зон». Наиболее обстоятельно тектоно-стадиальный подход к выделению формаций разработан В.Е. Хайным. Общеизвестно и широко применимо его классическое определение: формация – это «...естественное и закономерное сочетание (парагенезис, комплекс,

² Более подробно об этом пойдет речь в следующих разделах

набор, ассоциация) горных пород (осадочных, вулканогенных, интрузивных), связанных общностью условий образования и возникающих на определенных стадиях развития структурных элементов земной коры» (Хайн, 1973).

Свой «золотой век» классическое тектоническое направление пережило в 1950-70-е гг., до тех пор, пока не стала очевидной реальностью тектоническая конвергентность формаций. Однако, несомнена высокая роль тектонического подхода в использовании выделяемых геологических формаций как мощного инструмента для изучения различных структурных зон земной коры и этапов их развития.

В настоящее время идет сложный процесс поиска формацией своего «геотектонического» места в условиях смены тектонической парадигмы. С одной стороны, налицо деструкция классической концепции теории геосинклиналей. Поэтому идет поиск положения формаций в рамках идей новой глобальной тектоники или геодинамики, о чем пойдет речь во второй части настоящего пособия. С другой – позиции примата вертикальных перемещений далеко не исчерпали своих возможностей и, по меньшей мере, для внутриконтинентальных обстановок неплохо описываются механизмами изостазии, аккреции и пр.

Из этого следует далеко не исчерпавший себя ресурс формациологии для решения самых разноплановых задач геотектоники, или, говоря с современных позиций, геодинамики.

Стратиграфическое направление. В его основе лежит представление о формации как изохронной единице. В таком случае понятие формации становится идентичным свите (серии) в региональной стратиграфии и, в данном случае, явно излишне, либо вопрос переходит в сугубо терминологическую плоскость. Так, общеизвестно, что формации североамериканских геологов идентичны основным литостратиграфическим подразделениям, используемым в отечественной геологии. Весьма естественным здесь является тот факт, что представители данного направления (в том числе сибирской школы геологов – М.А. Усов, М.К. Коровин, Л.Л. Халфин) важнейшим признаком формации считают ее обособленность в разрезе поверхностями размывов и несогласий. Очевидно, что такой подход к выделению формаций становится мало состоятельным при непрерывном залегании пород и скольжении литологических границ во времени, в соответствии с законом Головкинского.

Целевое и/или минерагеническое направление. Выделяя такое направление, мы сознательно идем на существенное смешение уже достаточно традиционных понятий. С одной стороны, это попытки довольно ограниченного круга исследователей, старающихся оперировать формально-логическими понятиями, «объективизировать» формаций. Во многом это дает ясное понимание многих аспектов геологического мира. Однако, следуя формальной логике, Ю.А. Воронин и Э.А. Еганов (1968) приходят к утверждению о том, что «Решением проблемы является не выбор какой-то одной «наиболее естественной» классификационной системы формаций или «улучшенного» варианта понятий о них, а построение различных систем, применительно к возникающим задачам в рамках практической целесообразности и логической непротиворечивости». Отсюда и следует вторая сторона решения вопроса, пользующаяся неизменной популярностью у подавляющего большинства геологов «практического» характера. Она заключается именно в минерагеническом подходе, когда выделяются угленосные, соленосные, железорудные и другие формации. Очевидно, что определяющая роль при этом почти всегда отводится присутствию в разрезе формации того или иного полезного ископаемого (даже если его доля составляет только проценты от общего объема). Такое целевое «зашужение» рассматриваемых геологических тел как бы вырывает их из контекста исследований общегеологического характера. В ряде случаев это приводит к значительным положительным результатам по двум основным причинам. Во-первых, на материале относительно «одинаковых» в общем контексте толщ разрабатывается более глубокая методика исследований. В этом случае развитие мысли идет как бы опережающими темпами: многие примеры тому дает угольная геология. Во-вторых, такие «целевые» формации во многом являются специфическими индикаторами при решении целого комплекса иных задач (палеогеографического, стадийно-зонального и другого характера).

Рассмотрев различные направления формационных исследований, мы вправе заключить, что их деление в целом выглядит достаточно условным. Следуя простейшему правилу: «явление шире закона», необходимо признать, что даже яркие приверженцы только одного из направлений – вольно или невольно – используют параметры, характерные для иных. Объемы комплексов

пород, определяемых как формации, в немалой степени зависят и от задач, которые стоят перед исследователями. Поэтому при любых исследованиях, претендующих на обобщающий характер, необходимо учитывать все параметры, которые были перечислены выше для разных направлений. Такие исследования должны иметь комплексный характер, опирающийся на основные принципы системного анализа.

1.3. Осадочные формации, их роль в геологической истории

Выглядит вполне естественным, что под осадочными формациями понимаются геологические тела, сложенные полностью или, по меньшей мере более чем на 90 %, осадочными породами. Последние представляют собой консолидированный материал, накопление которого проходило непосредственно на поверхности Земли или в самой приповерхностной части. Его источники и дифференциация в процессе транспортировки и седиментации являются объектом рассмотрения в специальных курсах седиментологии и литологии.

Осадочная оболочка составляет 11,3 % массы континентальной коры. Ее средняя мощность в пределах континентов оценивается в 5,1 км, а в пределах континентальных окраин – 3,9 км. Однако во многих структурах континентов и их окраин она достигает 10 км и более. В состав оболочки входят пески, песчаники, алевролиты, глины, аргиллиты, глинистые сланцы, карбонатные и кремнистые породы, соли, гипсы, ангидриты, вулканические породы. Основную роль в составе оболочки играют терригенные отложения (65,4 % массы), включающие пески и песчаники (21,5 %), и глинистые породы (43,9 %). Существенно меньшее значение имеют карбонаты (16,3 % массы) и вулканические породы (15,5 %). На долю кремнистых пород и эвапоритов (солей, гипсов, ангидритов) приходится от 1,1 до 1,5 % (Копорулин, 2002).

Находится на стадии изучения (и несомненно весьма велика!) роль терригенных пород, доминирующих в осадочной оболочке, в создании континентальной коры в целом. В настоящее время большинством исследователей признается факт формирования гранитно-метаморфической оболочки Земли, имеющей среднюю мощность около 14 км, за счет терригенных отложений в результате многократного *рециклирования* первично осадочных толщ. Такой механизм детально описан Р. Гаррелсом и Ф. Маккензи (1974) и хорошо укладывается в концепцию аккреции земной коры (Вертикальная акреция..., 2002).

Именно к осадочным формациям наиболее применимо весьма примечательное высказывание М.С. Дюфура (1981), подчеркивающее аспекты, изложенные в п. 1.1: «Генезис формаций нельзя свести к условиям образования входящих в нее фаций, что отвечает важнейшему правилу методики системных исследований – несводимости целого к сумме его частей. Общность физико-географических условий определяет объединение тех или иных пород в одну фацию, общность же тектонического режима приводит к объединению их в одну формацию. Физико-географические условия могут меняться более или менее быстро как во времени, так и в пространстве, тектонический же режим сохраняет свои особенности течение длительного отрезка времени на территории крупных областей. Тектонические формации и составляющие их палеогеографические фации определенного объема представляют собой единицы, относящиеся к разным уровням данной конкретной иерархии систем».

Суммируя все перечисленное выше, остановимся на следующем итоговом определении. Под осадочной формацией нами понимается *крупный комплекс генетически связанных литофациальных типов пород (осадков) с единым тектоническим режимом седиментации и приуроченный к определенной геотектонической структуре на соответствующей стадии ее развития*. Как видно из данного определения, оно «синтезирует» три первых направления из рассмотренных в п. 1.2 (генетическое, парагенетическое и тектоническое), что представляется наиболее привередливым в плане общего развития формационологии.

«Только первично-генетические тела, т. е. формации, в дальнейших исследованиях могут быть положены в основу сравнительного анализа и глобальных корреляций геологических процессов в целом, познания механизма возникновения палеоструктур и их последующего изменения в процессе формирования земной коры, а также образования и размещения во времени и пространстве химических элементов и месторождений полезных ископаемых, решения разнообразных проблем строения, развития и происхождения Земли» (Яласкуорт, 2003).

1.4. Методология формационных исследований

Как уже указывалось в п. 1.1, важнейшим элементом исследований является осознание необходимости *системного подхода* на любых этапах работ. Общие представления о системном подходе к решению геологических вопросов дает *зет-система* Ю.А. Косыгина (1983), представленная на **рис. 1.2**. Квазистатические системы (С) представляют конкретные геологические тела, а их описание, изображение и различные построения – квазистатические модели. Динамические системы (Д) охватывают геологические процессы, с временем в качестве одной из переменных. На их базе формируются ретроспективные системы (Р), охватывающие построения, касающиеся геологического времени, включая генетические аспекты. В отличие от квазистатических и динамических систем, ретроспективные могут быть выражены только в моделях и проверены лишь косвенным путем, в основном посредством их непротиворечивости исходным представлениям.

На основании непосредственных наблюдений и с использованием ретроспективных конструкций создаются прогнозные модели (C_n), нацеленные на практический результат (П).

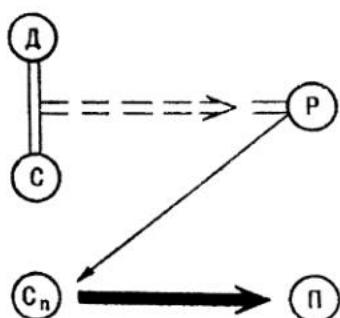
Такой подход необходимо реализовывать на всех этапах изучения формаций. При этом общая последовательность исследований, применительно к *литологическим ассоциациям*, приведена на **рис. 1.3**.

В наиболее емкой и удачной форме последовательность в изучении осадочных толщ отображена П.П. Тимофеевым (**рис. 1.4**). В последние годы она значительно детализирована (**рис. 1.5**).

Суммируем изложенные сведения одновременно с оценкой весьма важных как в методическом, так и в практическом отношении вопросов: в какой *последовательности* следует вести изучение объектов исследования. Геолог-практик в своей работе всегда идет или по меньшей мере должен идти (если он не преследует чисто теоретических целей) путем исследования от меньшего к большему, то есть от детального изучения элементарных ячеек (как правило, слоев) к познанию более крупных единиц, в их сочетании и взаимоподчиненности. Схематично процесс исследований, применительно к угленосным толщам, может быть представлен в таком «геометризованном» виде, как он изображен на **рис. 1.6**.

Первый этап работ заключается в выделении и тщательном изучении слоев горных пород, как элементарных «кирпичиков», слагающих толщу (см. **рис. 1.6, а**). В геометрическом плане это как бы *точки*, особенно если речь идет об изучении объекта по керну скважин. На следующем этапе (см. **рис. 1.6, б**) оцениваются закономерности в чередовании слоев горных пород (цикличность), то есть процесс познания как бы переводится в *вертикальную линию* (подчеркиваем, особенно – для объектов, изучаемых по керну скважин). Далее сочетания слоев и слагаемых ими комплексов (литоциклов) изучаются в *плоскостях*: вертикальной на разрезах (**рис. 1.6, в**) и горизонтальной на картах и планах («г»). Завершающим этапом («д») является установление, изучение и описание крупных геологических тел (формаций, подформаций) в их *объеме*. Продолжая «строительную» терминологию, сопоставим этап «в» с построением стен, «г» – межэтажных перекрытий, а «д» – со всем зданием. Показанные на **рис. 1.6** обобщающие этапы в русле сравнительно-исторических исследований соответствуют: I – фациальному анализу; II – циклическому анализу и палеогеографическим реконструкциям; III – изучению осадочных формаций и бассейновому анализу.

При изучении осадочных толщ, наряду с индикаторным значением ряда выделяемых объектов, геолог постоянно имеет дело и с их *конвергентностью* (лат. convergentio – схождение). Она



- 1
- 2
- 3
- 4

Рис. 1.2. Зет-система, по Ю.А. Косыгину (1983):
С – квазистатические системы, C_n – прогнозные модели квазистатических систем, Д – динамические системы, Р – ретроспективные системы, П – практический результат:
1 – сравнение по распространенной аналогии;
2 – построение ретроспективной модели по принципу актуализма; 3 – построение прогнозной модели;
4 – практическая реализация

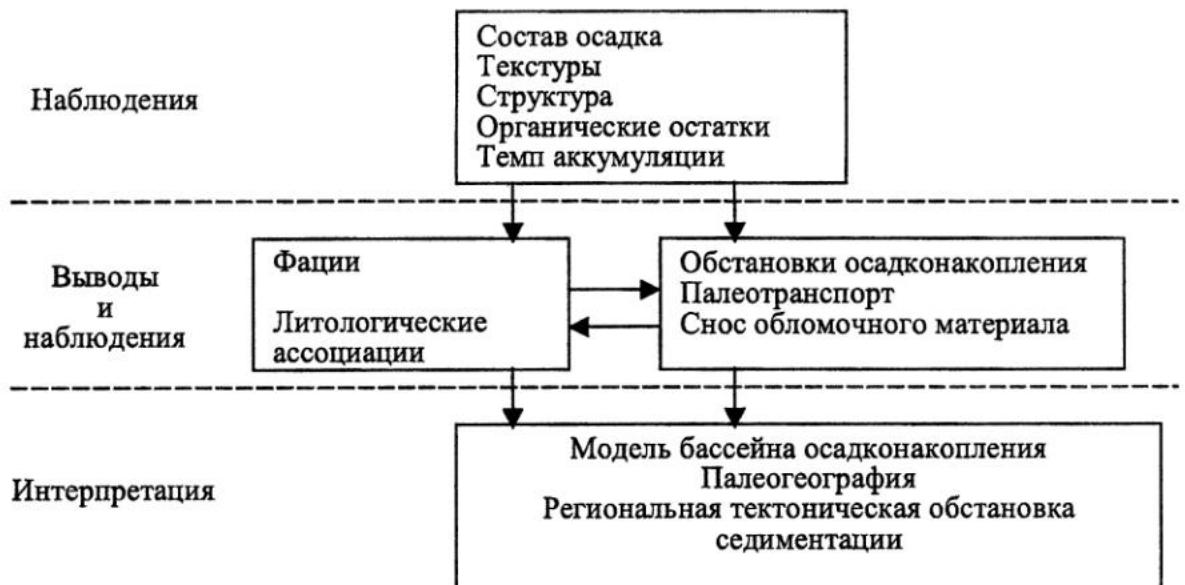


Рис. 1.3. Последовательность наблюдений, выводов и интерпретации при анализе бассейна осадконакопления (Седиментология, 1980)

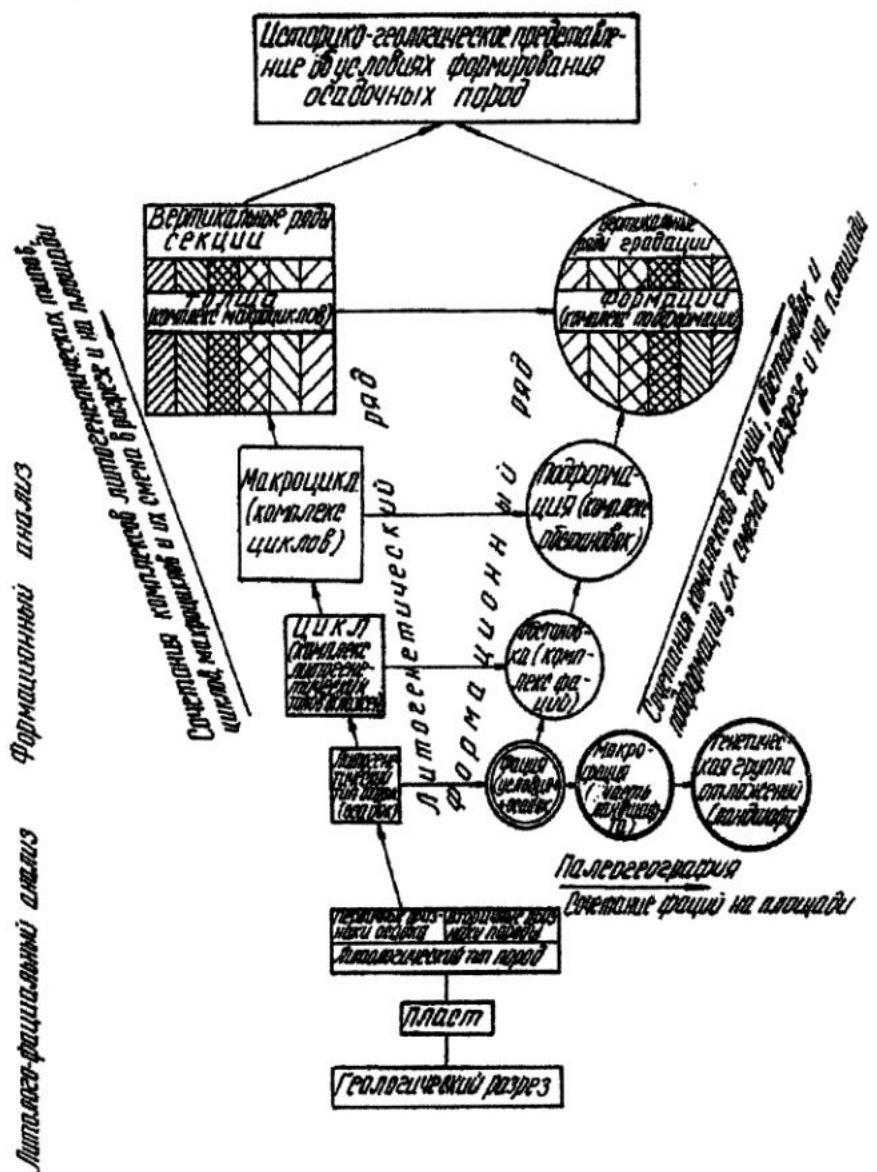


Рис. 1.4. Схема последовательности в изучении осадочных отложений, по П.П. Тимофееву (1970)

Ноосография
Литогенетический анализ
 Сочетание комплексов ассоциаций, гигиенических типов,
 их распространение на площади и смена во времени на различных
 стадиях формирования минерального состава город

Литтификация и литогенез
 (образование пород)

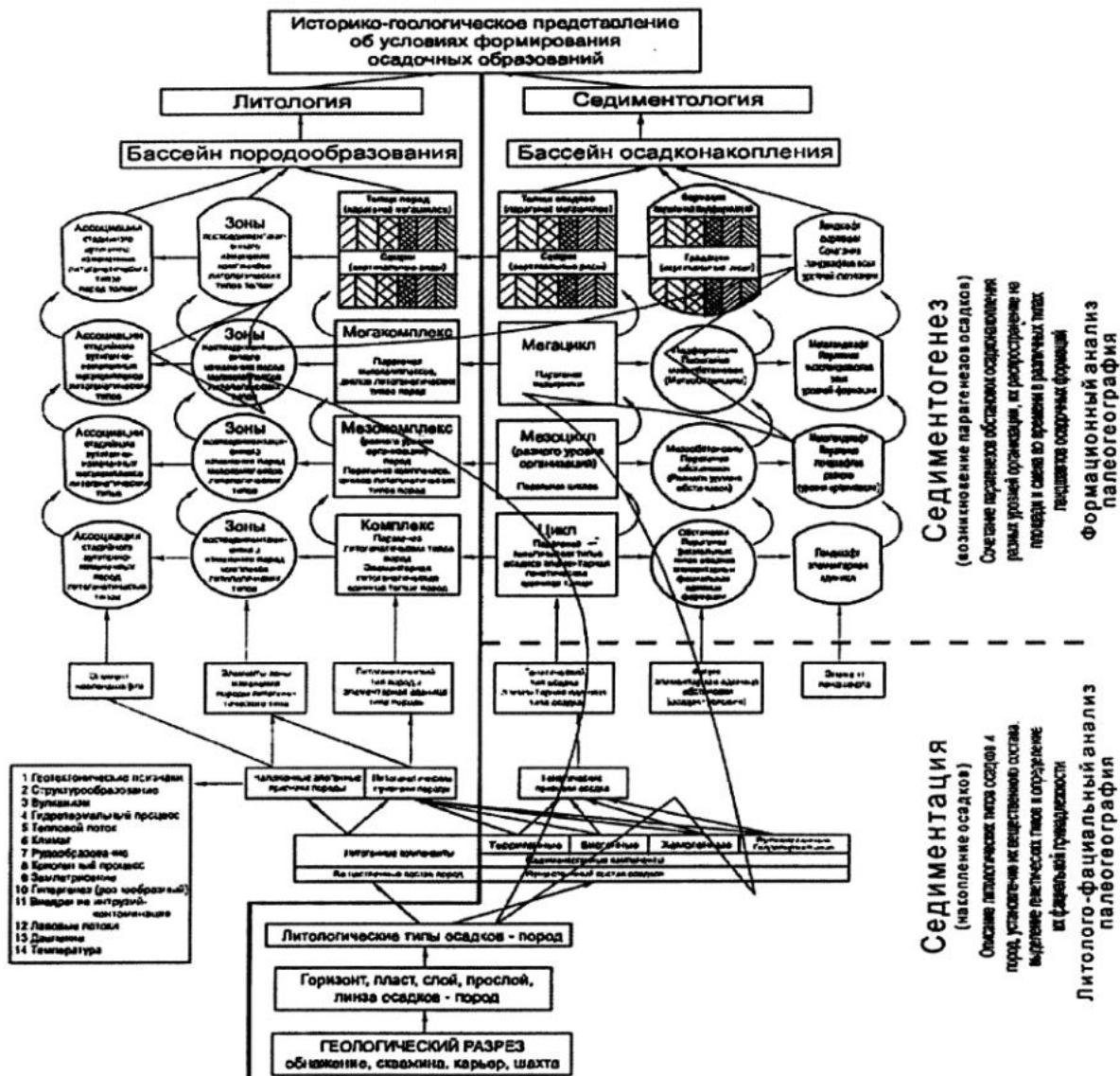


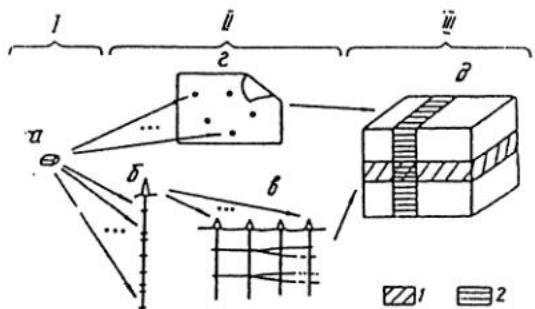
Рис. 1.5. Схема детального комплексного анализа осадочных образований (осадочная геология), по П.П. Тимофееву (2000)

выражается в совпадении или большом сходстве главных признаков, несмотря на различные условия происхождения (образования) самих объектов. Например, одинаковые по облику и характеристикам породы могут накапливаться на разных гипсометрических уровнях и близкой динамической обстановке и т.д. Такая схожесть обусловлена одинаково действующими в неравновесных системах процессами самоорганизации. С одной стороны, она играет положительную роль, позволяя создавать модели различных процессов и объектов (см. выше), особенно в рамках признания эквифинальности (по Л. фон Берталанфи) многих процессов, заключающейся в способности достигать одинакового конечного состояния независимо от нарушений начальных условий системы. С другой – конвергентная неопределенность происхождения тех или иных объектов нуждается в преодолении с помощью строгого системного анализа, в рамках дифференцированного подхода к причинам и условиям их образования.

Рассмотрение конкретных приемов и методов изучения осадочных пород, будучи самостоя-

Рис. 1.6. Последовательность литолого-фациальных и информационных исследований (пояснения в тексте):

1 – подформации, 2 – градации (см. рис. 1.4)



ятельным предметом внимания, не входит в задачу, решаемую данным пособием. Укажем, что используемая для исследований аппаратура весьма быстро совершенствуется. Отметим также, что последние десятилетия литологических исследований проходят «под флагом» интенсивного и быстрого внедрения дистанционных исследований (каротаж скважин, сейсмическая геология и др.), а также различных математических методов.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите основные уровни организации геологических тел.
2. Что такое «формация»? Ее место в иерархии геологических тел.
3. Перечислите основные направления в изучении формаций.
4. Что понимается под осадочной формацией?
5. В чем заключается последовательность операций при информационном анализе?

Глава 2. Признаки осадочных формаций, их выделение и классификация

2.1. Признаки осадочных формаций

Как уже показано в первой главе, наличие и обособление осадочных формаций как геологических тел, относящихся к самостоятельному уровню организации, обеспечивается комплексом причин. В наиболее широком охвате они показаны на **рис. 2.1**.

По отношению к осадочным формациям как геологическим телам главные признаки, определяющие выделение формаций и их взаимосвязь в геологическом пространстве, могут быть разделены на две большие группы: внутренние и внешние. К **внутренним**, определяющим собственно состав, строение и условия формирования осадочных формаций, относятся такие признаки (обобщенно).

1. Набор слагающих пород (основные петрографические типы, их вещественный состав, включая окраску, фациальная характеристика). Выделяются, соответственно, алюмосиликатные (часто именуемые терригенными), карбонатные, галогенные, кремнистые, силицитные и углеродистые; сероцветные и красно(пестро)цветные; лимнические, потамические (аллювиальные) и паралические типы, а также многочисленные их разновидности.

2. Строение толщи. В настоящее время начинает преобладать мнение о том, что формации слагаются телами не горнородного, а надгорнородного уровня (см. рис. 1.1). Однако построение классификаций формаций по данному признаку – дело будущего, требующее вначале установить типовые единицы разрезов (как, например, цикл А. Брума для просто построенных толщ, сложенных различными гравититами). Среди широко употребляемых терминов, обозначающих комплексы пород, наиболее укоренились понятия *флиши* (нем. flissen – течь), с характерным по строению набором разных петрографических типов пород и *моласса* (фр. mol - мягкий) – слабо переработанный комплекс активно накапливавшихся разнородных пород. Промежуточное положение между ними занимает *шиллар*, отвечающий состоянию, почти всегда связанному с дельтовой обстановкой осадконакопления и детально описанный В.Т. Фроловым (1983).

3. Индикационные признаки – иногда минералогические (глауконитовые формации), чаще – второстепенные по объему, но важные по значению полезные ископаемые (угленосные, меденосные, ураноносные и др. формации): минерагеническое направление (см. п. 1.2).

Набор **внешних** признаков, характеризующих осадочные формации как геологическое тело, весьма разнообразен. К основным признакам относятся следующие:

Рис. 2.1. Главные условия и факторы, определяющие состав и строение осадочных формаций [2]:



1 – пространственное размещение формации, геоструктурные условия; 2 – геодинамический режим области формирования и характер колебательных движений; 3 – стадии в развитии тектоно-структур; 4 – вулканические процессы; 5 – жизнедеятельность организмов; 6 – минералого-петрографический, геохимический состав продуктов сноса; 7 – структура и местоположение продуктов денудации; 8 – механическая дифференциация вещества; 9 – химическая дифференциация вещества; 10 – влияние континентальной среды; 11 – влияние морской и лагунной среды; 12 – продукты кор выветривания; 13 – образование каустобиолитов; 14 – окислительно-восстановительные свойства среды; 15 – цикличность; I – тектогенные факторы реализуются через взаимодействие 1, 2, 3, 4, 7, 15; II – палеогеолого-географические, фациальные – через 4, 7, 8, 10, 11; III – вещественные – определяют индивидуальные свойства осадочной формации через 4, 5, 6, 8, 9, 13, 14; IV – климатогенные условия оказывают влияние через 5, 6, 9, 12, 14

1) форма тела формации, ее площадь и мощность (морфометрическая характеристика);

2) геоструктурное положение – как в генетическом отношении (что нередко очень трудно определить в связи с конвергентностью многих типов), так и в структурном плане, наблюдаемом при современном картировании;

3) взаимосвязь с другими формациями – по площади (палеогеографическая сопряженность) и по разрезу (стратиграфическая приуроченность): латеральные и вертикальные ряды формаций;

4) степень вторичных изменений, особенно важная для монотонных по составу и больших по мощности толщ, подвергшихся интенсивной переработке.

Абсолютизация какого-то одного из направлений при выделении и изучении формаций проявляется прежде всего в их названиях, которые отражают разные классификационные признаки: литологический состав (карбонатная, терригенная и др.), строение (флишевая, молассовая и др.), генезис отложений (морская, континентальная, лагунная), структурную приуроченность (платформенная, геосинклинальная, орогенная), историко-тектоническую приуроченность (ранний этап – доинверсионные, поздний этап – послеинверсионные; молассовые – орогенные), связь с полезными ископаемыми (угленосная, бокситоносная, нефтеносная и т. д.), связь с климатом (аридные, гумидные) и т. д. Хуже всего, если различные принципы используются одновременно, что при сущем очень многим работам. Пример такой эклектичности приводит В.Н. Шванов [6], указавший, что в одной работе выделяются и описываются формации, т. е. единицы одного уровня: рифовая (генетический аспект), слоистоизвестняковая (вещественно-текстурный аспект), карбонатно-глинисто-песчаная (вещественный, в широком смысле, аспект), яшмовая (вещественный, в узком смысле, аспект), аспидная (вещественный, весьма широкий, аспект), флишевая (вещественно-текстурный аспект), красноцветная континентальная алеврито-песчаная (вещественно-генетический аспект) и др.

Существенные противоречия в понятие «формация» вносят неодинаковая масштабность геологических тел, выделяемых в качестве формаций. Естественно, что выводы, полученные при анализе, когда одна элементарная формационная единица соответствует стратиграфическому подразделению ранга системы, а другая – подразделению ранга подъяруса – яруса, не могут быть однозначными.

2.2. Классификации осадочных формаций

Вопросы, касающиеся идентификации осадочных формаций и различные примеры их классификаций, приводятся в многочисленных работах. Как следует из предыдущих данных (см. п. 2.1), группировка признаков, лежащих в основе типизации осадочных формаций, в предельно сжатом виде выглядит следующим образом:

- 1) вещественный состав;
- 2) внутреннее строение (прежде всего цикличность);
- 3) наличие определенных полезных ископаемых;
- 4) палеогеографическая обстановка накопления;
- 5) геоструктурная позиция;
- 6) положение в разрезе (стратиграфическое; относительно геотектонических циклов планетного масштаба).

Исходя из представлений, изложенных уже в п. 1.1 (см. рис. 1.1), следует констатировать что формация *s. lato* представляет собой комплекс горных пород. Тем самым, по образному определению В.Н. Шванова, вещества являются первой субстанцией осадочных формаций [6]. Отсюда следует стремление к созданию «линейной» шкалы классификации осадочных формаций. Наиболее употребительные классификации такого вида приведены в табл. 2.1.

Однако такое стремление создать классификации линейного вида встречает непреодолимые трудности, поскольку эта задача нерешаема *в принципе!*

Суть противоречий проста и заложена уже в различных причинах и механизмах дифференциации и накопления материала (см. рис. 2.1). Поэтому классификация осадочных пород как минимум должна иметь двумерный характер, как это изначально было показано Л.В. Пустоваловым (1940) и изображено на рис. 2.2 и 2.3. На рис. 2.2 приведен вариант классификации

Таблица 2.1

Сравнение классификаций осадочных формаций, основанных на составе слагающих их пород

В.М. Цейслер [5]		Различия в принципах выделения	H.Н. Предтеченский и др. [3]
Класс	Отряд (подкласс)		Группа
Алюмосиликатные	Грубообломочные (псефитовые) Мелкообломочные (песчаниковые и песчаниково - алевритовые) Глинистые Смешанные песчаниково - глинистые	<	Сероцветные терригенные гумидных областей Красноцветные (пестроцветные) аридных областей
Карбонатные	Известняковые Доломитовые Смешанные		Карбонатные
Сульфатно-хлоридные			Галогенные
Силицитовые			Кремнистые
Смешанные		>	Углеродистые

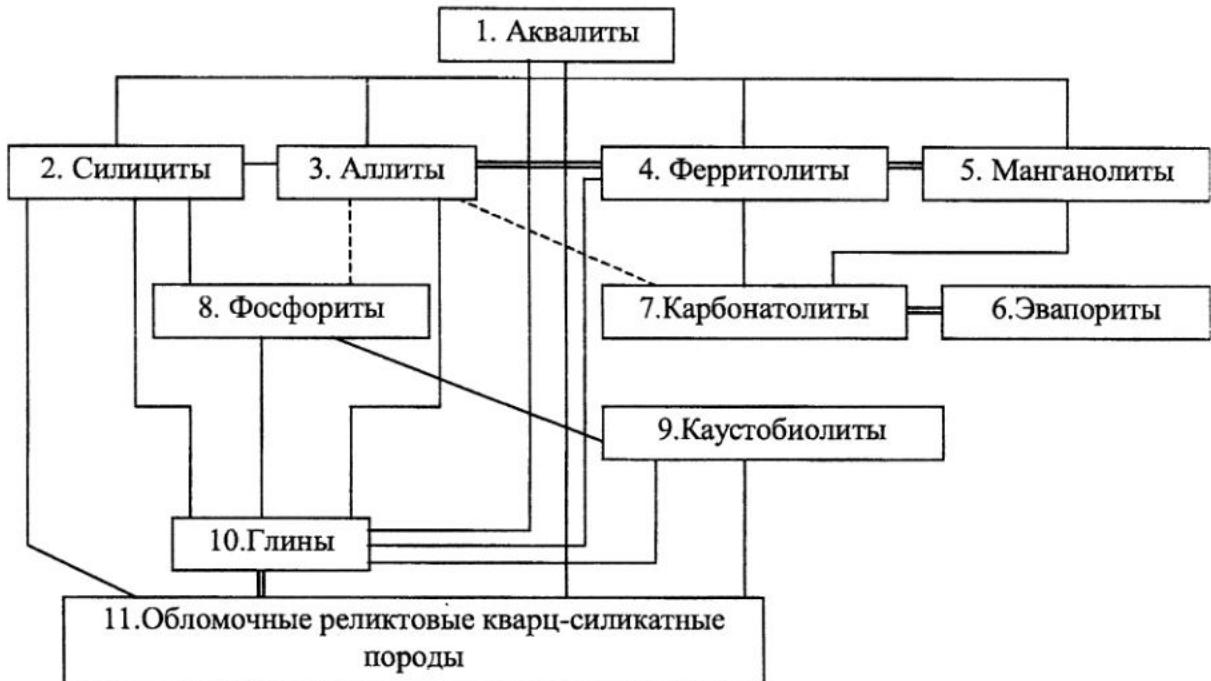


Рис. 2.2. Расположение седиллитов (осадочных пород) в зависимости от их структурной и генетической близости (двумерная диаграмма), по В.Т. Фролову (1992).

Двойная соединительная линия означает наиболее тесные связи и частые смеси, одинарная – обычные связи и нередкие смеси, прерывистая линия – редкие связи и смеси

осадочных пород, отражающий генетическую близость и частоту парагенетических сонахождений. В целом он показывает переход от наиболее однородных и равновесных ко все более неоднородным и неравновесным природным образованиям. Особенно детально этот вопрос разработан В.Н. Швановым.

Поэтому остаются широко употребительными такие «целевые» типы осадочных формаций, как угленосная, бокситоносная, флишевая и пр. Тем самым признается множественность подходов в выделении и типизации осадочных формаций. Очевидно, что предпочтительнее будут выглядеть двумерные классификации, как это показано выше для пород, но вообще-то они должны быть n-мерными. Однако решение такой задачи – дело будущего.

Из многочисленных классификаций осадочных формаций приведем две, на наш взгляд, наиболее адекватно отражающие значимость их выделения для геологической характеристики тех или иных районов. В табл. 2.2 приводится классификация тектоно-климатического и, отчасти, динамического, характера, а в табл. 2.3 – наиболее общий вид классификации геоморфологически-динамического облика. Общий профиль для рельефа поверхности Земли и связь с ним основных осадочных формаций, перечисленных в табл. 2.3, приведены на рис. 2.4, а взаимосвязь литологического состава отложений и общих признаков литологического состава отложений и общих признаков осадочных толщ с тектоническим режимом осадконакопления (в фиксистской концепции) – в табл. 2.4.

Наконец, весьма удачным следует признать графическое отображение Л.Б. Рухиным соотношений различных типов осадочных формаций с тектоническим режимом в той же, фиксистской, концепции (рис. 2.5).

2.3. Выделение осадочных формаций

Процедура выделения осадочной формации, заключающаяся в определении границ между различными их типами, подробно описана В.М. Цейслером [5]. Общий подход в модельном виде представлен на рис. 2.6. Здесь схематично изображено соответствие между осадочным бассей-

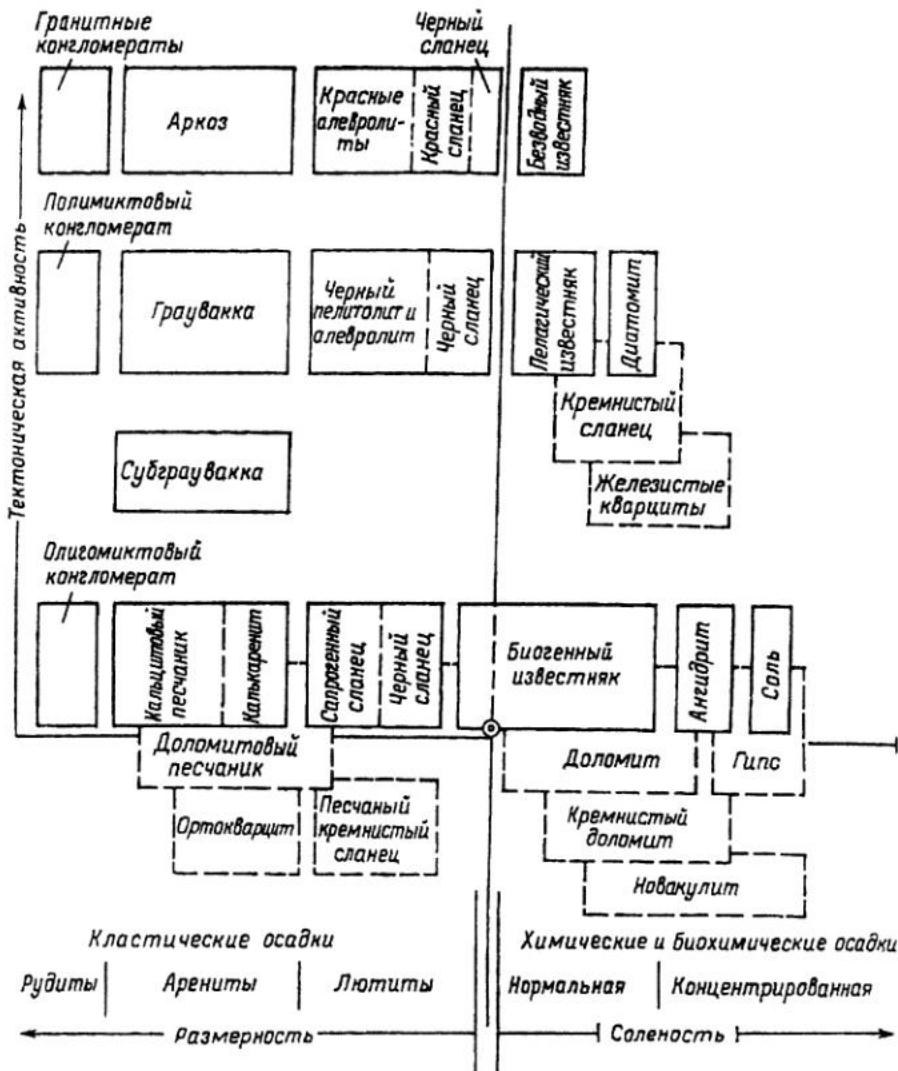


Рис. 2.3. Классификация и происхождение осадков, по Ф. Петтиджону (1949)

ном, этапами его формирования (цифры 1–4) и формациями (1А, 1Б и т. д., принципы составления заимствованы из сборника «Сейсмическая стратиграфия» (1982). Нетрудно видеть, что бассейн может слагаться многими формациями; важно вычленить его в рамках региона. Последнее большей частью является прерогативой геотектоники, а также стратиграфии.

Следует отметить, что нужно различать бассейны осадконакопления и породообразования, обычно не совпадающие в объеме: последние, в результате тектонических перестроек и эрозии, значительно меньше по размерам.

Как видно из рис. 2.6, задача является достаточно несложной, при наличии перерывов, разделяющих однородные формации, для их отчленения друг от друга по вертикали: 1А – 3А; 1В – 3Б – 4 и др. Значительно сложнее выглядит ее решение при латеральном замещении (1А – 1Б – 1В; 3А – 3Б) и постепенном переходе (1Б – 2 – 3Б – 4). Эти варианты, также в модельном виде, разобраны В.И. Драгуновым и др. (1974), что показано на рис 2.7.

В.М. Цейслером предложено при постепенном переходе между смежными формациями проводить условные границы на основе процентного содержания основных формациебразующих пород (табл. 2.5).

В качестве иллюстраций к выделению формаций приведем некоторые примеры по угленосным толщам различного возраста. Так, на рис. 2.8 показано формационное расчленение отложений Донбасса, с выделением для собственно угленосной толщи двух формаций: нижнекаменноугольной и средне-верхнекаменноугольной. Каждая из них состоит из нескольких подформаций или субформаций, а вместе они слагают мегаформацию (Шульга, 1981).

Таблица 2.2

Классификация осадочных формаций, по В.Е. Хайну (1983) сокращениями

Стадия развития	Эпиконтинентальных бассейнов (платформенного чехла)		Осадочные формации		активных окраин континентов
	гумидная зона	аридная зона	пассивных окраин континентов (многосингенклинали)	континентальный склон-подножье-окраинные моря (мелогеосинклинали, позже передовые прогибы)	
Конечная (эмиссивная)	Озерно-аллювиальная сероцветная с каолинитом, углями; красноцветная с бокситами	Пустынно-озерная красно- или пестроцветная с карбонатами и сульфатами	Гумидная зона	аридная зона	окраинные моря-островные дуги-желоба (эвтосинклинали, позже передовые прогибы)
Поздняя (ретрессивная)	Паралическая угленосная (прибрежных равнин) Песчано-глинистая или кварцево-песчаная, с глауконитом	Красноцветная эванпоритовая лагунная карбонатно-терригенная с сероцветной фацией черных глин			Верхняя, континентальная, грубая моласса
Зрелая (инундационная)	Карбонатная (известково-мергельная)	Карбонатная (известняково-доломитовая)			Нижняя, морская моласса
Ранняя (трансгрессивная)	Песчано-глинистая или кварцево-песчаная с глауконитом	Карбонатно-терригенная с фацией черных глин			Терригенный флиш
Начальная (эмиссивная)	Озерно-аллювиальная сероцветная с каолинитом, углями; красноцветная с бокситами	Пустынно-озерная красно- или пестроцветная с карбонатами и сульфатами			Континентальная обломочная (молодых рифтовых зон)

Таблица 2.3

Классификация семейств осадочных формаций [4]

Ступени рельфа	Орогидографические фациальные комплексы	Петрографетические ряды			
		Алюмосиликатный (терригенный и туфогенний)	Силицитовый (биохемогенный и экскальационно-осадочный)	Карбонатный (биохемогенный и экскальационно-осадочный)	Галогенный (эвапоритовый и экскальационно-осадочный)
Континентальная	Наземных поднятий	Наземнопрерывные	Редки	Редки	Редки
	Наземных равнин Центральных озер	Молассовые Центрально-озерные терригенные	» Центрально-озерные силицитовые	» Центрально-озерные карбонатные	» Центрально-озерные галогенные
	Прибрежный (прибрежных равнин)	Внутриконтинентальные шлировые	Внутриконтинентальные прибрежные силицитовые	Внутриконтинентальные прибрежные карбонатные	Внутриконтинентальные прибрежные мелководливные галогенные
	Неритовый удаленный (неритовых удаленных равнин)	Удаленные неритовые пелитовые	Внутриконтинентальные удаленные неритовые силицитовые	Внутриконтинентальные удаленные неритовые карбонатные	Внутриконтинентальные удаленные неритовые галогенные
Предконтинентальная	Предконтинентальные поднятий	Предконтинентальные шлировые	Предконтинентальные неритовые	Предконтинентальные неритовые карбонатные	Предконтинентальные неритовые галогенные
	Континентальных и островных склонов поднятий	Предконтинентальные подводнопрерывные	Редки	Редки	-
	Предконтинентальные батиальные впадин	Батиальные терригенные (флишоидные)	Предконтинентальные батиальные силицитовые	Предконтинентальные батиальные карбонатные	Предконтинентальные батиальные галогенные (?)
	Предконтинентальных абиссальных терригенных равнин	Абиссальные терригенные (флишоидные)	Предконтинентальные абиссальные силицитовые	Предконтинентальные абиссальные карбонатные	-
	Океанических поднятий	Океанические подводнопрерывные	Редки	Океанические атолловые рифогенные	-
Океанская	Океанических пелагических равнин	Океанические озовые красно-глинистые	Океанические озовые силицитовые	Океанические озовые карбонатные	-

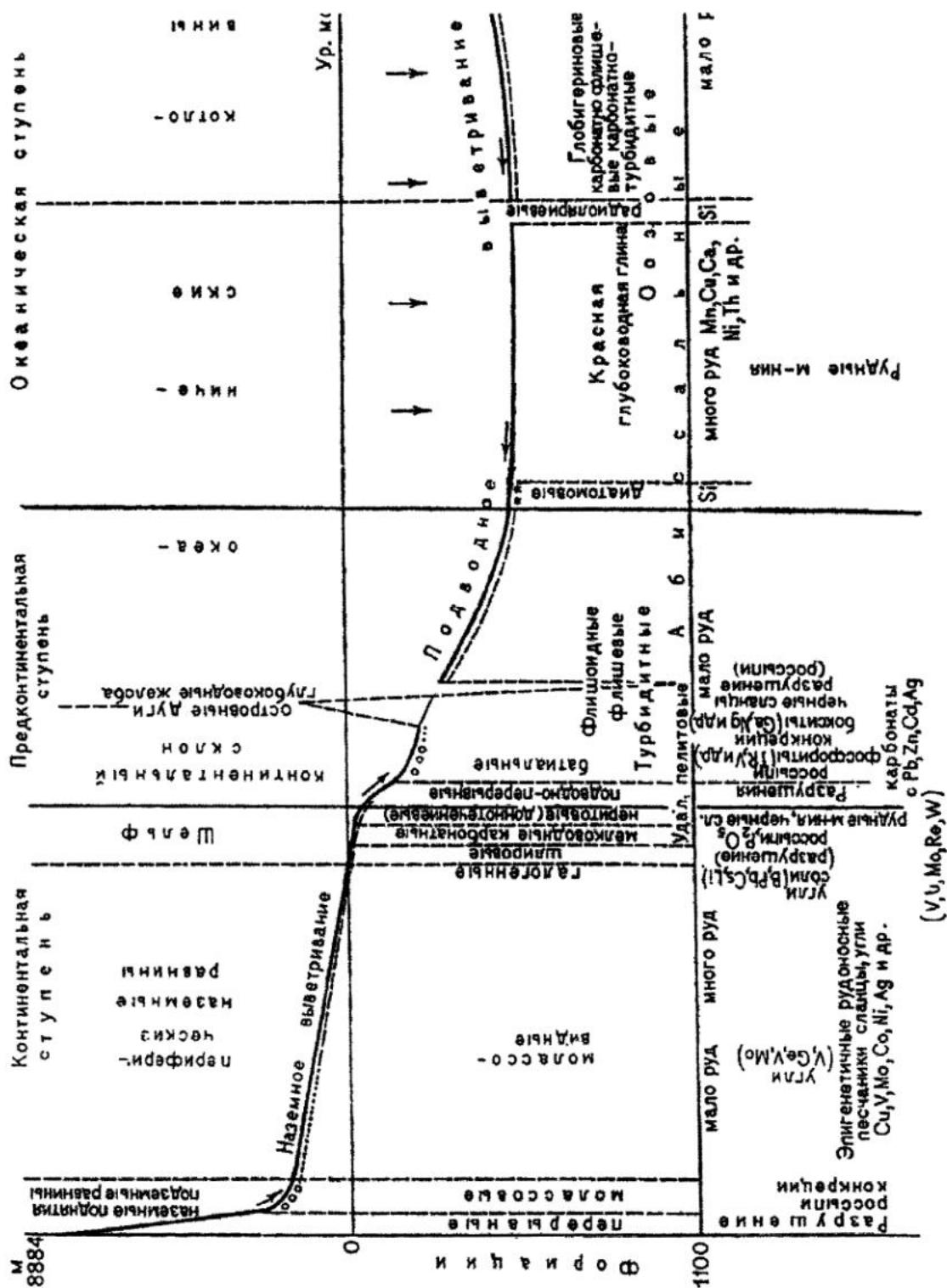


Рис. 2.4. Главные ступени рельефа поверхности Земли и некоторые связанные с ними осадочные формации и полезные ископаемые [4]

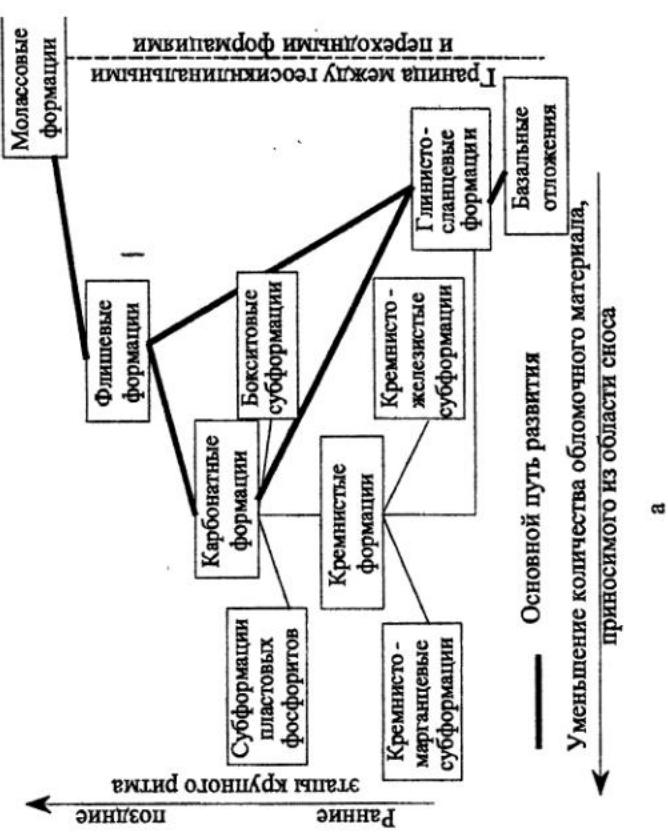
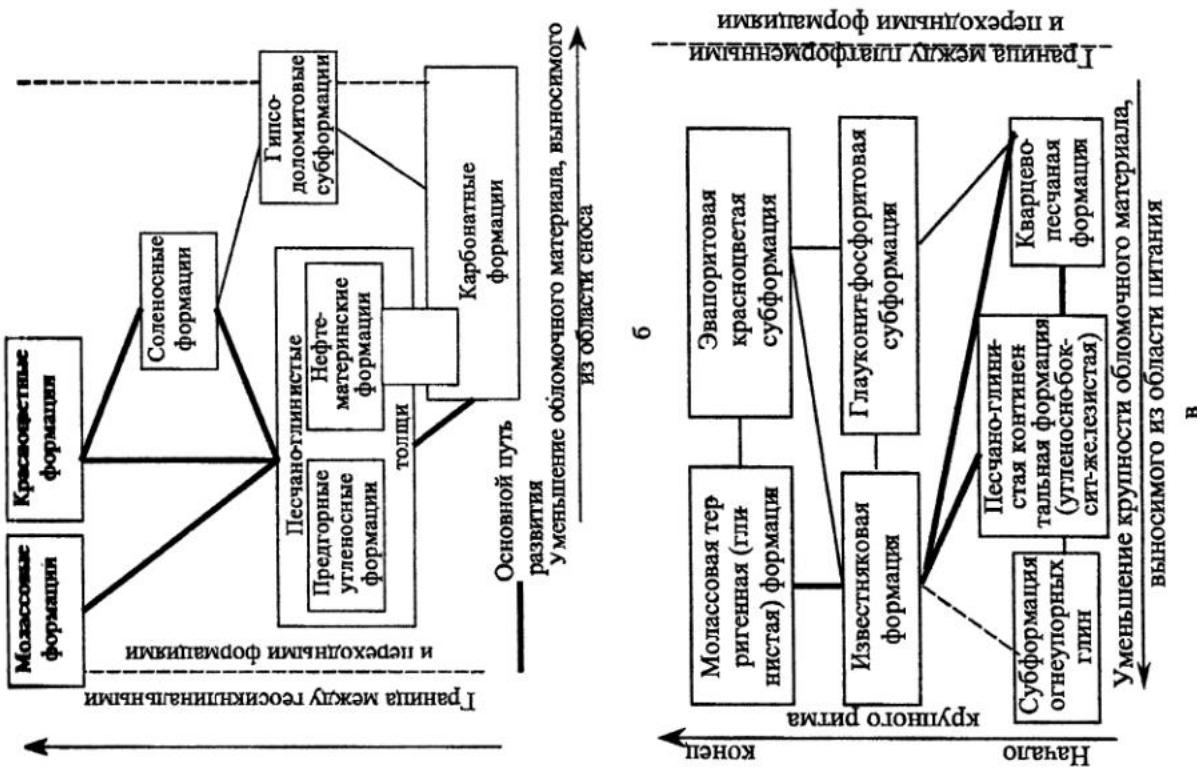


Рис. 2.5. Схема соотношения и пространственного размещения формаций (по Л.Б. Рухину):
Формации: а – геосинклинальные, б – переходные, в – платформенные

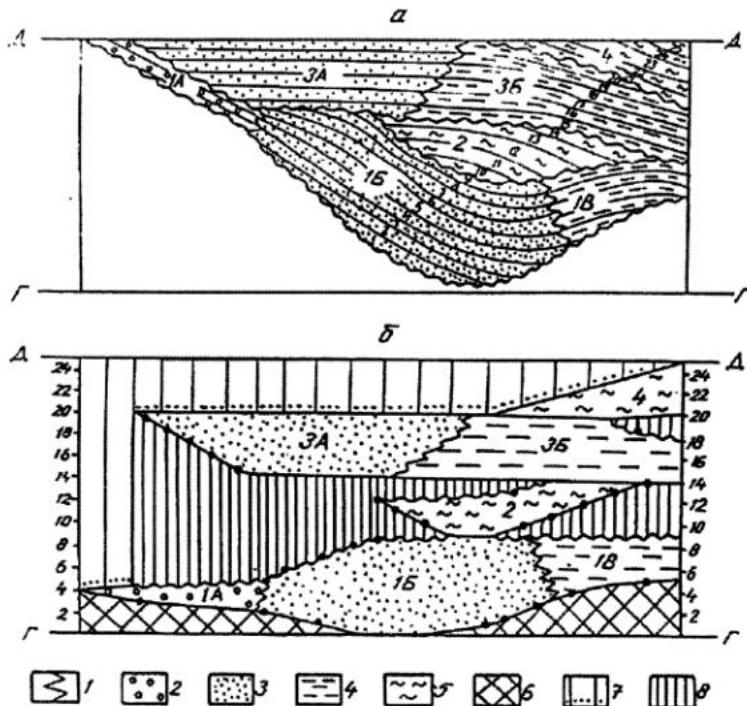


Рис. 2.6. Геологический разрез (а) и хроностратиграфическая схема (б) осадочного бассейна. Д-Д – дневная поверхность, Г-Г – глубина исследований, 1-25 – слои:

1 – замещения комплексов отложений; 2 – грубозернистых потоковых, 3 – песчаных прибрежных, 4 – глинистых морских, 5 – карбонатных морских и прибрежных; 6 – породы фундамента; 7 – современный срез; 8 – перерывы в осадконакоплении

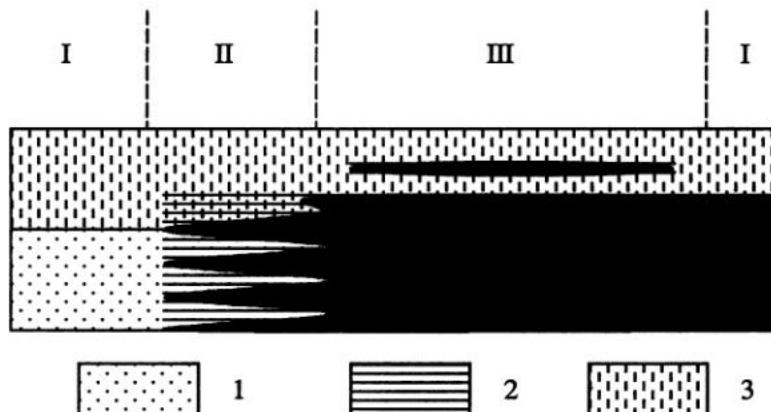


Рис. 2.7. Схема смены парагенераций в латеральном и вертикальном направлениях:

1-3 – парагенерации различных видов. Зоны расположения разрезов: I – наиболее благоприятные для выделения парагенераций; II – с латеральным замещением парагенераций; III – со сменой парагенераций по вертикали

Именно для полиформационных угленосных толщ характерна «этажность» их строения. На рис. 2.9 изображена модель взаимопереводов между эпохами торфо(угле)накопления Кузнецкого бассейна. Нижний, каменноугольный, этаж (А) отделяется от верхнего, раннемезозойского (Б), преимущественно туфогенными отложениями. При этом этаж А разделяется на два подэтажа: балахонский (A_1) и кольчугинский (A_2), разделляемые кузнецкой свитой.

Следующим этапом в оценке строения толщи Кузбасса явилось его формационное расчленение. Так, А.З. Юзвицким (1993) в наиболее полном разрезе палеозоя Кузбасса для его западной и южной частей выделено пять субформаций, показанных на рис. 2.10 и имеющих следующий генезис: F_1 – аллювиально-лагунная, F_2 – болотно-аллювиально-лагунная, F_5 – лагунная, F_6 – болотно-аллювиально-лагунная, F_8 – болотно-аллювиально-озерно-лагунная. По нашему мнению, с позиций формационного анализа они отчетливо группируются в две формации: F_1+F_2 и $F_5+F_6+F_8$, имея четко выраженные базальные части. В восточной части бассейна А.З. Юзвицким выделяются иные субформации: F_3 , примерно аналогичная субформации F_1 , F_4 , также весьма примерно соответствующая F_2 , и F_7 , соответствующая по объему субформации F_6 и отчасти F_8 . Такое деление произведено впервые и отражает латеральные изменения всех характеристик (мощность толщи, ее состав и угленосность) с юго-запада на северо-восток Кузбасса. Несколько иное деление толщи с формационных позиций ранее предложено А.А. Тимофеевым (см. рис. 2.10). Из приводимых данных следует, что даже для таких изученных толщ, как палеозойские отложения Кузнец-

Проведение границ при латеральных замещениях [5]

Зоны формационного тела	Содержание (%) главных членов формации	
	A	B
<i>Формация A</i>		
Центральная зона	100 – 80	0 – 20
Краевая зона	80 – 60	20 – 40
<i>Формация B</i>		
Центральная зона	40 – 20	60 – 80
Краевая зона	20 – 0	80 – 100
Границчная зона смежных формаций A и B	60 – 40	40 – 60

Рис. 2.8. Осадочные формации палеозоя Донбасса (Шульга, 1981):

1 – докембрийские кристаллические породы; 2-7 – осадочные формации: 2 – эфузивно-осадочная, 3 – обломочная, 4 – карбонатная (известняковая), 5 – угленосная нижнекаменноугольная, 6 – угленосная средне-верхнекаменноугольная, 7 – обломочная красноцветная; 8 – верхнесерпуховские угленосные отложения с перерывами в осадконакоплении; 9 – известняк.

I – Западный Донбасс; II – Южный Донбасс.

Слева от колонок – индексы пластов известняка, справа – индексы стратиграфических подразделений

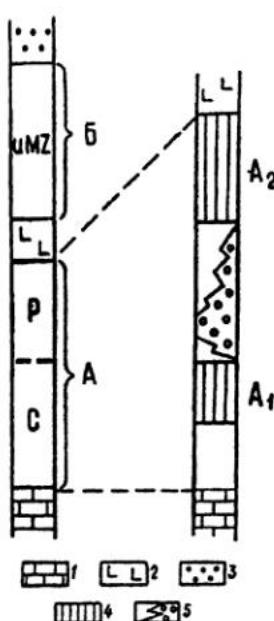
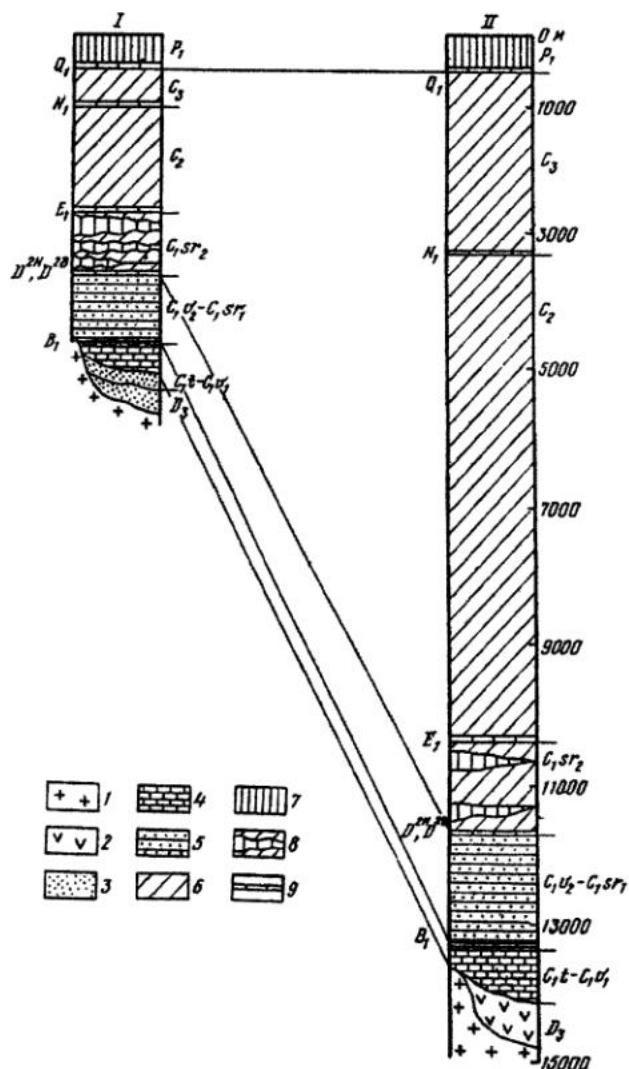


Рис. 2.9. Модель строения угленосной толщи Кузнецкого бассейна.
Отложения: 1 – подстилающие, 2 – мальцевской серии, 3 – перекрывающие, 4 – наиболее продуктивные; 5 – кузнецкой свиты.
Эпохи угленакопления: С – каменноугольная, Р – пермская, МЗ – раннемезозойская. А, Б – этажи; А₁, А₂ – подэтажи (см. текст)

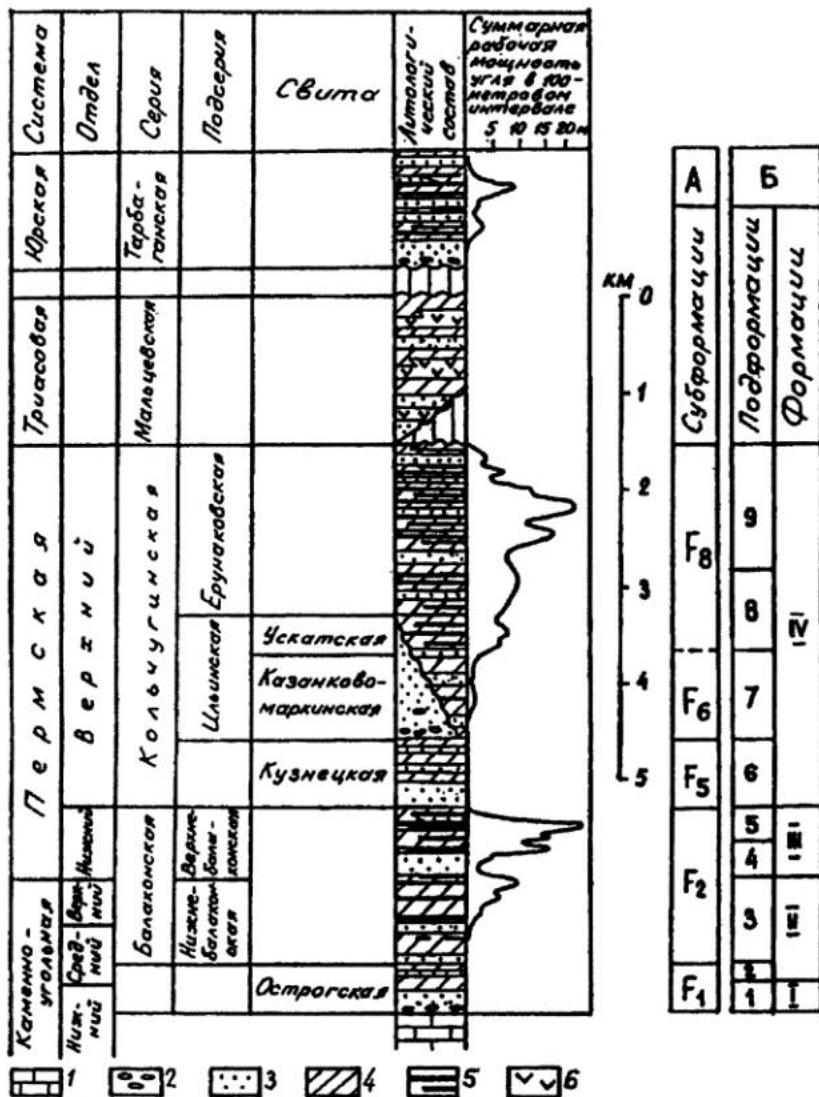


Рис. 2.10. Строение угленосных отложений Кузнецкого бассейна.

Отложения: 1 – подстилающие морские терригенно-карбонатные породы; 2 – конгломераты, гравелиты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты, аргиллиты; 5 – угли; 6 – туфогенные и изверженные породы.

Формационное расчленение: А – по А.З. Юзвицкому (1993); Б – по А.А. Тимофееву (1983)

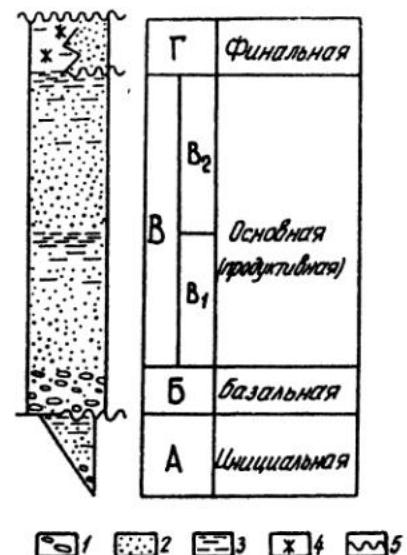
кого бассейна, вопрос их формационного расчленения решается неоднозначно и продолжает оставаться актуальным.

В качестве примера моноформационной угленосной толщи можно предложить модель строения раннемезозойской угленосной формации, которой соответствуют практически все известные на территории России и Казахстана угольные бассейны и месторождения (рис. 2.11). В сводном разрезе выделяются следующие подформации: инициальная (А) пролювиально-озерная; основная (В) сложнопостроенная разнофациальная, с четко выраженной базальной (Б) частью и финальная (Г) от пролювиально-аллювиальной до пестроцветной.

Последними, генетическими, характеристиками мы намеренно завершаем главу. Повторяя изложенное выше, еще раз укажем, что взаимоотношение и взаимопроникновение генетического и вещественного (парагенетического) подхода должно осуществляться на всех этапах исследования – от его начала до завершения. Другое дело, что генетический анализ трудоемок, требует специальных исследований и соответствующих специалистов, да во многих случаях и не всегда выполним по ряду причин (недостаточный материал, недостаточность научной базы и др.).

Рис. 2.11. Модель строения раннемезозойской угленосной формации:

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники, 3 – алевролиты и аргиллиты; 4 – пестроокрашенные породы; 5 – внутриформационные перерывы и несогласия.



Вопросы для самопроверки

- Перечислите основной перечень признаков, характеризующих осадочные толщи.
- Какие основные параметры (показатели) лежат в основе выделения осадочных формаций?
- Какие классификации осадочных формаций Вам известны? Наиболее общеприняты?
- Как соотносятся между собой наиболее распространенные осадочные формации?
- Приведите примеры формационного расчленения осадочных толщ.

Глава 3. Закономерности строения (цикличность) – важнейшая характеристика осадочных формаций

3.1. Общие представления: причины и факторы формирования цикличности

Изучением закономерностей в строении осадочных толщ «пронизан» весь XX век в геологии. Наиболее ярким и образным воплощением основной идеи сторонников данного направления служит высказывание Ю.А. Жемчужникова, еще в 1944 г. призвавшего геологов мыслить циклами.

В терминологии, связанной с характеристиками повторяемости элементов разреза (слоев), до сих пор нет единства. Одно из различий связано с употреблением терминов «ритм» (*rhythmos* (греч.) – равномерное чередование чего-либо) и «цикл» (*kyklos* (греч.) – колесо, суггле (лат.) – круг – движение по кругу). В последнем случае понятие «цикл» следует сравнивать не с замкнутым процессом, а с витком спирали, отражающей общую эволюцию процесса. Для отличия вещественных проявлений осадочного процесса от собственно временных, т. е. для комплексов пород, предложены десятки различных терминов, из которых наиболее употребительным стал *циклит* (в зарубежной литературе часто встречается понятие *циклотема* – *cyclothem*). Л.Н. Ботвинкиной в 1978 г. предложен термин «литоцикл», обладающий рядом преимуществ. Под полным литоциклом (ЛЦ) понимается комплекс различных отложений, генетически связанных направленностью изменения их признаков сначала в одном, а затем – в противоположном направлении. Для равномерного, тонкого чередования 2–3 типов пород целесообразно употребление термина «литоритм», не смешивая его с породным понятием «ритмит».

Повышенное внимание к изучению цикличности легко объяснимо тем, что оно органично заполняет существенный промежуток между слоями горных пород и осадочными формациями (см. п. 1.1). В настоящее время наличие самостоятельного надгорнопородного или циклического уровня организации геологических тел, со своим эмерджентным свойством – повторяемостью и/или направленностью чередования слоев – признается большинством геологов, изучающих стратифицированные толщи любого состава и генезиса. Однако общая теория циклогенеза еще не создана по ряду причин, среди которых главной является множественность причин и факторов, формирующих цикличность (табл. 3.1, 3.2).

Приведенные данные неоспоримо указывают на полигенетичность цикличности, что не позволяет выделить какой-либо один, универсальный механизм формирования циклов. В целом можно говорить о трех крупных уровнях цикличности, каждый из которых обязан специальному набору порождающих факторов.

Уровень 1. Мелкая цикличность: текстура толщ и даже пород на «низком» уровне, или ритмичность (ленточные глины, флиш и т. д.).

Таблица 3.1

Причины формирования цикличности, по В.Т. Фролову (1998),
с существенными изменениями и дополнениями

Класс	Группа	Тип	Примеры
Космические	Событийные	Метеоритные	
		Астроблемные	
	Астроно- мические	Галактические	180 млн лет
		Колебания эксцентриситета орбиты Земли	1,2-1,3 млн лет
		Краткий цикл эксцентриситета	0,413-0,492 млн лет
		Изменения наклона эклиптики	около 100 тыс. лет
		Прецессионные	41 тыс. лет
		Колебания солнечной активности	19-23 тыс. лет
		Год Земли	100 (200); 11 лет
		Лунные	Варвы
		Суточные	1 месяц
			Приливы
Космоземные	Климати- ческие	Чередования эпох седименто(лито)генеза	22 млн лет (потепления – похолодания) Эвстатические колебания: от тысяч до миллионов лет
	Седимента- ционные	Ураганы, штормы	Краткоперiodные: темпест иты и др.
		Собственно седиментационные	Широкий временный диапазон. Дельтовые, турбидитные, аллювиальные, биогермные, эвапоритовые литоциклы
	Биоцикли	Великие вымирания Экобиоцикли	Сотни миллионов лет От сотен лет до миллионов лет
Земные	Тектони- ческие	Протогей, неогей «Пангейные»	Суперцикли: 1,5 -2,5 млрд лет Сотни миллионов лет; платформенные системы
		Геотектонические	Формационные ряды: 90 -180 млн лет
		Тектоно-магматические	30-40 млн лет
		Стадийные (рифты, великие трансгрессии)	Десятки миллионов лет: формационные ряды и мегаформации
		Региональные (фазовые)	Формации, субформации; циклотемы; свиты; пачки
		Локальные	Литоциклы, литоритмы
	Вулкани- ческие	Вулканорегиона	Десятки млн лет: формации, серии
		Вулканоочага	Миллионы – десятки тысяч лет: формации, субформации
		Вулкана	Десятки тыс. лет – месяцы: субформации, потоки

Уровень 2. Собственно цикличность, являющаяся объектом литологических исследований и представляющая особый интерес для расшифровки состава и строения осадочных толщ любого состава и генезиса.

Уровень 3. Глобальная, наиболее крупная, цикличность, являющаяся объектом региональных и глобальных тектонических реконструкций.

Преимущественно к третьему уровню относятся некоторые развивающиеся в настоящее время представления, базирующиеся на современных представлениях по строению крупных осадочных бассейнов. Так, среди причин, порождающих цикличность, со времен Э. Зюсса (1906) принято рассматривать эвстатические колебания уровня моря. В работе П. Вейла и др. (Vail et al., 1977; Сейсмическая стратиграфия, 1982) приведены данные по циклам 1-го (200–300 млн лет) и 2-го (10–80 млн лет) порядков, отвечающих изменениям уровня моря в фанерозое. Они отражены на рис. 3.1, где по горизонтальной оси показаны относительные положения уровня моря в масштабе от 1,0 до 0,0, где значение 1,0 соответствует максимальному высокому уровню (поздний мел, 65 млн лет назад, на 350 м выше современного), а 0,0 – минимальному низкому уров-

Факторы, обуславливающие формирование цикличности

Процесс, формирующий литоцикл и его место действия	Осадочный материал	Режим	Характер смены фаций или генетических типов	Причины возникновения	Единицы разреза
Автоциклический (проходящий внутри одного генетического типа отложений)	Свой (данной области седиментации)	Различный	Смена субфаций в отложениях одной фации	Смена отложений внутри «автономной системы» за счет свойственных ей процессов (например, поперечная миграция русел)	Сублитоциклы и литоритмы
Автоциклический (проходящий в пределах области седиментации и зависимый от разных причин)	То же	Миграционный или мутационный	Вертикальная смена отложений разных фаций	Тектонические движения разного ранга и знака; для мутационного режима компенсация осадками и климатическими условиями	Литоциклы разных порядков
Ксеноциклический (проходящий вне области седиментации или вулканический)	Как свой, так и чужой (иной области седиментации + вулканический)	Инъективный	Вертикальная смена различных генетических типов отложений	Изменение условий вне области седиментации (наводнения, штормы, оползни и др.)	Темпеститы, инундиты и др.

ню (средний олигоцен, 30 млн лет назад, на 250 м ниже современного). В частности, отчетливо видны постепенный подъем уровня моря, приводящий к трансгрессии, и быстрое его опускание.

Эти данные хорошо соответствуют глобальным тектономагматическим циклам длительностью 30–40 млн лет, выделяемым практически всеми исследователями. Вообще же попытки определить продолжительность циклов многочисленны, наиболее известна 17-порядковая шкала С.Л. Афанасьева, объединяющая циклы от одного года до всей истории Земли как планеты. М.А. Садовским (1986) для нее установлена шкала с отношением $T_i : T_{i+1} = 3,7 \pm 0,6$, где T_i – цикл с i -м номером.

3.2. Основные типы циклов и их характеристика

Как следует из предыдущего раздела, в природе нет нециклических процессов и/или тел. Если они не проявлены в настоящее время или в конкретном наблюдаемом объекте, то либо последний следует более тщательно изучить, либо нужно найти цикл, в который этот объект будет входить как составная часть. В ряде обобщающих работ приведено рассмотрение цикличности в отложениях разного состава и возраста, формирующихся в разнообразных тектонических, палеогеографических, климатических и прочих условиях, показана всеобщность седиментационной цикличности как основного закона формирования осадочных толщ.

В то же время единой, сколько-нибудь стройной классификации литоциклов в настоящее время нет. Пожалуй, наиболее близко к положительному решению этого вопроса подошел В.Н. Шванов. В его работе [6] приводится характеристика около 50 элементарных ячеек осадочных толщ, которые могут служить основой для создания атласа структур осадочных формаций. Им же выделены и основные типы таких элементов (по степени усложнения и вложения друг в друга).

Подходя с несколько иных и, в общем, нестрогих позиций, мы считаем, что можно достаточно уверенно говорить о трех типах элементарных ячеек (или структурных единиц осадочных толщ) осадочных формаций.

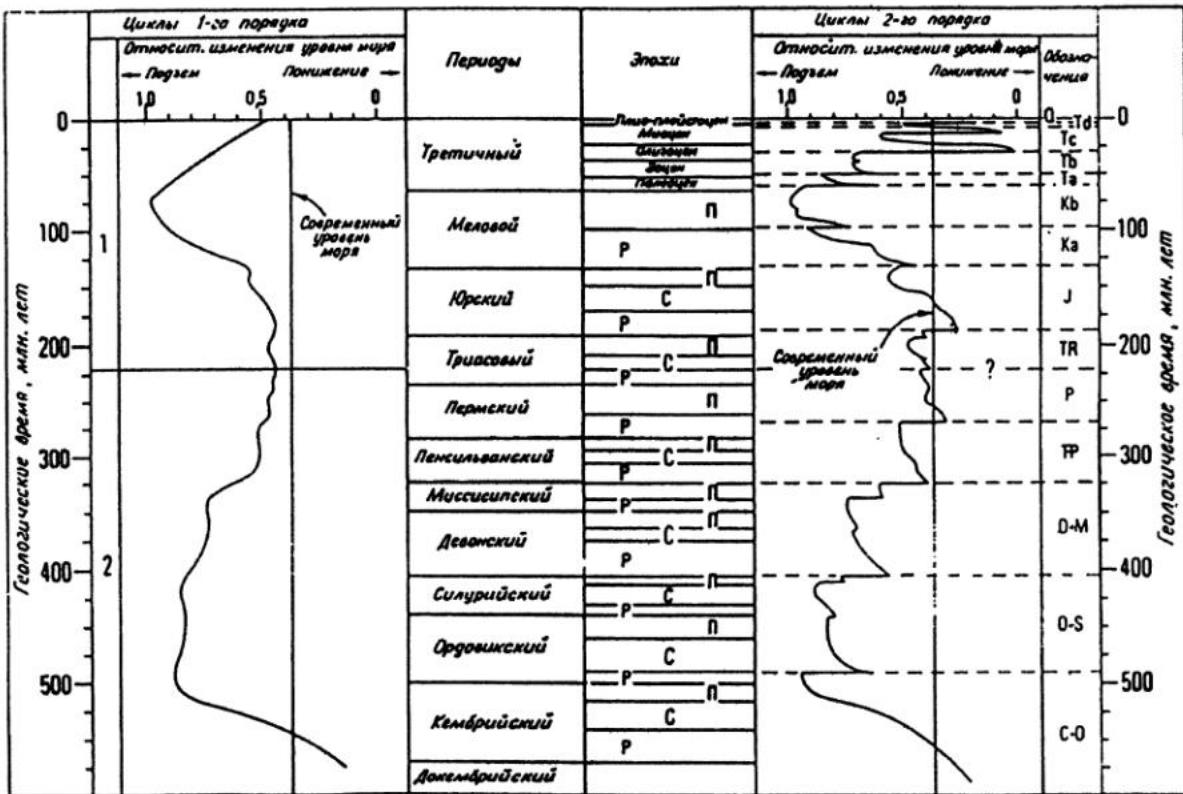


Рис. 3.1. Глобальные циклы относительного изменения уровня моря первого и второго порядка в течение фанерозоя, по П. Вейлу и др. (Vail et al., 1977; Сейсмическая стратиграфия, 1982). Эпохи: Р – ранняя, С – средняя, П – поздняя

Первый тип – это простейшая циклическая единица, сложенная двумя (реже тремя и более) тонкими или относительно тонкими слоями (слойками). Это **литоритм** (В.Н. Швановым предложено название ламинит от англ. *lamina* – слоек). Л.Н. Ботвинкиной в 1966 г. был предложен специальный термин «ритмит»³, определяющий особый текстурный тип породы, сложенной очень мелкими литоритмами.

Литоритмы, как правило, возникают при частой пульсационной подаче в осадок различного осадочного материала в *неизменном* бассейне осадконакопления. Подача эта происходит в результате сезонных изменений (годовых и многолетних), мелких колебаний засушливых и дождливых периодов, попеременного развития фауны, штормов, нарушения равновесия, сейсмических толчков и ряда других причин. Таким образом, в отличие от циклов, общая фациальная обстановка в бассейне ритмического накопления длительное время остается постоянной, а литоритмы в конкретной толще чаще относятся к одному генетическому типу.

Характерная особенность литоритмов состоит в том, что обычно они представляют собой элементы, слагающие одну породу (сложного строения), в то время как циклы – элементы, всегда слагающие толщу пород. Это нашло свое выражение в том, что уже давно породу, состоящую из мелких повторяющихся литоритмов, геологи стремились определить каким-либо одним термином. Так, всем известные «ленточные глины» представляют собой частое попарное чередование слойков глинистого и песчаного материала и по существу глинами не являются. Железистые кварциты докембрия также представлены попарным чередованием слойков железистых и кремнистых примерно в равном соотношении. Для литоритмов характерно простое строение: обычно они состоят из 2–3 элементов – слойков (или слоев) разных пород, редко более. Эти слойки следуют

³ Этот термин впервые употреблен М. Брамлеттом (Bramlett, 1946) для пары разных слойков

друг за другом в определенной последовательности, которая многократно повторяется, определяя этим специфическое строение толщи.

Во избежание неясностей термин «ритмит» рекомендуется употреблять в строго определенных случаях. Прежде всего это всегда название породы, в которой чередование слойков столь тонкое и частое, что употребление выражения «переслаивание пород» или «чередование пород» является неточным, так как не отражает масштаба явления.

Толщина чередующихся слоевых элементов ритмита очень мала: от долей миллиметра до единиц сантиметра, но чаще – не более нескольких миллиметров.

Повторяемость слойков (или их пачек) образует мелкие литоритмы, с достаточно отчетливыми и даже резкими границами. Внутри литоритма границы слойков могут быть различными и часто бывают представлены постепенными переходами. Слоистость ритмита обычно горизонтальная. Мощности слойков одного и того же состава либо равномерные, либо изменяются направленно, образуя ритм следующего порядка.

Следует, однако, иметь в виду, что ритмит – это лишь частный случай отложений, состоящих из литоритмов. У последних в толщах иного рода может быть значительно большая мощность, достигающая десятков сантиметров для литоритмов 1-го порядка, т. е. масштаба литоцикла, и более сложное строение, а также не только горизонтальная, но и мелкая косая или волнистая слоистость в отдельных элементах литоритмов (например, во флише). На рис. 3.2 схематически показаны некоторые примеры литоритмов разного рода.

Второй тип – комплексы из небольшого числа слоев, повторяющих друг друга в последовательности, как правило, определяемой гравитационными процессами осаждения материала. К нему относятся типовые флишевые циклы Н.Б. Вассоевича (1948); терригенные комплексы уральского флиша верхнего палеозоя И.В. Хворовой (1961), проциклы Ю.Н. Карагодина (1978) и др. Эталоном такого литоцикла является цикл А. Боума (Boostra, 1962), служащий общепринятым стандартом. Для турбидитовых зон супензионно-потоковой седиментации его интерпретация показана на рис. 3.3.

В более обобщенном виде результат такой реализации гравитационного осаждения материала, ярко выраженный в направленном уменьшении размерности частиц снизу вверх, при общем скачкообразном, пульсационном изменении режима седиментации можно назвать гравититами.

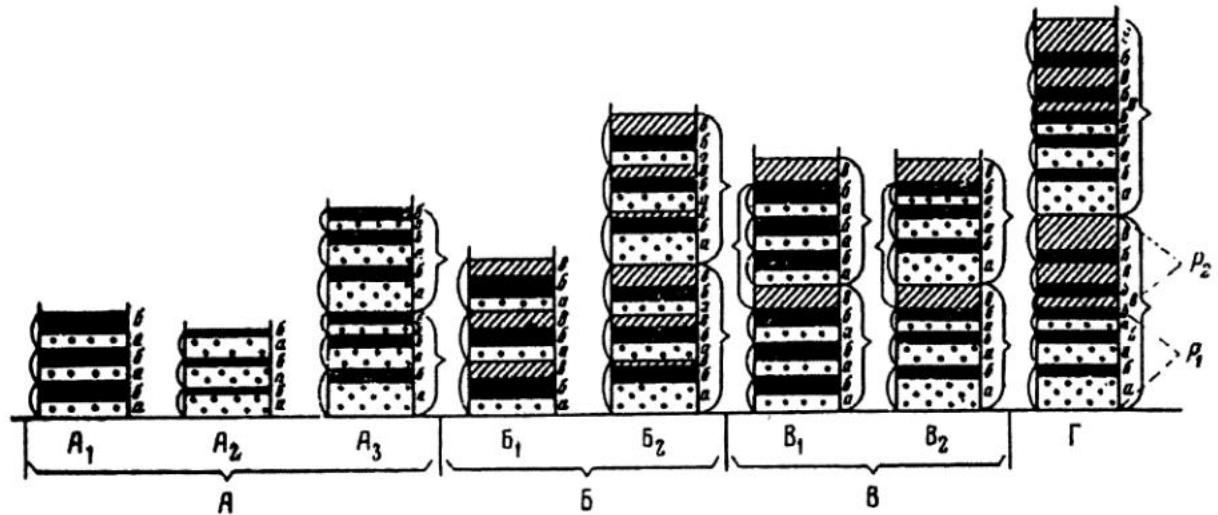


Рис. 3.2. Некоторые типы строения литоритмов [1]:

а, б, в – слойки разного состава; ритмы: А – простые двухкомпонентные, Б – простые трехкомпонентные, В – усложненные трехкомпонентные; А₁, Б₁, В₁ – равномерные по мощности слойков, А₂ – неравномерные (слойки разной мощности), А₃, Б₂, В₂ – мощность слойков направленно изменяется; Г – направленноизменяющийся сложный трехкомпонентный ритмит (в нем направленно изменяются как нижние (P₁), так и верхние составляющие (P₂)).

Простые скобки слева от колонок – границы ритмов 1-го порядка, фигурные скобки (преимущественно справа от колонок) указывают на ритмы 2-го порядка

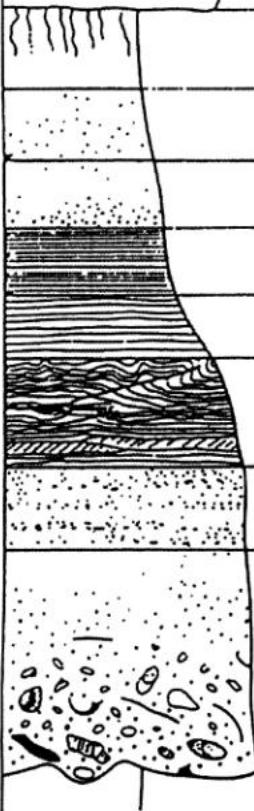
	Размер зерен	Обозначение по Пайперу	Седиментационная текстура
	Ил	f	Пелагические осадки, большей частью биотурбированные
	Ил	e ₃	С отсутствием градации
	И.г	e ₂	Градационная
	И.г	e ₁	Весьма тонкослоистая ламинационная
	Ил-алеврим	d	Верхний слой с плоскопараллельной тонкой слоистостью
	Алеврим-песок	c	Рябь течения потоков и конвективная слоистость; диагенетические разрывы, вызванные ранней силицификацией
	Песок	b	Горизонтальная тонкая слоистость (ламинация) с градационными слоями
	Песок	a	Градационная слоистость Черепитчатость Поверхность с подушевыми знаками

Рис. 3.3. Типовой терригенный цикл А. Боума в турбидитовом слое, по Д. Пайперу (Piper, 1978)

В их изучении среди отечественных геологов наиболее весом вклад И.В. Хворовой (1961, 1974, 1980, 1989). На рис. 3.4 приводится динамическая модель формирования разных текстурных типов гравититов – от хаотичных неупорядоченных «разжиженных» потоков до характерных циклических наборов текстурно охарактеризованных пород.

Значительно реже наблюдается явление возрастания крупности зерен вверх по разрезу (рекликлы Ю.Н. Карагодина). Это явление наиболее присуще дельтовым обстановкам в условиях проградации дельт; проградаций феновых отложений турбидитов (наступлением грубых каналовых отложений на дистальные турбидитово-гемипелагитовые комплексы). В отдельных толщах может преобладать именно такой, регressiveный характер цикличности, слагающий комплексы мощностью до сотен метров и даже 1–1,5 км.

Третий тип представлен наиболее сложными по составу и строению, «настоящими» литоциклами, обычно являющимися наиболее трудными для распознавания. Эта трудность прежде всего заключается в большом количестве слагающих данные комплексы слоев (обычно не менее 10-15), что предусматривает привлечение генетических представлений. Методика изучения данного вида цикличности наиболее разработана на материале угленосных толщ (как у нас, так и за рубежом). Проиллюстрируем ее на конкретном примере (рис. 3.5, описание Л.Н. Ботвинкиной).

В интервале между известняками L₆ и L₇ (средний карбон) видим чередование пород различного гранулометрического состава, причем обращает на себя внимание неоднократное повторение угольных пластов, хотя в этом повторении трудно выявить какую-либо закономерность. Но как только мы переходим к детальным генетическим определениям каждого слоя пород, сразу становится очевидной их закономерная смена, подчиненная определенной направленности. Справа от литологической колонки дана колонка фациального состава отложений. Здесь мы видим, что на смену лежащим внизу глинистым морским отложениям приходят песчаники зоны морских тече-

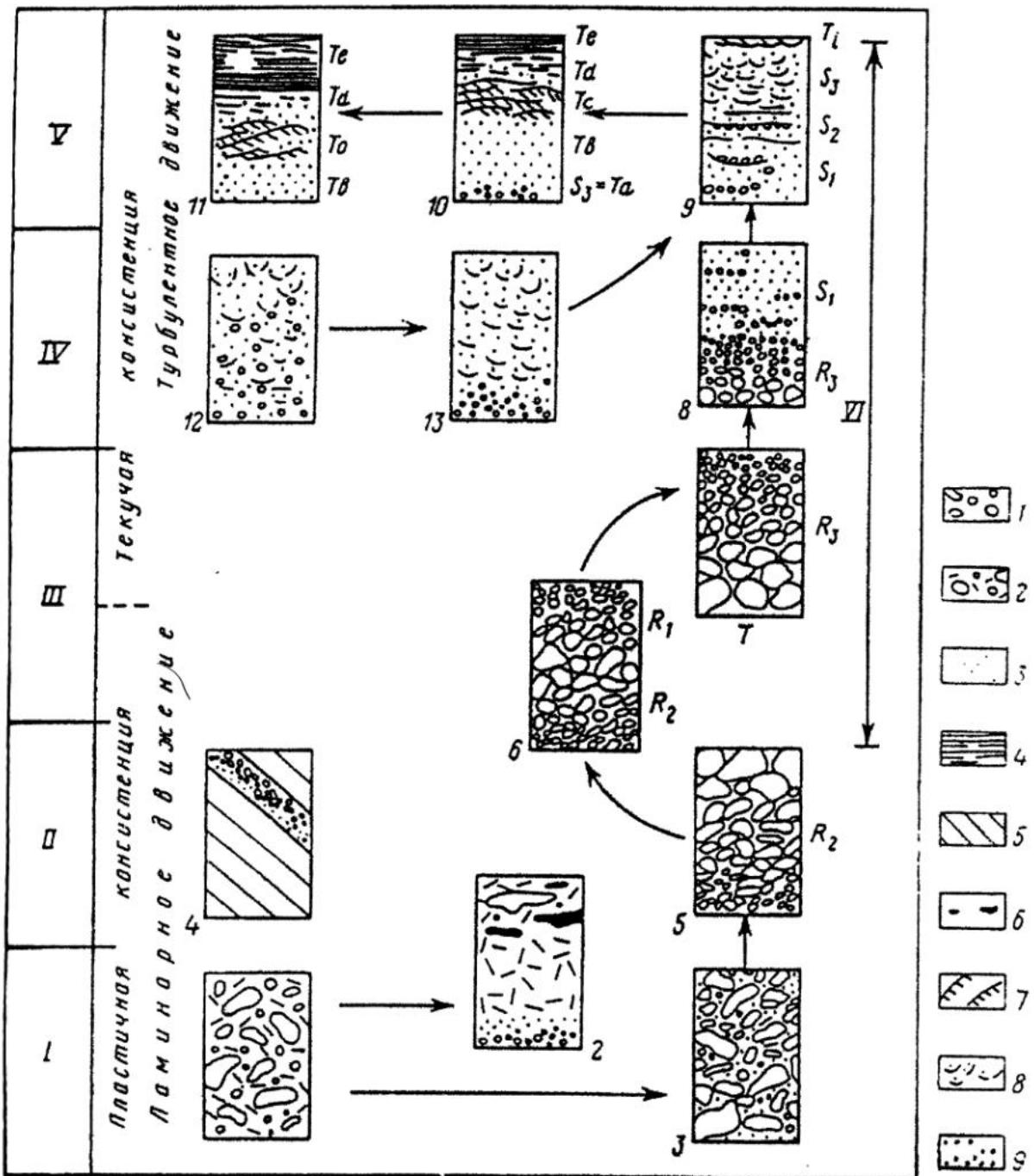


Рис. 3.4. Типы текстур гравититов в зависимости от их концентрации и характера движения, по Д. Лоуву (Lowe, 1982):

1 – грубообломочный материал; 2 – то же с песчаным заполнением (матриксом); 3 – пески и алевриты; 4 – пелиты с горизонтальной слоистостью; 5 – текстуры «замерзания» зерновых потоков с косой слоистостью и гравием; 6 – крупные включения в тонком матриксе; 7 – косая слоистость в последовательности турбидитов; 8 – тонкая косая слоистость и беспорядочные прослои; 9 – гравий в слое волочения и коврах волочения.

Линиями соединены типы текстур гравититов, связанные постепенными переходами, стрелками показаны эволюционные последовательности (переходы 1-3 и 5-6 – предположительные). R_1 , R_2 – обратная и нормальная градационные текстуры зерновых и слабо разжиженных потоков. Текстуры высокоплотностных турбидитов: S_1 – волочения, S_2 – ковры волочения, S_3 – взвеси (нормальной седиментации). Текстуры 1-7 относятся к проксимальной части подводного конуса, 8-13 – к дистальной. Типы гравититов: I-IV – потоки (I – связные, II – зерновые, III – слабо разжиженные, IV – разжиженные); V-VI – турбидиты (V – низкоплотностные, VI – высокоплотностные)

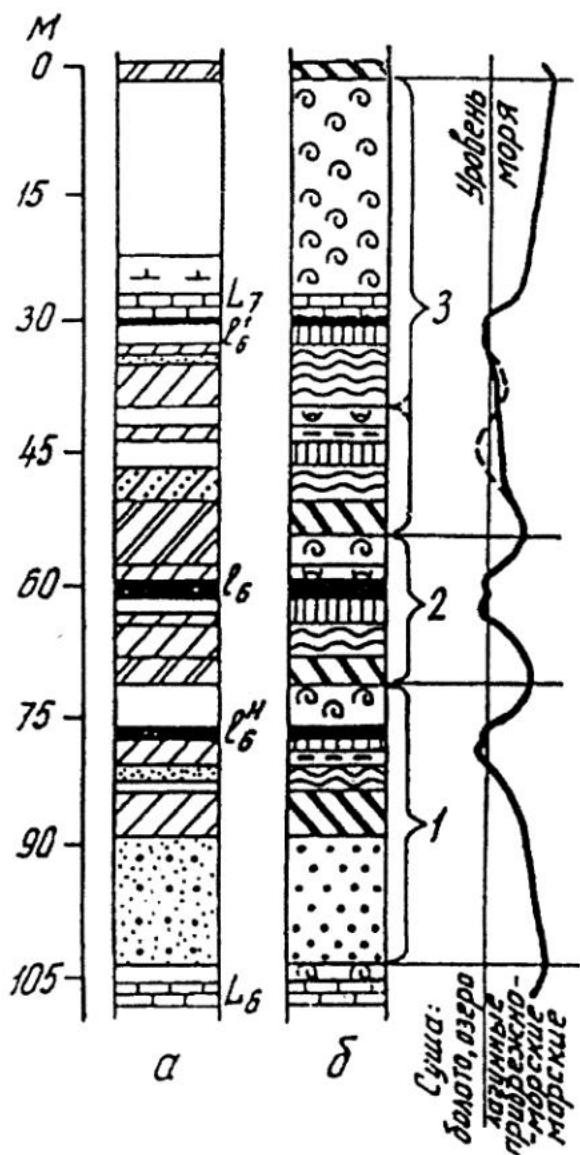


Рис. 3.5. Циклическое строение небольшой части угленосных отложений Донбасса (Должанский район).

Колонка “а” (породы): 1 – известняк; 2 – известковистый аргиллит; 3 – аргиллит; 4 – переслаивание аргиллитов и алевролитов; 5 – алевролиты; 6 – чередование тонких слоев песчаника и алевролита; 7 – песчаник мелкозернистый; 8 – песчаник среднезернистый.

Колонка “б” (отложения разного происхождения): 9 – морские глинистые; 10 – морские известковистые; 11 – лагунные глинисто-алевритовые; 12 – торфяно-болотные; 13 – озерные; 14 – морские алевритовые зоны волнений; 15 – морские песчаные зоны течений; 16 – лагунные алевритово-песчаные зоны волнений; 17 – болотные; 18 – речные русловые.

1, 2, 3 – циклы осадконакопления; I^H_6 , I^L_6 – угольные пласти; L_6 , L_7 – пласти известняка; справа – кривая цикличности

ний, указывающие на усиление динамики среды седиментации и увеличение поступления материала с суши. Их сменяют отложения прибрежной зоны волнений сначала открытого моря, затем – лагун и заливов и, наконец, наземные отложения болот, почва угольного пласта с корневыми остатками и сам угольный пласт. В кровле последнего присутствуют аргиллиты с фауной открытого моря. Таким образом, налицо последовательное направленное изменение обстановки отложений от условий открытого моря до наземных, а затем снова до морских. Это отражено кривой, помещенной справа от колонки фаций.

На смену относительно глубоководным глинистым осадкам вновь приходит последовательность фаций, сходная с уже описанной выше: отложения зоны волнений сначала открытого моря, потом лагун и заливов, затем наземные образования болот с угольным пластом, в кровле которого залегают сначала тонкие илистые осадки лагун, сменяющиеся морскими отложениями. Так сформирован второй цикл седиментации, что также отражено кривой справа. Аналогично построен и третий, верхний цикл, имеющий, однако, специфические черты. В его нижней части видно усложнение, выразившееся в появлении болотных отложений среди лагунных, образующих таким образом как бы «подцикл». Кроме того, более мощные, чем в предыдущих циклах, морские отложения в надугольной части содержат еще и значительной мощности пласт известняка, непосредственно налегающий на угольный пласт (явление вообще характерное для угленосных циклов Донбасса).

Таким образом, мы видим, что часть разреза угленосной толщи, представленная на рис. 3.5, состоит из трех циклов, построенных сходно, но не тождественно. Подугольная часть всех трех циклов образуется *регressiveным* рядом фаций от морских до все более близких к суше, надуголь-

ная – наоборот, слагается все более и более морскими отложениями, что указывает на нарастающую трансгрессию моря в данном месте, почему эта часть цикла и названа *трансгрессивной*. Угольные пласты и их почва образуют как бы нейтральные части циклов, так как формируются при относительно стабильном положении береговой линии моря.

При этом у нижнего цикла наиболее развита нижняя, регрессивная часть, у верхнего – наоборот, морская, трансгрессивная. Средний цикл имеет довольно симметричное строение, а осадконакопление в наземных условиях в этом цикле было наиболее длительным (так как в его составе везде прослеживаются наиболее мощные болотные образования, в том числе угольный пласт). Следовательно, эти три цикла, в свою очередь, образуют цикл, но уже более крупного порядка (что отражено второй, обобщающей кривой). Этот цикл имеет те же части, что и цикл 1-го порядка (регрессивную, нейтральную и трансгрессивную), но представлены они уже не фациями, а циклами 1-го порядка соответствующего типа.

Так же, как и для гравититотов, «вложение» литоциклов друг в друга является важнейшей характеристикой, которой вплоть до настоящего времени уделяется не так много внимания, как она того заслуживает. К примеру, в некоторых достаточно мощных угленосных толщах уверенно насчитывается до семи порядков литоциклов, «вкладывающихся» друг в друга, как это показано на рис. 3.6. Они группируются по 2–5, чаще по 3, образуя литоциклы более высоких порядков по характеру направленности изменения условий осадконакопления, как это было описано выше.

3.3. Цикличность в формационном анализе

Весьма важным в научном и, особенно, в практическом отношении является применение сведений о цикличности при корреляции отложений (*correlatio* (лат.) – соотношение). Сравнение пород только по их литологическому составу (а для терригенных отложений – по гранулометрическим типам) возможно лишь как первоначальный вариант, особенно при изменчивости отложений и/или редкой сети наблюдений. Синхронные горизонты оказываются представлены не только разными породами, но и разными фациями. В этом отношении значительно более точным оказывается сравнение литоциклов, что иллюстрируется на рис. 3.7.

Анализ большого фактического материала позволяет уверенно выделить несколько положений [1].

1. Литоциклы – это единицы разреза, выдерживающиеся на площади значительно лучше, чем составляющие их отдельные элементы (слои, пласти и даже фации). Они прослеживаются на расстояния, измеряемые десятками и даже сотнями километров.

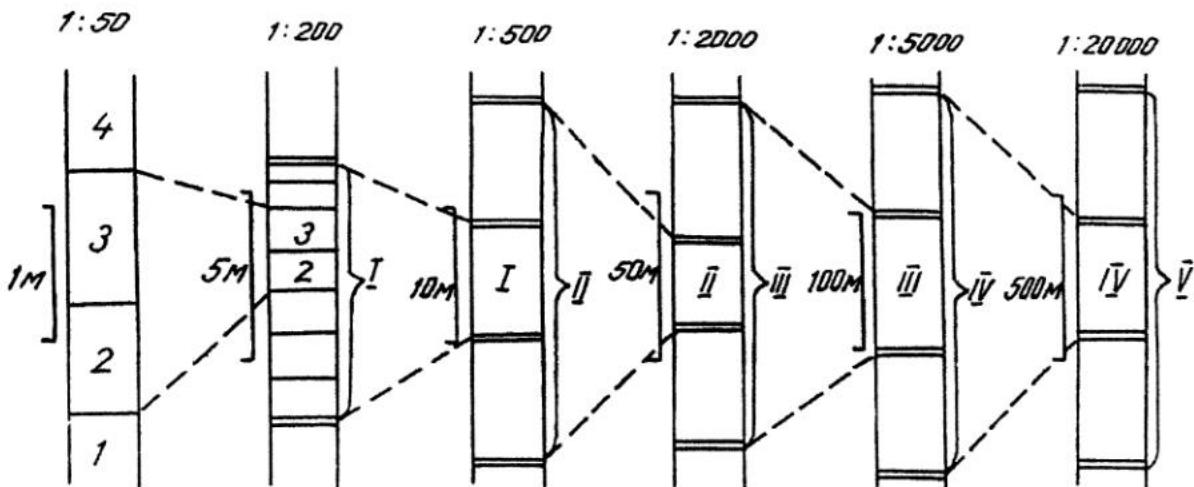


Рис. 3.6. Соподчиненность литоциклов разных порядков, на примере раннемезозойских угленосных толщ азиатской части России.

Вверху – масштаб, слева от колонок длины интервалов. 1, 2 – слои; I–V – литоциклы разных порядков

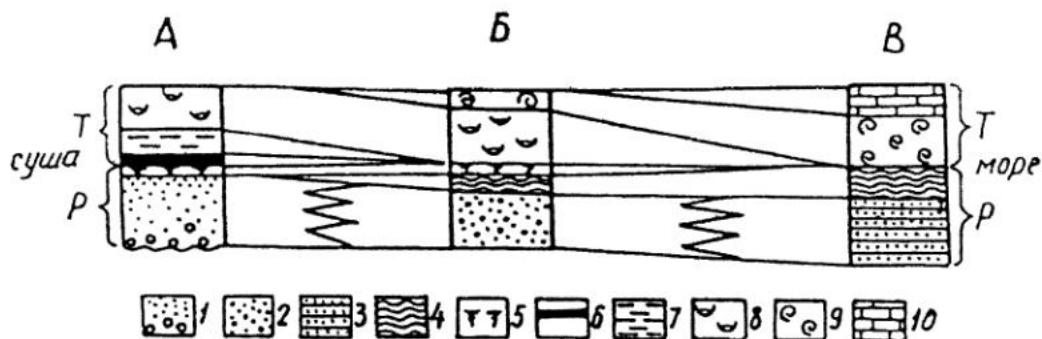


Рис. 3.7. Сопоставление литоциклов, различных по фациальному составу в разных пунктах наблюдений [1]:

А – частично на суше; Б – переходная обстановка; В – условия открытого моря. Песчано-алевритовые отложения: 1 – аллювиальные, 2 – подводной части дельты, 3 – морские зоны течений, 4 – морские зоны волнений; 5 – почвенные образования со следами корней растений; 6 – отложения торфяного болота (угольный пласт). Алевритово-глинистые отложения: 7 – озерные, 8 – лагун, 9 – морские; 10 – карбонатные морские отложения (известняк)

2. Литоциклы на площади, особенно на больших расстояниях, могут изменять свой состав (литологический и фациальный) в зависимости от общего палеогеографического плана. Однако каждый из них неизменно сохраняет направленность изменения отложений, его слагающих.

3. Фациальное разнообразие седиментационных циклов и наличие в них индивидуальных черт позволяет выделить в разрезе маркирующие или опорные литоциклы. Последние наиболее отчетливо прослеживаются от пункта к пункту изучаемой площади.

4. Чередование литоциклов в разрезе не случайно, а подчиняется определенной, также периодической, закономерности, что позволяет выделить литоциклы следующих, высших порядков. Последние являются седиментационными единицами, выдерживающими на еще бóльших площадях.

Перечисленное позволяет широко использовать литоциклы как самостоятельные стратиграфические единицы разрезов. Цикличность строения большинства изучаемых толщ (см. выше) определяет необходимость применения при их сопоставлении принципов *цикло(ритмо)стратиграфии*, пока не нашедших должного применения, несмотря на разработанные методики. Особенно плодотворен такой подход в «немых», нередко мощных, терригенных толщах, с трудом поддающихся биостратиграфическому расчленению (фациально-циклический анализ угленосных толщ Ю.А. Жемчужникова и др., ритмограммы флиша Н.Б. Вассоевича, ритмоструктурный анализ В.И. Попова и др.). Высокая значимость циклостратиграфических построений особенно подчеркивается бурным развитием в последние десятилетия *сиквенс-стратиграфии*, связанной с активным развитием сейсмических работ, особенно при поисках и разведке нефтегазовых месторождений. Под сиквенсом (англ. sequence) понимается комплекс генетически связанных слоев, ограниченных сверху и снизу поверхностями несогласия или коррелирующими с ними согласиями (Сейсмическая стратиграфия, 1982; Дополнения ..., 2000). В образовании сиквенсов ведущую роль отводят колебаниям уровня моря (см. рис. 3.1). Обычно при сиквенсстратиграфических исследованиях наибольшее значение имеют циклы второго порядка продолжительностью 10–80 млн лет и третьего порядка (1–5 млн лет). В конкретных моделях сиквенсов отражены представления о формировании литологических комплексов пород. Иначе, *сиквенс* – это *литоцикл*, фиксируемый эвстатическим колебанием уровня моря. Непрерывность наблюдений, получаемых в ходе сейсморазведки и каротажа скважин, позволяет определить вертикальную и латеральную последовательность в изменении типов пород и воссоздать эволюции осадочных бассейнов. Однако эти методы нуждаются в постоянной заверке традиционными литолого-фациальными исследованиями.

Значимость циклических исследований при изучении осадочных формаций показана выше (см. п. 3.1). Добавим, что в настоящее время назрела необходимость и имеются все условия для их использования при оценке строения Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Так, Ю.Н. Карагодиным с соавторами (Северное Приобье ..., 2000), предлагается выделить для юрско-неокомских отложений вместо нескольких десятков свит всего пять формаций: заводоуковс-

Таблица 3.3

Классификация динамических типов седиментационных циклов (С.И. Романовский, 1985)

Режимы формирования единичных циклов		Режимы повторяемости единичных циклов		
		Сложнопериодический	Непериодический	Непериодический, наложенный на сложнопериодический
Миграционные	Трансгрессивный	Терригенные, терригенно - карбонатные, карбонатные, сланценосные		
	Регрессивный	Терригенные, терригенно - карбонатные, карбонатные		
	Трансгрессивно-регрессивный	Терригенные, терригенно - карбонатные, карбонатные, ватты, угленосные, галогенные (соленосные)		Вулканогенно-осадочные
Мутационные	Хроногенный	Ленточные (варвы), галогенные сезонные, ритмы, океанические (без турбидитов)		
	Инъективный		Флишевого типа, нижней (морской) молассы	
	Инъективно-хроногенный			Вулканогенно-осадочные, карбонатного флиша, глубоководные турбидитсодержащие
Миграционно-мутационные	Флювиальный	Аллювиальные, верхней (континентальной) молассы		Верхней (континентальной) молассы
	Ледниковый	Ледниковые, лёссы		Вулканогенно-осадочные

ую или тюменскую (инициально-трансгрессивную); абалакско-васюганскую (трансгрессивную); баженовскую (финально-трансгрессивную – инициально-регрессивную); мегионскую (инициальному-регрессивную) и вартовскую (финально-регрессивную).

В завершение раздела приведем сведения по классификации *режимов* формирования единичных комплексов пород – циклов, предложенной С.И. Романовским (табл. 3.3). Важным и еще не разработанным следствием данного подхода является то, что в пределах одного динамического режима циклогенеза должна фиксироваться «генетическая преемственность» в образовании циклов. Таким образом, исходя из преемственности в образовании формаций (см. табл. 2.2) (например, угленосная – соленосная – красноцветная; аспидная – флиш – нижняя молassa), наблюдается и преемственность при формировании типов циклов.

Вопросы для самопроверки

1. В чем заключается выделение комплексов пород по изменению их размерности? Перечислите основные типы гравититов.
2. Как выделяются литоциклы по смене трансгрессивной и регрессивной фаз осадконакопления?
3. Что такое эвстатика и в чем заключается ее влияние на формирование литоциклов?
4. Какие порядки литоциклов вам известны?
5. В чем заключается значение установления цикличности для стратиграфических построений (сиквенсстратиграфия)?

Глава 4. Основные типы осадочных формаций

Вопросы классификации осадочных формаций рассмотрены в п. 2.2. Наиболее доступное и достаточное описание основных типов осадочных формаций имеется в работах В.М. Цейслера [5 и др.]. На основании приводимой систематической классификации формаций по формообразующим породам им дана краткая характеристика выделяемых групп и более мелких подразделений, приведенных в табл. 2.1.

В то же время мы считаем более предпочтительными классификацию и описание осадочных формаций, предложенные большой группой геологов ВСЕГЕИ [3]. Сопоставление этих классификаций также приведено в табл. 2.1.

Предваряя сжатую характеристику основных типов осадочных формаций, еще раз подчеркнем, что единой классификации «линейного» типа, охватывающей все многообразие осадочных формаций, как геологических тел, изначально различных по механизму их формирования, *нет*, и в принципе ее создание невозможно (см. п. 2.2). Поэтому предлагаемое описание уже изначально имеет элементы смешения различных понятий, т. е. эклектично с точки зрения понятий формальной логики. Второе предварительное замечание относится к объему предлагаемой информации. Естественно, что основное внимание уделено терригенным отложениям, слагающим 2/3 осадочной оболочки (см. п. 1.3).

Сероцветные терригенные формации гумидных областей

Типизация данного, наиболее распространенного класса осадочных формаций показана в табл. 4.1. Последняя приведена в предельно сокращенном виде, с указанием только ведущих, конститутивных признаков. Принципиальная схема размещения типов формаций на площасти изображена на рис. 4.1.

Красноцветные (пестроцветные) формации аридных областей

Исходя из изложенных ранее позиций, выделение данного класса является искусственным, поскольку эти формации характеризуются различным набором пород, относятся к различным типам в иных классификациях. Однако установленные Н.М. Страховым типы литогенеза и особенно – сопровождающая эти типы специфика минерализации (триады Al – Fe – Mn, с одной стороны, и Cu – Pb – Zn, – с другой), дают достаточное основание к выделению этих формаций. Э.Н. Яновым и Л.Э. Алексеевой выделены следующие группы формаций [3].

Молассоидная, сложенная конгломератами, гравелитами и плохо отсортированными песчаниками. Характерны грубая ритмичность, косая слоистость. По латерали замещаются красноцветными алеврито-песчаными формациями; перекрываются ими же, или известняковыми, кремнисто-доломитовыми и другими типами.

Красноцветная алеврито-песчаная формация слагается коричневато-красными и красновато-фиолетовыми мелко-среднезернистыми песчаниками и алевролитами, часто с известковистыми «журавчиками», второстепенные члены парагенеза – аргиллиты и мергели массивные, узловатые и «икряные», иногда гравелиты и паттумы. Формационные тела четковидные и линзовидные, мощностью от сотен метров до 2–3 км. Характерна цикличность нескольких порядков. В формационных рядах подстилаются молассоидными формациями или начинают новый цикл, перекрываются сероцветной известняково-песчано-алевритовой формацией «морей-озер», мергельно-известняковой и другими формациями.

Пестроцветная известняково-алеврито(мергельно)-песчаная формация (проще – «пестроцветная терригенно-карбонатная формация») представлена коричневато-красными, фиолетовыми, зелеными и желтыми песчаниками, алевролитами, мергелями и серыми пелитоморфными известняками, слагающими ритмы мощностью от единиц метров до 15–30 м. Второстепенные члены парагенеза – конгломераты и гравелиты – образуют редкие линзовидные прослои.

В целом для пестроцветных известняково-алеврито-песчаных формаций характерно преобладание песчаников и алевролитов, но обычны карбонатные породы и аргиллиты. Типично обособление градаций, сходных с красноцветными алеврито-песчаными формациями, а также довольно мощных сероцветных пачек с участием карбонатных пород.

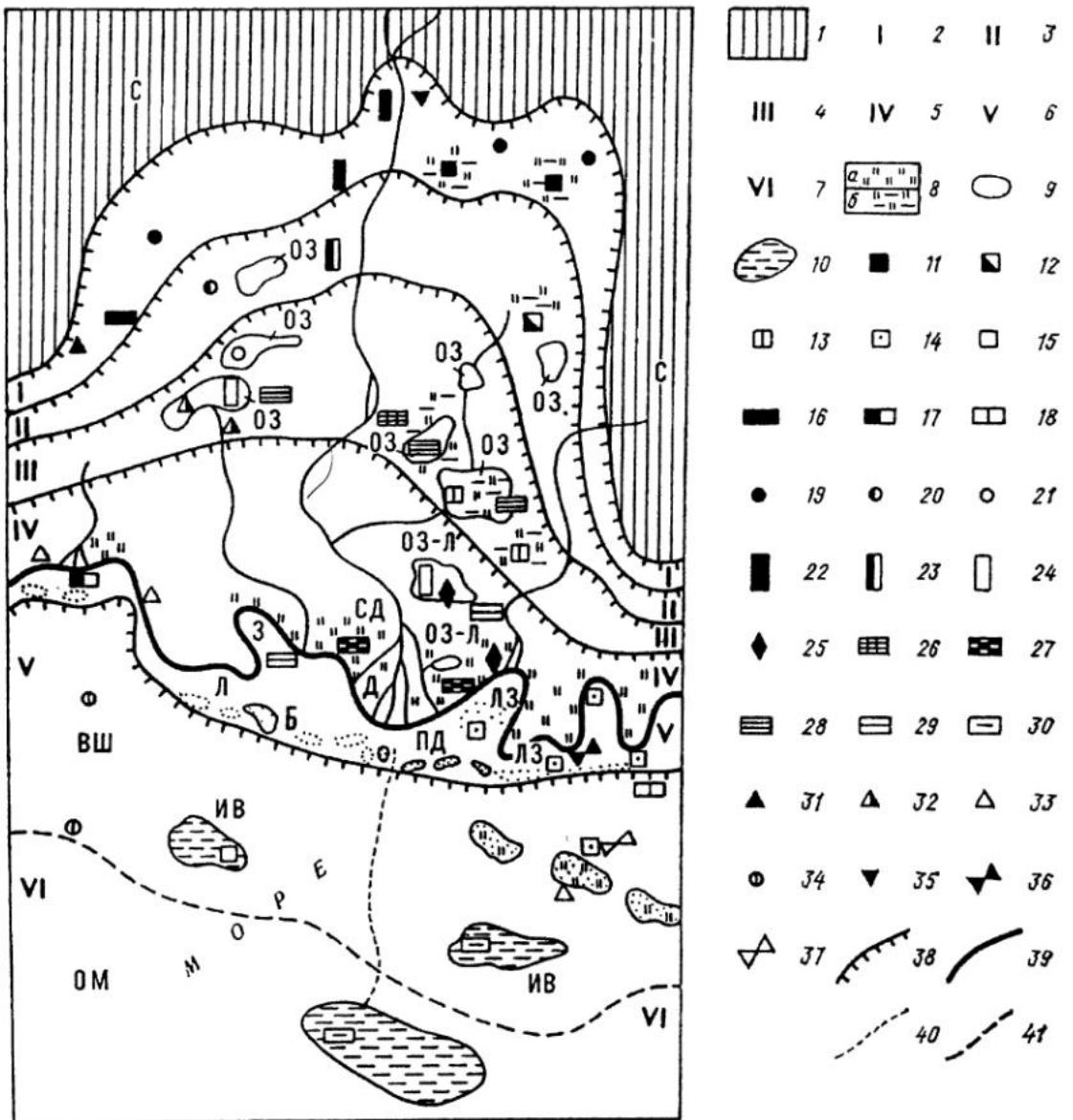


Рис. 4.1. Схема зонального размещения типов формаций и полезных ископаемых [3].

1-7 – зоны: 1 – размыва и сноса, 2 – кор выветривания и остаточных месторождений (с формациями семейства I), 3 – сидеролитовая, остаточно-осадочных месторождений (с формациями семейства II), 4 – лимно-потамическая и лимническая, аллювиальных и озерных осадков и руд (с формациями семейства III), 5 – паралическая, лагунно-дельтовых, прибрежно-континентальных и прибрежно-морских осадков и руд (с формациями семейства IV), 6 – прибрежно-морского мелководья. Осадков и руд в заливах и внутренних морях (с формациями семейства V), 7 – открытого шельфа. Осадков и руд иловых впадин (с формациями семейства VI); 8 – болота: а – сплошные, б – прерывистые и локальные; 9 – песчаные острова и гряды; 10 – отложения иловых впадин; 11-15 – руды железа: 11 – остаточные, 12 – остаточно-осадочные, 13-15 – осадочные (13 – озерно-болотные, 14 – лагунно-морские, 15 – морские); 16-18 – руды марганца: 16 – остаточные, 17 – подводно-дельтовые и лагунно-озерные, 18 – лагунно-заливные и прибрежно-морские; 19-21 – бокситы: 19 – остаточные, 20 – остаточно-осадочные, 21 – осадочные; 22-24 – каолиновые глины: 22 – остаточные, 23 – остаточно-осадочные, 24 – осадочные; 25 – месторождения кварцевых песков и песчаников; 26-27 – угли: 26 – лимнические, 27 – паралические; 28-30 – горючие сланцы: 28 – озерные, 29 – лагунные, 30 – иловых впадин; 31-33 – россыпи: 31 – элювиальные, 32 – аллювиальные и озерные, 33 – морские (пляжевые и баровые); 34 – фосфориты; 35 – силикатно-никелевые руды; 36-37 – бары и банки: 36 – надводные, 37 – подводные; 38 – границы геоморфологических подразделений и зон; 39 – линия берега; 40 – типичное положение подводного каньона; 41 – линия раздела внутреннего и внешнего шельфа.

ОЗ – озера; Л – лагуны; ОЗ-Л – остаточные озера, лагуны; Б – бары; З – заливы; ЛЗ – лагуна-залив; Д – наземная дельта; ПД – подводная дельта; СД – старая дельта (брошенная на берегу лагуны); С – область сноса; ВШ – внутренний шельф; ОМ – внешний шельф (открытое море); ИВ – иловые впадины.

Типы руд, дающие промышленные месторождения: 11, 14, 18, 19, 20-24, 26-28, 30

Классификация и конститутивные признаки платформенных гумидных
(составил А.В. Македонов)

Характеристика	Индексы		
	П	П I	П II
Семейства: – эмпирическое название: – генетическая характеристика	Песчано-глинистые, в том числе био- и хемогенно-терригенные, угленосные, Fe-Mn-Al-носные, каолиноносные и др.	Феррисиаллитные и аллито-сиалитовые, в том числе остаточные боксито- и железоносные, а также каолиноносные и др.	Кварцево-олигомиктовые железисто-каолинито-песчано-глинистые, в том числе остаточно-осадочные, обогащенные железом и алюминием, каолиноносные и другие, реже угленосные
	Наземные и водные, континентальные и морские	Существенно элювиальные, остаточные континентальные, кор выветривания	Элювиальные и водно-континентальные, подножий и переотложенных кор выветривания
Вещественный состав	Олигомиктовые и реже полимиктовые терригенные осадки, во многих формациях с резким преобладанием кварца и аутогенного каолинита. Примесь растительного ОВ, аутогенных Fe-компонентов	Состав пород зависит от состава подстилающих изверженных или осадочных формаций. Остаточный кварц ($n \times 10\%$), каолинит в форме цемента, пластов, линз. Окислы Fe, реже Al, Mn, Ti. Мелкие линзы водных осадков; углерождения, пятна остаточного ОВ. Пестроцветные и светлоокрашенные, участками сероцветные	Алло- и автохтонные терригенные компоненты с участием паттумов, часто с преобладанием кварца, каолинита, окислов и карбонатов железа и глинозема. Островные участки П II и продукты их переотложения. Участки скопления ОВ, иногда угли. Пестро-, сероцветные, светлоокрашенные
Строение	Разнообразное, но ритмы не более 5 порядков. Части текстуры внутренних размывов, перерывов седиментации	Градационная слоистость, снизу вверх от более грубозернистых с неокатанными обломками подстилающих их пород к мелкозернистым и хемогенным, часто с почвенными горизонтами. В слоях и линзах нет механической сортировки	Сочетание не выдержанных на площади ритмов (до 2-3 порядков) типа П II. Линзы слоистых и косослоистых плохо сортированных пород. Много внутренних размывов, почвенных текстур, местами паттумов
Морфология	Разнообразная. Характерны базальные, внутренние и латеральные эрозионные и абразионные контакты	Мощность от $n \times 10$ см до $n \times 10$ м, редко 100 м. Площадь от $n \times 10^{-1}$ до $n \times 10^3$ км ² . Нижний контакт обычно постепенный, верхний резкий, ровный. Перерывы на площади	Мощность до $n \times 10 - n \times 10^2$ м, в среднем больше, чем в П I. Сочетание более мощных овальных и плащеобразных мозаичных участков малых мощностей. Нижний контакт эрозионный, часто с П I. Латеральные контакты с остатками П I

Таблица 4.1

терригенных и смешанных био- и хемогенно-терригенных формаций фанерозоя
при участии А.Д. Петровского и О.М. Головенок)

Индексы			
П III	П IV	П V	П VI
Кварцево-каолинито-глинистые, в том числе осадочные Fe, каолиновые, угленосные и др.	Песчано-глинистые, полиритмические, в том числе высоко Fe-, Mn- и угленосные	Песчано-глинистые, в том числе карбонатно-и силикатно-железистые, местами Mn-носные	Песчано-глинистые и карбонатно-терригенные, в том числе слабо Mn- и Fe-носные
Внутриконтинентальные аллювиально-озерных равнин и депрессий	Паралические и субпаралические	Лагунно-заливные и внутришельфовые	Открытошельфовые и шельфовые впадины
Аллохтонные терригенные компоненты с аутигенным каолинитом, гидрослюдами и ОВ (больше, чем в П I и П II). В цементе и линзах соединения Fe, Fe-Mn (окислы, карбонаты, фосфаты). Обычны углерожения, пласти угля, есть сапропели, горючие сланцы. Серые, темноцветные, иногда с белыми песчаными пластами. Эпизодические почвенные горизонты	Терригенные и хемогенные компоненты разнообразного состава. В цементе много гидрослюд, хлоритов, карбонатов Fe, Ca, Mg, присутствует каолинит и SiO ₂ , местами пласти угля, лептохлоритов, окислов и карбонатов Mn, известняков; примесь FeS ₂ , глауконита, фосфатов, реже концентрации терригенных тяжелых минералов. В одной формации 5-10 и более литотипов пород	Олигомиктовые и полимиктовые с преобладанием песков и алевритов, реже глин. Иногда глауконитовые пески (песчаники). В цементе преобладают гидрослюды, хлориты, меньше кальцит, Fe-карбонаты, окислы Fe, рассеянное ОВ с битумоидами. В некоторых формациях пласти мергелей, известняков, горючих сланцев	Карбонаты Fe отсутствуют. Местами много глауконита. Обычны примеси окислов или (диагенетических) сульфидов Fe и местами CaCO ₃ в цементе. Иногда пласти известняков, мергелей (в субтропиках и тропиках). Местами примеси окислов Mn. Песчаные осадки обычно хорошо сортированы
Ритмы от двух и более порядков на площади до 10 ³ км ² . Породы с тонкой горизонтальной, косой, ярусной, градационной слоистостью и разнообразной сортировкой	Ритмы до 3-5 порядков, среди них выдержаные на площади до 10 ³ -10 ⁵ км ² . Строение ритмов более сложное, чем в П III. Есть ритмы первого порядка с набором элементов до 12. Наряду с несортированными много (~ 50 %) хорошо отсортированных песчаников и кр/з алевролитов	Ритмичность менее правильная, чем в П IV, до 3-5 элементов в ритмах первого порядка. Выдержанность на площади до n x 10 ² км ² . Слоистость разнообразная, чаще волнистая и горизонтальная, местами подводно-потоковая. Много текстур биотурбаций, внутриформационных перерывов, абразионных поверхностей	Внутриформационная ритмичность выражена слабо или 2-3 компонентная. Слоистость неравномерно горизонтальная и волнистая. Местами желоба течений. Часть текстуры перемыча и переотложения
Мощность n x 10 - p x 10 ² м, редко до 1000 м. Площади до 10 ³ км ² . Системы прерывистых полос и овалов, разобщенных выпуклыми формами рельефа. Нижние контакты – чередование ровных, постепенных и резких эрозионных; залегает между П II и П IV по нормали и латерали, иногда замкнутые поля внутри П I и П II	Мощность до n x 10 ³ м. Площади от 10 ³ до 10 ⁶ км ² . Незамкнутые овалы по латерали на контактах с П V. Нижние контакты местами постепенные, местами врезанные; верхние – чаще постепенные, латеральные и постепенные и резкие	Мощность до n x 10 ² м. Пояса шириной до n x 10 ² м, длиной n x 10 ³ м, площадью от n x 10 ² до n x 10 ⁶ км ² , залегают между П IV (иногда П III) и П VI, имеют сильные зональные вариации, местами подводные каньоны, иногда крупные овальные в падины. Латеральные и вертикальные контакты чаще постепенные, переходы в П IV и П VI	Мощность до n x 10 м, редко больше. Есть участки нулевых мощностей. Местами чередование гряд и понижений, абразионные поверхности. Широкие пояса, овалы

Пестроцветная карбонатно-терригенно-туффитовая формация представлена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами (частично туффитовыми), пепловыми туффитами и туфами, окрашенными в коричневато-красные, лиловые, серые и желтовато-серые цвета, второстепенные члены парагенеза – известняки с кремнями, туффитовые мергели, аргиллиты, доломиты, средне- и крупнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты. Формационные тела линзовидные и чешковидные, мощностью от сотен до первых тысяч метров. Обычно подстилаются красноцветной алеврито-песчаной и перекрывается угленосной лимнической формацией.

Красноцветная глинисто-песчаная формация слагается красноцветными прослойями, зеленовато-серыми и серыми песчаниками и аргиллитами (глинами), с подчиненными им алевролитами, конгломератами, иногда с редкими прослойями мергелей, известняков и доломитов, породы местами загипсованы. Формационные тела занимают обширные площади, мощности непостоянны и иногда значительны (до многих сотен метров и даже до 1–2 км).

Формации этого типа парагенетически связаны с молассоидными и часто начинают или завершают ряды формаций.

Пестроцветная известняково-глинисто-песчаная формация слагается ритмично переслаивающимися коричнево-красными, лилово-красными, серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и разнообразными известняками и доломитами (часто органогенными), которым подчинены конгломераты и гравелиты, а также пестроокрашенными мергелями. Формационные тела пластинообразные, мощностью до сотен метров, в плане часто амебовидные, занимают обширные площади в краевых частях платформенных синеклиз и на склонах антеклиз.

В формационных рядах подстилаются красноцветными глинисто-песчаными и кварцево-песчаными формациями, перекрываются глинисто-песчано-доломитовыми и известняково-доломитовыми. По латерали в сторону области сноса замещаются красно- или сероцветными глинисто-песчаными, а также молассоидными формациями, а к центральным частям бассейна – сультатно-карбонатными, глинисто-песчано-доломитовыми и иногда известняковыми.

Карбонатные формации

Занимая второе место по распространенности (после терригенных), карбонатные толщи характеризуются большим разнообразием по составу, генезису и другим признакам. В.М. Цейслером при характеристике класса карбонатных формаций выделено три больших подкласса: известняковые (с семействами обломочных, биогенных и биогенно-хемогенных известняков), доломитовые и смешанные. А.Я. Бергером и Н.Н. Предтеченским [3] предложена классификация карбонатных формаций, представленная в табл. 4.2.

Эти же авторы справедливо отмечают, что характер соотношения известняков, доломитов и мергелей в конкретных формациях отличается большим разнообразием. Они либо равномерно чередуются по разрезу, либо в значительной степени обособлены друг от друга и слагают мощные пачки – субформации, либо одни из них резко подчинены другим. То же самое характерно и для распределения некарбонатных образований.

Переход от одной формации к другой по латерали происходит путем очень постепенного выклинивания или появления отдельных выклинивающихся в обе стороны пачек. Нижняя граница формаций обычно резкая, с базальными обломочными образованиями в основании, отвечающая началу трансгрессивных циклов седиментации; верхняя граница – постепенная. Мощности варьируют от десятков – первых сотен метров до 1–4 км, достигая максимума в эвгеосинклинальных зонах.

Специфику изучения карбонатных толщ и сложности, возникающие при их формационном расчленении, можно проиллюстрировать на примере рифовых отложений. Выделяя рифовые образования в самостоятельный тип формаций, следует в каждом конкретном случае оценивать ассоциирование рифовых зон с подстилающими и латерально замещающими толщами, как это показано в табл. 4.3.

Кремнистые (силицитовые) формации

К данному классу относятся формации, сложенные преимущественно кремнистыми породами, прежде всего – яшмами, радиоляритами, опоками, трепелами. Наличие иных пород, наряду

Таблица 4.2

Распространение карбонатных формаций в различных тектонических зонах

Группа	Подгруппа	Типы формаций
Собственно карбонатная	Известняковая	Рифовая
		Рифоидная
		Известняковая
		Слоисто-известняковая
		Меловая
		Известняково-кукерситовая
		Мергельно-известняковая
		Доломитовая
		Известняково-доломитовая
Кремнисто-карбонатная		Кремнисто-карбонатная
		Фтанитоидно-битуминозно-карбонатная
Терригенно-карбонатная		Серацветная глинисто-известняковая
		Песчано-доломитовая
		Карбонатная флишевая
		Пестроцветная глинисто-карбонатная
		Красноцветная морская известняковая
		Пикрит-базальт-слоисто-известняковая
		Спилит-диабаз-кремнисто-карбонатная
		Анdezит-базальт-кремнисто-карбонатная
		Анdezит-дацит-известняковая
		Кварц-кератофир-терригенно-карбонатная
		Трахит-базальт-кремнисто-карбонатная
Вулканогенно-карбонатная		

Таблица 4.3

Приуроченность палеозойского рифообразования к различным тектоническим структурам и ассоциациям осадочных формаций, по В.Г. Кузнецову (2000)

Тектонические структуры	Континентальный сектор					Океанический сектор	
	краевые впадины платформ	внутри-платформенные впадины	континентальные рифты	шельфы и пассивные окраины континентов	краевые прогибы	зоны субдукции и вулканизма	макроконтиненты, блоки и их пассивные окраины
Формации	Карбонатные, глинисто-карбонатные мелководные доманикоидные, терригенно-карбонатные, соленосно-карбонатные	Карбонатные, соленосно-карбонатные. Глинисто-карбонатные мелководные доманикоидные, сульфатно-глинисто-карбонатные	Карбонатные, соленосно-карбонатные, терригенно-карбонатные. Терригенно-карбонатно-соленосные, доманикоидные, вулканогенно-осадочные	Карбонатные, глинисто-карбонатные. Доманикоидные	Карбонатные, доманикоидные, терригенно-глинисто-карбонатные	Вулканогенно-осадочные, в том числе терригенно-вулканогенные и терригенно-карбонатно-вулканогенные глинисто-кремнистые	Терригенно-карбонатные, карбонатные, глинисто-кремнистые

с классической яшмовой формацией, позволяет выделить кремнисто-сланцевую (фтанитовую, по И.В. Хворовой), кремнисто-диатомитовую, кремнисто-железистую (джеспилитовую) и углеродисто-кремнистую формации (Янов, 1983, 1984). Большой интерес вызывает эволюция типов кремнистых формаций во времени: от кремнисто-железистых в протерозое к углеродисто-кремнистым – в раннем палеозое и до кремнисто-сланцевых и яшмовых – начиная со среднего палеозоя. Во многих случаях собственно кремнистым формациям присуща мелкая ритмичность, в ряде случаев удается установить многопорядковое (до 5) вложение друг в друга литоциклов разных рангов. Продолжает преобладать мнение о глубоководности формирования яшмовой формации, но ряд исследователей считает, что данные отложения могли накапливаться и на небольших глубинах.

Галогенные формации

Данный тип осадочных формаций характеризуется некоторыми особенностями. Общей типоморфной чертой является высокая насыщенность галогенным материалом, склонным к дипаризму и перемещению на более высокие гипсометрические уровни. Это в немалой мере затушевывает первичные пластовые формы соляных тел, в которых отчетливо выражена много-порядковая цикличность. В целом галогенные формации являются общепризнанным индикатором аридного климата, что широко используется в палеогеографии. Парагенез с красноцветными толщами приводит к появлению в составе собственно галогенных тел хемогенных и биохемогенных комплексов, представленных доломитами, мергелями, известняками, часто – прослойями терригенных пород.

Принято галогенные формации разделять на две большие группы – сульфатные (гипсо-ангидритовые) и хлоридные. Среди них достаточно уверенно можно выделить галогенно-калийносный, галитовый, карбонатно-сульфатный и терригенно-сульфатно-карбонатный типы, пользующиеся наибольшим распространением. Для отдельных регионов с широким распространением галогенных толщ предложены их дробные классификации по составу.

Еще одной особенностью галогенных формаций является отчетливая приуроченность к определенным периодам: раннему кембрию, среднему-позднему девону и перми. В своем большинстве они приурочены к регressiveм частям крупных этапов осадконакопления.

* * *

Приведенные в части I настоящего пособия сведения играют важную роль при воссоздании истории формирования конкретных осадочных бассейнов. Связано это прежде всего с тем, что строение осадочного выполнения седиментационных бассейнов во многом обусловлено их геодинамической позицией, поэтому литологические индикаторы, и, прежде всего, такие крупные как осадочные формации весьма информативны при региональных реконструкциях. Однако использование при расшифровке истории конкретных бассейнов единичных, хотя казалось бы и общепринятых формаций, вслед подчас к многовариантным построениям, так как многие формации отвечают достаточно широкому спектру геодинамических обстановок. Это хорошо видно на примере флишевой формации, которая с одинаковой степенью вероятности присутствует и у подножия пассивных и активных континентальных окраин, и на склонах островных дуг, и в приостровных зонах окраинных морей, и в междугородних бассейнах и ряде других обстановок (Басков и др., 1998). Столь же разнообразен спектр обстановок, с которыми ассоциируют угленосная, соленосная, фосфоритоносная и другие виды осадочных формаций.

Из сказанного ясно, что история заполнения конкретных седиментационных бассейнов крупными комплексами осадков, накапливавшимися под влиянием определенных климатических и палеогеографических факторов и определенного состава питающих провинций, связана с индивидуальными особенностями конкретной геодинамической обстановки. Отдельные типы формаций или отдельные наиболее яркие их представители не могут, в таком случае, являться надежными индикаторами геодинамического режима того или иного бассейна. В качестве таких в настоящее время рассматриваются только генетически обусловленные последовательности (вертикальные и латеральные) формаций (Басков и др., 1998). На первых стадиях изучения бассейнов эти последовательности устанавливаются эмпирически, однако обязательным элементом дальнейших исследований должно являться сопоставление их с тектоно-седиментологическими моделями осадочных бассейнов различных геодинамических обстановок. Обязатель-

ными инструментами при воссоздании геодинамического типа осадочного бассейна, по представлениям С.И. Романовского и его коллег (Басков и др., 1998), являются также фациальный и циклический анализ разрезов, построение литофациальных профилей вдоль и вкрест простирания структурно-фациальных зон (регионального палеослона бассейна), лито(цикло)стратиграфическая корреляция разрезов, выделение стратиграфической последовательности крупных комплексов отложений различного состава и генезиса (вертикальные ряды формаций), анализ латеральных взаимосвязей этих же комплексов в пределах единого стратиграфического интервала (латеральные ряды формаций) и, наконец, сопоставление полученных формационных рядов с эталонными рядами формаций модельных объектов.

Признание существования достаточно определенных взаимосвязей между типами осадочных комплексов (формаций) и геодинамической историей осадочного бассейна ведет к возрождению интереса исследователей к формационному анализу и построению формационных моделей конкретных осадочных бассейнов. Это во многих случаях позволяет получить весьма интересные, а подчас и неожиданные, выводы, в том числе и касающиеся возможности прогноза и открытия месторождений принципиально новых генетических типов.

В части II пособия приведены феноменологические, т.е. опирающиеся преимущественно на описательные признаки, модели осадочных бассейнов различных геодинамических обстановок и суммированы основные закономерности формирования их осадочного выполнения.

Вопросы для самопроверки

1. Укажите наиболее приемлемую схему расчленения сероцветных терригенных осадочных формаций гумидных областей.
2. Как проявляется цикличность в строении красноцветных осадочных формаций?
3. Перечислите наиболее важные типы карбонатных осадочных формаций.
4. Какая ритмичность (цикличность) характерна для кремнистых (силицитовых) осадочных формаций?
5. Какие Вам известны эпохи максимального развития галогенного осадконакопления?

Литература к части I

Основная

1. Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Уральского госуниверситета, 1991. 336 с.
2. Вылчан И.А. Осадочные формации и их историко-геологические типы: Учебное пособие. Томск: Изд-во Томского госуниверситета, 2000. 123 с.
3. Осадочные формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций / Н.Н. Предтеченский, А.В. Македонов, А.Д. Петровский и др. Л.: Недра, 1984. 228 с.
4. Попов В.И., Запрометов В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. М.: Недра, 1985. 457 с.
5. Цейслер В.М. Формационный анализ. М.: Изд-во РУДН, 2002. 186 с.
6. Шванов В.Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций (начала литоморфии). СПб.: Недра, 1992. 230 с.

Дополнительная

- Басков Е.А., Беленицкая Г.А., Романовский С.И. и др. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
- Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск: Наука, 1972. 120 с.
- Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М.: Наука, 1974. 275 с.
- Геологические тела: Терминологический справочник / Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулышева, В.А. Соловьева. М.: Недра, 1986. 334 с.
- Геологические формации: Терминологический справочник. М.: Недра, 1982. Т. 1., 353 с.; Т. 2, 397 с.

- Голубовский В.А.* Формационный анализ сложных регионов. М.: Недра, 1983. 212 с.
- Данбар К., Роджерс Дж.* Основы стратиграфии. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1962. 363 с.
- Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И.* Основы анализа осадочных формаций. Л.: Недра, 1974. 160 с.
- Дюфур М.С.* Методологические и теоретические основы фациального и формационного анализов. Л.: Изд-во Ленинградского госуниверситета, 1981. 160 с.
- Иванов Г.А.* Угленосные формации. Л.: Наука, 1967. 407 с.
- Конюхов А.И.* Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.
- Мальцева А.К., Крылов Н.А.* Формационный анализ в нефтяной геологии. М.: Недра, 1986. 184 с.
- Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Историко-геологический метод изучения докембрия. Л.: Недра, 1988. 196 с.
- Попов В.И., Тихомиров С.В., Макарова С.Д., Филиппов А.А.* Ритмостратиграфические, циклостратиграфические и литостратиграфические подразделения. Ташкент: ФАН, 1979. 112 с.
- Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокома (системно-литмологический подход) / Ю.Н. Карагодин, В.А. Казаненков, С.А. Рыльков, С.В. Ершов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. 200 с.
- Сedimentologicheskoe modelirovaniye karbonatnykh osadочных kompleksov / Pod red. N.K. Fortunatovoy. M.: NIAPriroda, 2000. 249 c.
- Сейсмическая стратиграфия: использование при поисках и разведке нефти и газа. М.: Мир, 1982. 846 с.
- Системные исследования в геологии каустобиолитов. М.: Наука, 1984. 192 с.
- Структура геологических формаций / Под ред. Ю.А. Косыгина. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1980. 159 с.
- Тимофеев П.П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 208 с.
- Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. 304 с.
- Угленосные формации и петрология углей. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1985. 139 с.
- Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Фролов В.Т.* Литология: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. Кн. 3. 352 с.
- Шатский Н.С.* Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избр. тр. Т. 3. М.: Наука, 1965. 346 с.
- Шлезингер А.Е.* Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с.

Часть II. ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

Глава 5. Тектонические структуры и осадконакопление

Взаимосвязь процессов формирования крупных осадочных последовательностей и структур континентальной коры интересует геологов уже более двух веков.

Наиболее ранняя попытка связать деформации коры с процессами осадконакопления принадлежит Д. Холлу (1859 г.), установившему, что мощная толща нижнепалеозойских хорошо отсортированных песчаников, карбонатов и сланцев в северных Аппалачах образовалась в условиях мелководья. Д. Холл также считал, что процесс погружения и прогибания коры, обусловленный весом формирующихся в прогибе осадков, ведет в последующем к складкообразованию и метаморфизму.

Позднее Д. Дэна (1873 г.), посвятивший многие годы изучению Аппалачей и Кордильер, полагал, что накопление осадков и погружение не были причинно связаны. Им было также высказано предположение, что погружение «геосинклинального» пояса и последующая орогения вызваны латеральным сжатием, обусловленным движением дна океана по направлению к континенту. Он также полагал, что «геосинклинали» развиваются на континентах, неподалеку от их окраин. В представлении Д. Дэна геосинклинали являлись асимметричными «исиалическими» прогибами.

В Европе идеи североамериканских геологов были существенно дополнены и модифицированы, так как такие широко известные горные сооружения Европы, как Альпы, Ардennes, Пиринеи, Апенины, Карпаты, Рудные горы, Гарц и другие, расположены на значительном расстоянии от океанов или не параллельны их границам. Исследуя древние отложения мезозойского океана Тетис, который когда-то разделял Европу и Африку, европейские геологи, такие, как Э. Зюсс и М. Неймайр, считали, что геосинклинали имеют преимущественно симметричное строение и содержат в том числе и океанические осадки. К числу последних Э. Ог относил граптолитовые сланцы в каледонидах и «аптические сланцы» в Альпах. Он же пришел к выводу, что большинство геосинклиналей представляли собой глубокие морские троги. Основываясь на современном положении альпийских горных цепей, Э. Ог считал, что геосинклинали развиваются между краями близкорасположенных континентов или на их окраинах. При этом предполагалось, что в ходе развития геосинклиналей седimentация происходила в основном у одного из континентов, получившего название форланд. В подобной трактовке альпийская геосинклиналь развивалась между Европейским форландом на севере и Африканским хинтерландом на юге.

Первая попытка создания полной классификации геосинклиналей принадлежит М. Шухерту (1923 г.), использовавшему наработки и американских, и европейских исследователей. По аналогии с горными поясами он разделил геосинклинали на межконтинентальный средиземноморский и аппalachский типы. Геосинклинали аппalachского типа образуются на континентальной окраине неподалеку от края континента и получают осадки с суши или с геантскими со стороны океана. В качестве подгруппы в аппalachский тип М. Шухерт включил системы островных дуг Восточной Азии.

В 1940 г. Г. Штилле выделил ортогеосинклинали, или «истинные» геосинклинали, которые характеризуются альпийским типом деформаций и мощными орогеническими движениями, приподнявшими к образованию горных цепей. Ортогеосинклинали были подразделены на эвгеосинклинали с доорогенным андезитами и посторогенным гранитами и миогеосинклинали. По мнению Г. Штилле, последние практически не содержат магматических горных пород. Вслед за М. Шухертом он полагал, что ортогеосинклинали могли развиваться или между двумя континентами, или на границе между континентом и океаном. Он заметил, что в пределах ортогеосинклинали миогеосинклиналь находится с континентальной стороны от эвгеосинклинали и так же, как Э. Зюсс, Г. Штилле считал, что континенты растут путем последовательного прибавления осадочных и магматических комплексов все более молодых геосинклиналей к их окраинам.

Своего совершенства геосинклинальная концепция достигла в 50-60-е гг. прошедшего века в работах французского тектониста Ж. Обуэна (1967) и др. В качестве тектонотипа геосинклиналей Ж. Обуэн использовал средиземноморские альпийские горные цепи, и особенно Эллиниды Греции. Он ввел такое понятие, как «элементарная геосинклиналь», в качестве типичного примера которой рассматривались Западные Альпы, Эллиниды, Апеннины и Карпаты. Подобно Г. Штилле и многим североамериканским геологам, Ж. Обуэн разделил элементарную геосинклиналь на миогеосинклиналь, ограниченную форландом и слагающую внешнюю или наружную часть, и эвгеосинклиналь, являющуюся внутренней частью элементарной геосинклинали.

Разработка классификации геосинклиналей достигла кульминации в работах М. Кея. Он широко использовал идеи Г. Штилле об ортогеосинклиналях с миогеосинклиналью, расположенной ближе к континенту по сравнению с эвгеосинклиналью. При этом было подчеркнуто значение как граувакк, так и изверженных пород.

В 1959 г. К. Дрейк и его коллеги показали, что на восточной окраине Северо-Американского континента существует увеличивающаяся в мощности в сторону моря осадочная призма континентального шельфа, ограниченная континентальным склоном с тонким осадочным чехлом, переходящим в континентальное подножие с мощными толщами турбидитов. Сравнение особенностей строения и размещения различных по своему генезису осадочных комплексов атлантической окраины Северной Америки с разрезами нижнего палеозоя востока и верхнего палеозоя запада Северной Америки показало их существенное сходство. Это привело Р. Дитца и Дж. Холдена к предположению, что верхнемезозойские и кайнозойские миогеосинклинальные толщи на востоке США утолщаются в сторону моря по направлению к краю континентального шельфа. Названные авторы сравнили Атлантическую миогеоклинал с раннепалеозойской складчатой геосинклиналью Аппалачей Д. Холла, а континентальное подножие – с метаморфическими породами кристаллических Аппалачей или с эвгеосинклиналью М. Кея.

В 1897 г. М. Бертран подчеркнул специфическую направленность процессов осадконакопления при развитии геосинклиналей и показал, что геосинклинальный цикл включает формирование четырех обязательных осадочных ассоциаций или «фаций» – доорогенной, дофлишевой, флишевой и молассовой.

Доорогенные отложения довольно разнообразны и включают накапливавшиеся на гранитном или метаморфическом фундаменте терригенные обломочные породы, платформенные карбонаты и другие фации, присущие миогеосинклинальной обстановке. Это указывает на то, что перед началом геосинклинальной седиментации или в процессе ее мелководное осадконакопление происходило на континентальной коре.

Дофлишевые «фации» также представлены довольно широким спектром осадков, которые объединены лишь одним – положением в разрезе ниже флиша. Дофлиш состоит преимущественно из тонкозернистых осадков – кремнистых сланцев, темноцветных известняков, черных глинистых сланцев и алевролитов. Относительно мощные толщи тонкозернистых осадков дофлишевой ассоциации накапливаются, согласно представлениям М. Бертрана, в основном в глубоководных условиях и представлены гемипелагическими осадками и отложениями низкоплотностных турбидных и других гравитационных потоков. Источниками этих осадков являются, очевидно, расположенные рядом с прогибами поднятия, на что указывают переотложенные кремнистые сланцы и известняки. На поднятиях, прилежащих к дофлишевым прогибам, разрезы осадочных толщ имеют, как правило, заметно меньшую мощность и содержат обильные остатки планктонной фауны (граптолиты, гониатиты или аммониты). Дофлишевые отложения Альп, так называемые блестящие сланцы, и разрезы нижнего палеозоя ряда других горно-складчатых сооружений часто ассоциируют с офиолитами. Совместное нахождение офиолитов (серпентинитов, базальтов и габбро) с радиоляритами и другими глубоководными осадками впервые было отмечено Г. Штейнманном (1905 г.) и получило название «триада Штейнманна»¹. На дофлишевой стадии развития геосинклиналей формируются и «эвксинные фации» Ф. Петтиджона, представленные черными глинистыми сланцами, которые, как полагают, накапливались в условиях ограниченной циркуляции придонных вод в восстановительных условиях (как в современном Черном море).

¹ В настоящее время офиолиты рассматриваются подавляющим большинством геологов в качестве пород океанического дна, вследствие их ассоциации с радиоляритами, аналогичными современным глубоководным радиоляриевым илам.

Флишевая стадия эволюции геосинклинальной системы характеризуется накоплением мощных толщ ритмичного переслаивания алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников со специфическими наборами осадочных текстур (градационная слоистость и др.). Основным агентом транспортировки этого кластического материала выступали мутевые потоки².

На заключительной стадии развития геосинклинали формируется мощный молассовый комплекс грубообломочных, преимущественно терригенных, отложений. Это мощные толщи песчаников и конгломератов, имеющих континентальный (флювиальный) и субконтинентальный генезис с прослойками и пачками мелководных морских осадков. Начиная с работы М. Бертрана, термин «моласса» используется для обозначения тектонической фации осадков, которые или перекрывают флиш, или частично синхронны ему. Накопление указанных отложений происходит на флангах ранее существовавшей геосинклинали (глубокого прогиба) как в виде деформированных позднеорогенных фаций, так и в виде недеформированных посторогенных фаций [3]. Одна из наиболее характерных черт молассовых отложений – активная связь процессов тектоники и осадконакопления; даже недеформированные посторогенные фации являются отражением прошедшего неподалеку поднятия. Молассовые отложения локализуются, как правило, на флангах орогенных поясов или в пределах фортранда, а также во внешних впадинах, таких, как бассейны, расположенные к востоку от североамериканских Кордильер, альпийская моласса, предгорные троги Инда и Ганга, текущих у подножий Гималаев, и др. Межгорные, унаследованные бассейны и некоторые плывущие зоны также являются ареной накопления мощных молассовых отложений. На рис. 5.1 показан схематический разрез через «молассовый бассейн» Швейцарских Альп.

Вплоть до 60-х гг. прошедшего столетия геосинклинали рассматривались как сравнительно узкие протяженные троги, в которых происходящие вертикальные движения приводили к погружению с последующим сжатием и вздыманием. Первичная ширина геосинклинальных трогов, как полагало подавляющее большинство геологов, была близка к ширине современного Средиземного моря.

Советскими тектонистами (В.В. Белоусов, В.Е. Хайн, А.В. Пейве, Б.М. Келлер и др.) в середине 1960-х-начале 1970-х гг. было показано соответствие определенных магматических и осадочных формаций каждой из стадий развития геосинклиналей.

Начало развития геосинклинальной области (системы и т. п.), как правило, ознаменовано усилением опускания и расширением области прогибания. Погружение происходит за счет ступенчатого погружения по разломам участков суши, прилежащих к геосинклинальному бассейну. Оно идет со значительной скоростью и сопровождается накоплением мощных осадочных последовательностей, состоящих из песчано-алеврито-глинистых или песчано-глинистых осадков и рассматриваемых как сланцево-граувакковая или аспидная формация. Мощность данной формации составляет первые (иногда до 10) километры. На прилегающих к геосинклинальному бассейну участках суши аспидная формация может замещаться паралическими угленосными ассоциациями.

К началу второй, зрелой, стадии развития геосинклинали она оказывается расчлененной архипелагами островов (поднятий) на ряд полуизолированных бассейнов. По данным В.Е. Хайна (1973) и других исследователей, для этой стадии наиболее типичной является флишевая формация, представленная правильным ритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников с тем или иным количеством мергелей и/или пелитоморфных известняков. Предполагалось, что флиш образуется в узких и глубоких прогибах. Формирование флиша сопряжено с активными подвижками по разломам и происходит, по всей видимости, в условиях начинающегося сжатия. Для рассматриваемой стадии характерна также известняковая формация, появление которой связано с существенным расширением трангрессии и сокращением зон размыва на прилежащей

² «Флиш» является одним из наиболее часто употребляемых в геологии терминов. Использование его геологами разного профиля привело к появлению множества различных толкований. Его применяют в качестве названия формации и осадочной фации. Этот термин имеет как чисто описательное значение, обозначая переслаивание песчаников и аргиллитов, так и генетическое – как синоним турбидитов. Флиш – это и тектоническая фация (осадки, накопившиеся во время орогенеза). Д. де Рааф и Д. Стэнли ограничили применение термина гравититами, развитыми в ортогеосинклиналях, а гравититы позднегеосинклинальной стадии, когда активность тектонических процессов ослабевает, назвали флишиодом. В монографии [3] термин флиш использован для любой мощной толщи переслаивания песчаников, калькаритов или конгломератов с глинистыми сланцами или аргиллитами. При этом считается, что данная толща отложена в основном турбидными течениями или потоками частично разжиженного осадочного вещества в глубоководных условиях в пределах тектонически активного орогенного пояса

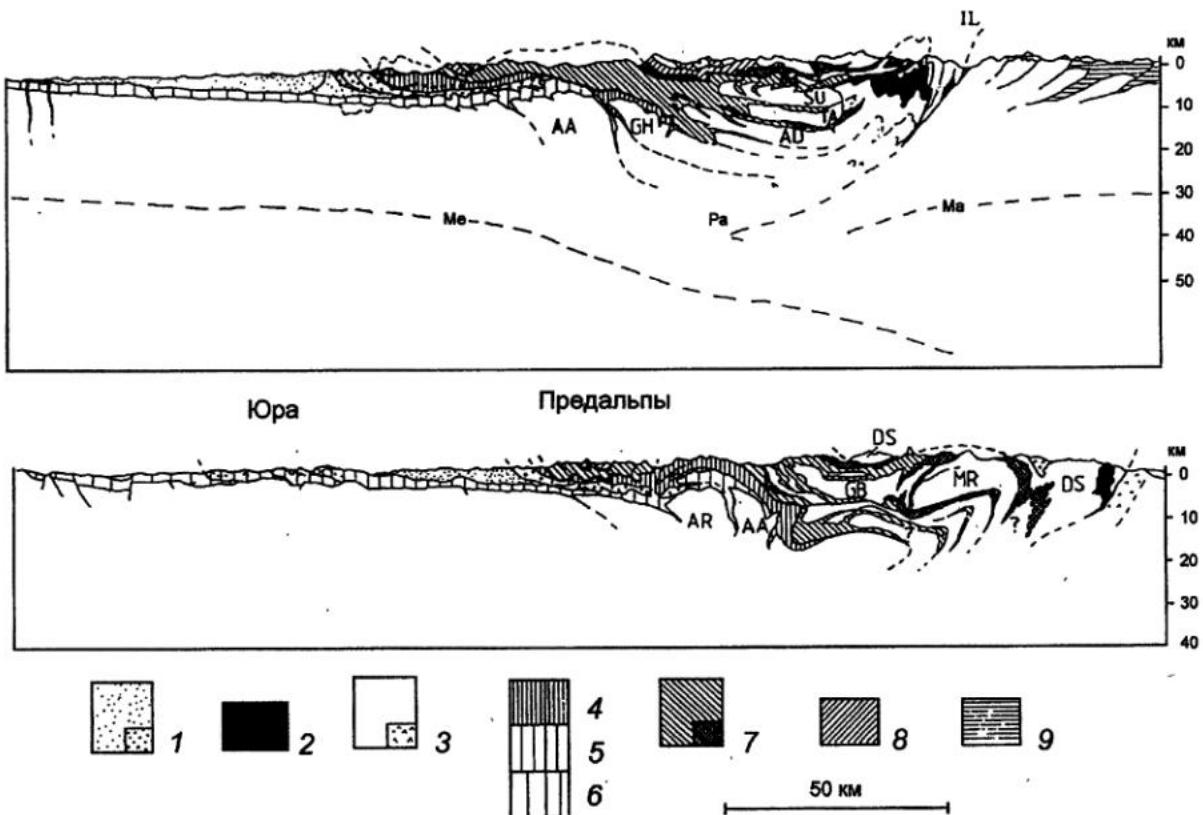


Рис. 5.1. Профили через Швейцарские Альпы (по Р. Трюмпи, заимствовано из работы [6]). Верхний профиль – через восточную часть, нижний – через западную:

1 – олигоцен-миоцен (в углу – субальпийская моласса и северо-гельветский флиш); 2 – третичные гранитоиды на юге и вулканиты на севере; 3 – фундамент (в углу – нижняя кора – Иврея); 4–6 – европейские элементы: 4 – Гельветикум и Ультрагельветикум, 5 – Юра и Инфрагельветикум, 6 – форланд; 7 – промежуточные элементы – Пенниникум (в углу – офиолиты); 8–9 – апулийские (адриатические) элементы: 8 – австроальпийские покровы, 9 – Южные Альпы. Ме – европейское Мохо; Ма – апулийское (адриатическое) Мохо; Ра – фронт апулийского индентора Адрии); массивы: AR – Эгий Руж, AA – Аар, GH – Готард; Пеннинские покровы: AD – Адула, TA – Тамбо, SU – Сюретта, GB – Гран Сен Бернар, MR – Монте Роза; ультрапеннинский покров: DS – Данбланш-Сезия; IL – Инсубрийская линия

к геосинклинальному прогибу суше. Дифференциация прогиба на отдельные седиментационные ванны на данной стадии нарастает, происходит рост интрагеоантеклиналей и кордильер; параллельно с осадконакоплением происходит рост складок. Окончание второй стадии соответствует началу общей инверсии геосинклинальной области.

Третья стадия носит название раннеорогенной. Образование крупных островных участков суши и разрастание центрального поднятия ведет к усилиению сноса в бассейны обломочного, главным образом терригенного, материала и обуславливает появление нижней молассовой формации. Данная формация объединяет относительно тонкообломочные породы морского генезиса – аргиллиты, алевролиты и песчаники, также циклически чередующиеся, как и отложения флиша, но порядок цикличности на данной стадии заметно крупнее. Достаточно часто накопление исходных осадков происходит при чередовании субазральных и субаквальных режимов; породы обнаруживают присутствие знаков ряби, трещин усыхания, косой слоистости разных типов. На периферии геосинклинальной области, синхронно с накоплением нижней молассы, происходит формирование лагунных комплексов – угленосных в случае гумидного климата и соленосных при климате аридном. На данной стадии начинается образование крупных гравитационных тектонических структур – надвигов и шарьяжей. Рельеф послеинверсионной суши все еще невысокий.

Раннеорогенная стадия сменяется собственно орогенной, на которой формируется настоящий горный рельеф, а скорость восходящих движений существенно превосходит скорость эро-

ции. Периоды усиленного роста гор чередуются с периодами относительного покоя. Рост центрального сводоподобного поднятия осложняется образованием второстепенных впадин проседания; параллельно происходит образование межгорных и предгорных прогибов. Интенсивный размыв растущего горного сооружения ведет к накоплению мощного комплекса верхней молассы. Это преимущественно, или чисто, континентальные отложения, представленные конгломератами и грубозернистыми песчаниками аллювиального или флювиогляциального генезиса. Мощность отложений верхней молассы может достигать нескольких тысяч метров. В ряде случаев может быть обособлена и пятая стадия – стадия посторогенная или тафрогенная (Хайн, 1973). На этой стадии горно-складчатая страна осложняется грабенами, выполненными сероцветными угленосными или красноцветными терригенными образованиями.

Появление в середине 1950-х гг. гипотезы турбидитовых (турбидитовых, мутевых, гравитационных) потоков радикально изменило ряд аспектов геосинклинальной концепции, так как привело геологов к переоценке положения и роли грубообломочных пород в бассейнах осадконакопления. Если ранее считалось, что конгломераты и песчаники могут накапливаться только в близ береговых обстановках, то теперь стало ясно, что названные породы могут формироваться и на большой глубине. В связи с этим латеральный переход от глинистых сланцев³ к песчаникам и конгломератам больше не указывал на близость к палеобереговой линии. Для объяснения механизма накопления мощных осадочных последовательностей в ортогеосинклиналях уже не было необходимости предполагать длительное погружение во время осадконакопления, так как очень мощные толщи гравитационных осадков могли накапливаться в изначально глубоководных бассейнах. Установление фактов перемещения турбидитовых потоков как вкрест, так и вдоль осей глубоководных прогибов позволило предполагать, что заполнение осадочных бассейнов может происходить как с какого-либо из их концов, так и со склонов (флангов).

Открытие вековых колебаний палеоширот привело, примерно в это же время, к признанию реальности крупномасштабных относительных движений континентов [3].

В конце 1950-х гг. континентальный дрейф был вновь принят в качестве рабочей гипотезы тектоники, а открытие в 60-х гг. прошедшего века спрединга океанского дна позволило количественно оценить рост современных океанов с середины мезозоя. Дж. Уилсон (1966 г.) первым указал развитие геосинклиналей с постулатом о спрединговом океане (таком как, например, Атлантика). Он продемонстрировал, что за fazой раскрытия океана в условиях растяжения должна следовать фаза закрытия при сжатии и что современная Атлантика находится в фазе раскрытия, в то время как каледонская орогения представляла результат происшедшего ранее закрытия океана подобного современному Атлантическому океану (илиproto-Атлантики).

Исследования Дж. Уилсона положили начало попыткам вписать основные построения геосинклинальной теории в плейттектонические модели. Классический геосинклинальный цикл,хватывающий доорогенные, дофлишевые, флишевые и молассовые «фации» (см. выше) был интерпретирован как отражение последовательного раскрытия и закрытия океана, получившего название «цикла Уилсона» (рис. 5.2). Первая фаза этого цикла связана с раскрытием океана за счет спрединга океанического дна. Вторая – обусловлена закрытием океанов при субдукции, и, наконец, третья указывает на столкновение (коллизию) континентов. Стадия раскрытия начинается с утонения континентальной литосферы и образования рифта или тафрогеосинклиналии, заполненной в основном озерными осадками, кислыми и щелочными вулканическими породами. По мере утонения коры вдоль оси рифта изливаются толеитовые базальты, приводя к образованию зарождающегося океанического бассейна. Нередко в этом бассейне накапливаются мощные толщи эвапоритов. Там, где утонение коры прекращается до излияния базальтов, происходит термическое обусловленное ее погружение в течение по крайней мере 100 млн лет с осадконакоплением в обширной депрессии, выше и за пределами площади развития «неудавшегося» рифта (примером подобного развития является осадочный бассейн Северного моря) [3]. В «успешных» рифтах (Красное море) образуется спрединговый хребет. В его осевой части подушечные лавы базальтов перекрыты экспандиционными сульфидами и гидротермальными марганцевыми корками.

³ В процессе изучения Аппалачской миогеосинклиналии выяснилось, что в ее разрезах присутствуют не только мелководные, но и глубоководные образования. С точки зрения классической геосинклинальной теории объяснение этому факту отсутствовало; оно появилось только после появления плейттектоники

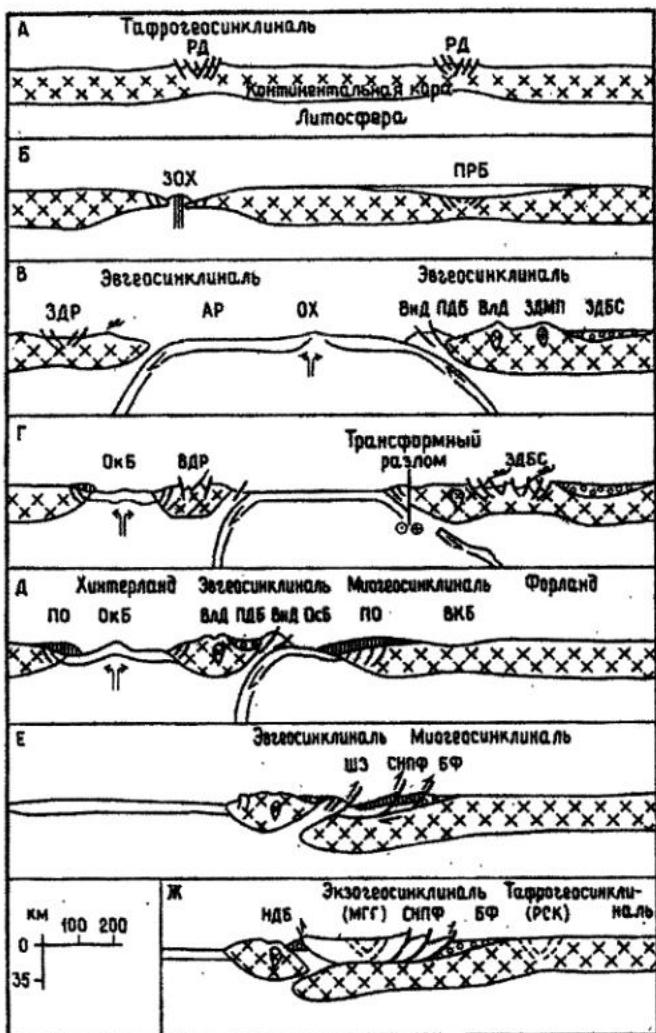


Рис. 5.2. Принципиальная схема цикла Уилсона и место в нем основных типов осадочных бассейнов, по [3]:

АР – абиссальные равнины; ЗДР – задуговой рифт; ЗДБС – задуговой бассейн сжатия; ЗДМП – задуговой магматический пояс; РСК – рифт, связанный с коллизией; ПДБ – преддуговой бассейн; БФ – бассейн форланда; СНПФ – складчато-надвиговой пояс форланда; ВДР – внутридуговой рифт; ВКБ – внутриконтинентальный бассейн; МГГ – межгорный грабен; ОкБ – окраинный бассейн; ВнД – внешняя дуга; ОХ – океанический хребет; ПО – пассивная окраина; ПРБ – пострифтовый бассейн; ОсБ – остаточный бассейн; ШЗ – шовная зона; ВлД – вулканическая дуга; ЗОХ – зарождающийся океанический хребет

На них, в свою очередь, залегают пелагические осадки, мощность которых на склонах хребтов (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Срединно-Атлантический хребет) возрастает в направлении к абиссальным равнинам.

Континентальные окраины также подвергаются термически обусловленному погружению. При этом морские осадки залегают с несогласием (т.н. «break-up» несогласие) на толщах рифтовых или полуграбеновых осадков, испытавших

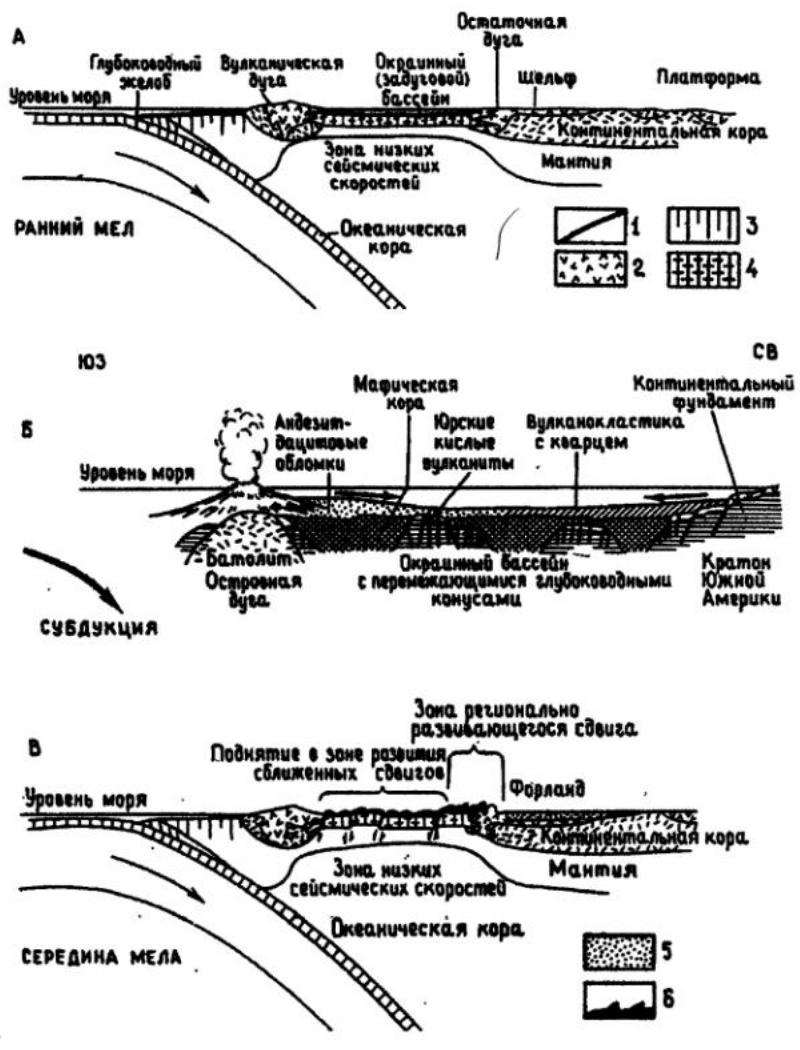
блоковые деформации, и мощность их увеличивается в сторону моря, образуя проградирующий терригенно-карбонатный или карбонатный миогесинклинальный разрез. Эти отложения со стороны открытого океана ограничены в основном гемипелагитами континентального склона, а также турбидитами и контуритами континентального подножия (Западная Атлантика).

На конвергентных окраинах, где происходит погружение новообразованной океанической коры под кору континентального типа, накопление осадков контролируется рядом факторов, среди которых определяющее значение имеют особенности погружения океанической плиты (под окраину континента или под островную дугу, под пологим или крутым углом и др.). В результате субдукции океанической плиты под континент перед ним появляется подводный желоб, а на суше формируется вулканическая (магматическая) дуга. Там, где осадки океанического дна и глубоководного желоба имеют достаточную мощность, они вместе с частью разреза океанической коры могут формировать внешнюю амагматическую дугу (Зондская дуга). Между такой дугой и основной вулканической дугой формируется преддуговой бассейн, который заполняется осадками, поступающими с вулканической или внешней дугой. Позади вулканической дуги в условиях сжатия образуются задуговые бассейны, в которых накапливаются как континентальные, так и морские осадки, как это имело место в Чилийских Андах в начале и середине мела (рис. 5.3). Иногда, по-видимому, вследствие увеличения скорости субдукции, позади дуги могут формироваться и грабены (Центральноамериканский грабен).

Субдукция под континент спредингового хребта или увеличение угла, под которым происходит конвергенция плит, приводят к образованию крупных сдвигов, субпараллельных дуговым системам (сдвиг Сан-Андреас на западе Северной Америки). Когда относительное движение плит становится чисто сдвиговым, островодужный магматизм прекращается и образуется задуговой бассейн растяжения с седиментацией в грабенах, базальтовым и риолитовым вулканализмом (Большой Бассейн); в некоторых случаях образуются краевые бассейны (Калифорнийский за-

Рис. 5.3. Схематические разрезы Чилийского субдукционного комплекса в раннемеловое время (А), Чилийского раннемелового окраинного задугового бассейна (Б) и Чилийской дуги в середине мела (В) [3]:

1 – осадочные породы;
 2 – вулканические породы кислого и основного состава (эфузивные и интрузивные); 3 – комплекс отложений преддуговой зоны; 4 – мафическая кора с блоками коры континентального типа; 5 – форлантовый прогиб, выполненный турбидитами и конгломератами; 6 – смятые в складки осадочные породы



лив, Андаманское море) (см. ниже – сдвиговый цикл).

На западной окраине Тихого океана субдукция океанической литосферы происходит не под континент, а под сложную систему островных дуг. Задуговый рифтогенез приводит к формированию здесь спредингового окраинного бассейна (Японское море), а не задугового бассейна сжатия на континенте. При этом седиментация на континентальной окраине напоминает процессы осадконакопления на пассивных окраинах. В пределах магматической дуги зарождающийся рифт может сопровождаться риолитовым и базальтовым вулканизмом и отложением экспансационных полиметаллических сульфидов (пояс «зеленых туфов» в Японии).

По мере приближения континентальных массивов к дуговой системе и столкновения (коллизии) с ней, осадки, поступающие частично с внешней дуги, а частично за счет начинаящейся коллизии, попадают в ловушки остаточных бассейнов (Бенгальский залив). Со временем вместе с отложениями континентального подножия они могут приключиться к внешней дуге. По геосинклинальной терминологии седиментация в остаточном бассейне соответствует орогенной или флишевой стадии. При этом начало накопления флиша связано с образованием остаточного бассейна и не имеет непосредственного отношения к процессам коллизии⁴.

Продолжение конвергенции и столкновения (собственно геосинклинальная стадия Ж. Обуэна) ведет к пододвиганию шельфа под внешнюю дугу и смешению флиша и миогеосинклинальных слоев. Образуется надвиговый пояс форланда, перед которым происходит накопление сначала турбидитов, а затем «молассы» в бассейнах форланда (альпийская моласса Альп, серия Сивалик в предгорьях Гималаев). Сочленение внешней дуги и надвигов форланда по срыву, который на поверхности выражен надвигом в преддуговом бассейне, может привести к накоплению тур-

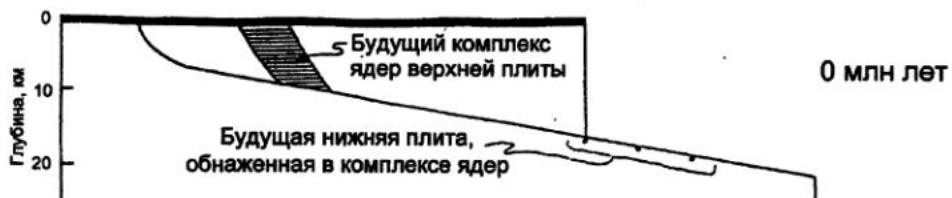
⁴ «Геосинклинальная полярность» Ж. Обуэна, или миграция с течением времени областей накопления флиша и фронта складчатости к форланду или периферии геосинклинали, частично является результатом роста внешней дуги по мере тектонической акреции отложений остаточного бассейна и континентального подножия [3]

бидитов и отложений других типов гравитационных потоков осадочного вещества (так, как это происходит в Продольной долине на Тайване), которые могут быть перекрыты конгломератами «молоссы» и сохраняться в качестве наддугового бассейна. В тех районах, где конвергенция проходит под малым углом, образование надвигов в форланде может сопровождаться сдвигами в наддуговом бассейне (Тайвань).

После столкновения осадки могут накапливаться в межгорных грабенах складчато-надвигового пояса. Образование продольных, по отношению к фронту складчатости и/или околоводной зоне, рифтов и грабенов может привести к появлению блоковых бассейнов и последующему спредингу, что хорошо видно в современном Тирренском море и соответствует постгеосинклинальной стадии Ж. Обуэна. При столкновении континентов в пределах надвигающейся плиты могут образоваться крупные рифты и впадины растяжения вдоль сдвигов (рис. 5.4). На финальных стадиях постколлизионной дивергенции могут формироваться грабены и в пределах форланда (Рейнский грабен) [3].

Современная трактовка развития Апеннин показана на рис. 5.5, а на рис. 5.6 дана плейтектоническая реконструкция развития Южного Урала (Пучков, 2000).

а Недеформированное состояние



б Стадия "пустыни Севъер"



в Стадия "Эльдорадо"



г Стадия "Рифт-ривер"



Рис. 5.4. Модель развития системы сдвигового растяжения в верхней и средней континентальной коре (по Б. Вернике, заимствовано из работы [6]).

Модель показывает, в частности, как среднекоровые породы (а) могут быть переработаны в зоне сдвигового растяжения в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (б), нагреты до геохронометрически блокирующих температур (в) и быть переработанными в хрупких условиях 5–10 млн лет позднее, допуская возможные величины напряжений и масштабы растяжения (г).

Рис. 5.5. Модель эволюции Апеннин, по Л. Жоливе и др., заимствовано из работы [6]

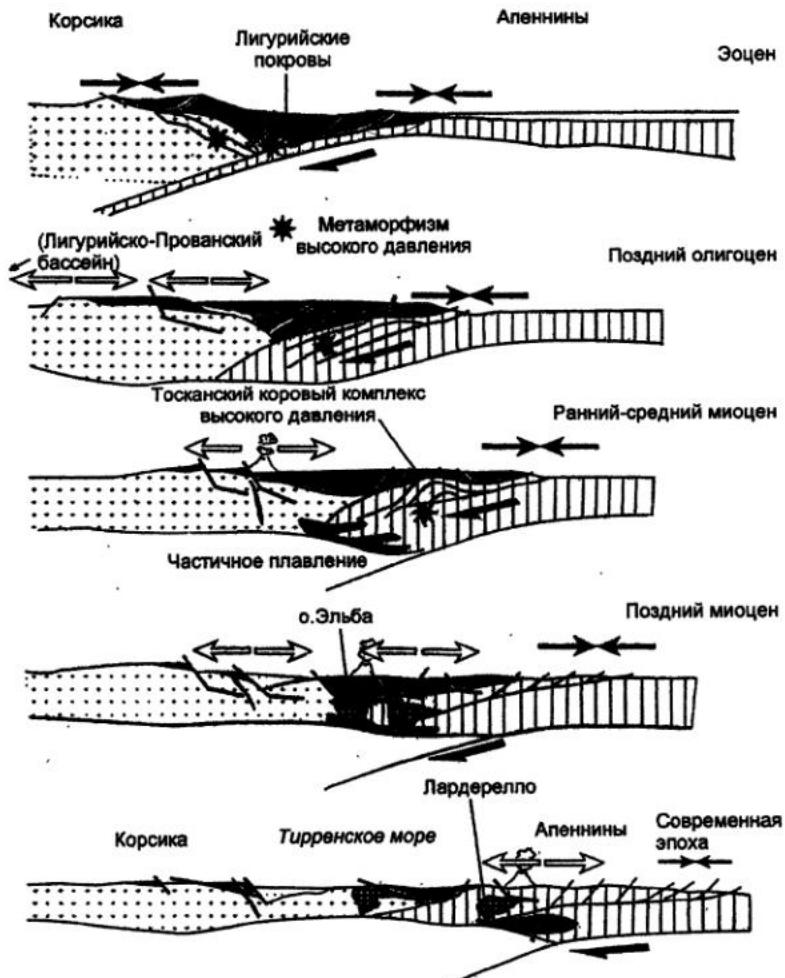
По представлениям середины 70-х гг. прошедшего века, опубликованным в многочисленных работах А. Митчелла, Х. Рединга, Дж. Дьюи, Дж. Бёрда, В. Диккинсона и других авторов, геосинклинали имеют несколько современных аналогов. Было продемонстрировано, что современный Атлантический океан находится на стадии проявления ранней геосинклинальной фазы расширения, причем он является симметричным, если его рассматривать целиком, и асимметричным, если рассматривать только одну континентальную окраину. Стадиям закрытия геосинклиналей отвечают современные зоны субдукции трех типов: островодужной и андийской, в которых океанская литосфера погружается, соответственно, под океаническую литосферу и под континентальную окраину, и гималайской (рис. 5.7), где субдукция привела к коллизии континентов [3].

Осадочный бассейн А. Бейли определяет как зону опускания, обладающую определенным объемом осадочного материала (соответствующим минимальной мощности в один километр), сохранившегося в относительно простой форме [4].

В толковом словаре английских геологических терминов (Толковый словарь..., 1977), изданном на русском языке под редакцией Л.П. Зоненшайна, бассейн определяется как погруженный, заполненный осадками район, имеющий округлую, эллиптическую или вытянутую форму.

Б.А. Соколов [5] понимает под осадочным бассейном⁵ область устойчивого и длительного погружения земной коры.

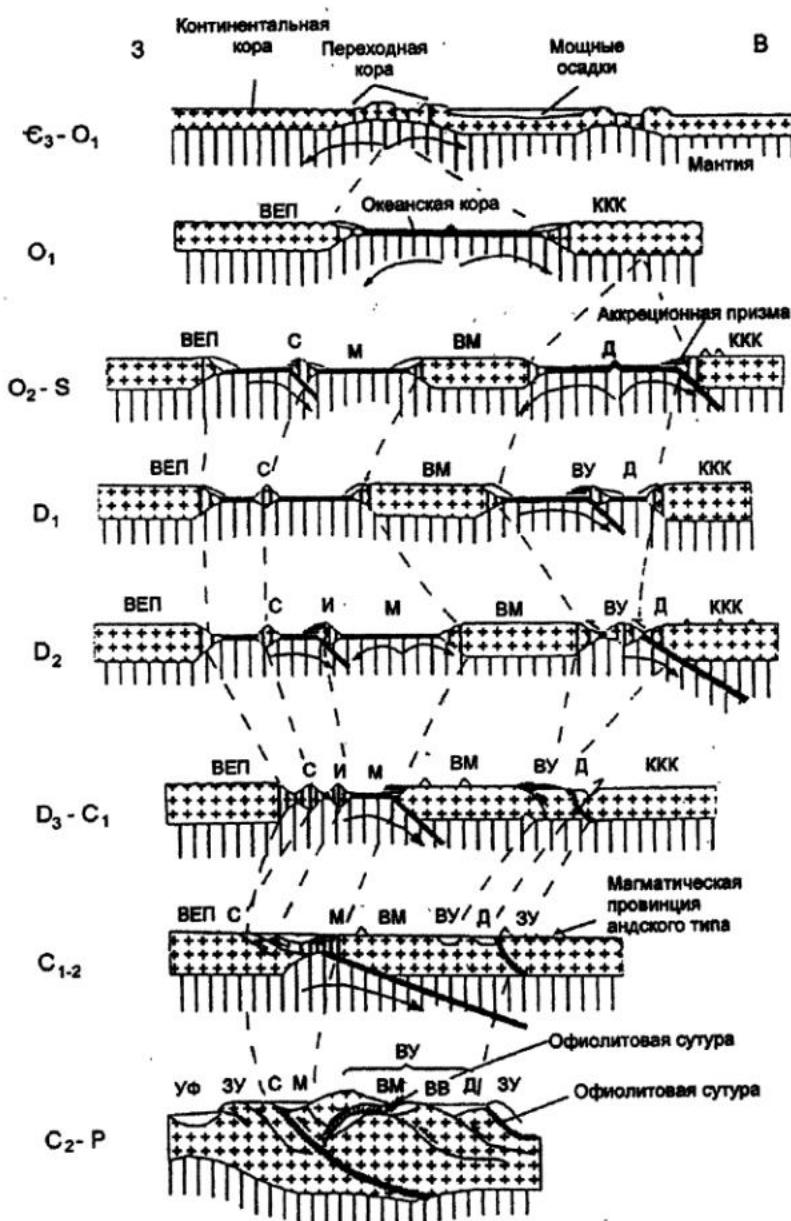
П.П. Тимофеев (1981 и др.) различает седиментационные бассейны и бассейны породообразования. Под седиментационным бассейном им понимается участок земной коры, в пределах которого накапливались или накапливаются осадки, отвечающие стадии седиментогенеза. Среди седиментационных бассейнов П.П. Тимофеев указывает: 1) бассейны континентальных блоков и 2) океанические бассейны и бассейны внутренних и краевых морей. При реконструкции истории процессов осадконакопления в седиментационных бассейнах исследователю необходимо сосредоточиться на познании типов питающих провинций и их влиянии на вещественный состав осадков, характера гипергенных процессов в областях размыва, закономерностей распределения фациальных типов осадков внутри бассейнов, особенностей распределения фаций и типов ландшафтов, конседи-



⁵ Если быть более точным, то В.А. Соколовым дано здесь определение нефтегазоносного осадочного бассейна, однако все уточняющие его характеристики, предполагающие, что в процессе погружения «... формируется тело осадочных пород, состав, строение, прогрессивный литогенез и условия залегания которых обуславливают образование, накопление и сохранность в них промышленных скоплений нефти и газа», можно без принципиальных потерь исключить

Рис. 5.6. Стадии плейтектонического развития Южного Урала (Пучков, 2000):

ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ККК – Киргизско-Казахский континент; С – Сакмарская вулканическая дуга; ВМ – Восточно-Мугоджарский микроконтинент; М – Магнитогорский бассейн; Д – Денисовский бассейн; ВВ – Восточная вулканическая дуга; ЗУ – Зауральская зона; УФ – Уфимский амфитеатр; ЗУ – Западно-Уральская зона; ВУ – Восточно-Уральская зона



определяется П.П. Тимофеевым как тектоническая впадина или другая отрицательная структура, заполненная осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями, прошедшими разные стадии литогенетического преобразования. При изучении бассейнов породообразования наиболее важными проблемами являются: 1) строение бассейна и состав выполняющих его отложений; 2) влияние фациальных обстановок и поступавшего с палеоводосборов исходного вещества на литогенетические преобразования осадков; 3) гидрогеохимия и гидрогеология; 4) геотермический режим; 5) закономерности распределения рассеянного и концентрированного ОВ и его роль в процессах литогенеза; 6) роль наложенных факторов (магматизм и гидротермальная деятельность) в преобразовании осадков и осадочных пород; 7) литогенетическая зональность; 8) типы бассейнов как отражение климатического и структурно-тектонического положения региона.

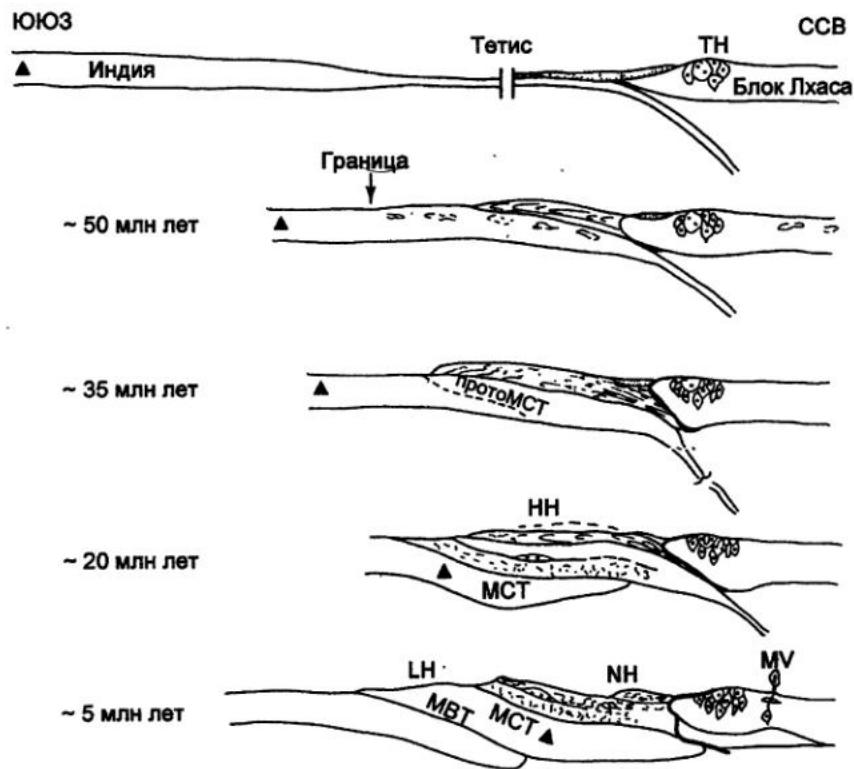
Польские седimentологи (Р. Градзиньский, А. Костецкая и др.) подразумевают под осадочным бассейном «определенное пространство, где действуют седиментационные процессы» (Седиментология, 1980).

Р.К. Селли (1981, с. 304) не дал точного определения осадочного бассейна, но подчеркнул ряд характерных его черт. По его представлениям, осадочные бассейны – это присутствующие на отдельных участках земной поверхности мощные толщи осадочных отложений. Имеется много типов осадочных бассейнов, варьирующих от небольших аллювиальных межгорных долин до огромных горных гребьев, представленных осадочными породами значительной мощности. Различают три вида бассейнов: топографические, структурные и собственно осадочные. Топографи-

ментационного геотектонического режима, климата и его влияния на формирование вещественного состава и фациальных типов осадков, гидродинамики и т. д. Комплексы осадков, отвечающие определенным этапам тектонического развития седиментационных бассейнов, рассматриваются П.П. Тимофеевым как геологические формации. Главными факторами образования последних являются палеотектоника, палеогеография, климат и петрофонд. Бассейн породообразования

Рис. 5.7. Схема эволюции Гималаев от мезозоя до современности, по П. Ле Форту, заимствовано из работы [6]:

НН – высокие Гималаи; LH – Низкие Гималаи; MBT – Главный Пограничный надвиг; MCT – Главный Центральный надвиг; MV – вулканиты Тибета; NH – Северные Гималаи; TH – Трансгималаи



ческий бассейн (субазральный или субаквальный) представляет собой низко лежащую территорию поверхности Земли, окруженную естественно возвышенными участками. Осадочный бассейн – это территория с развитием пологоскладчатых, центриклинально падающих слоев осадков. Бассейны этого вида могут быть син- и постседиментационными.

Ю.П. Казанский (1983) определил седиментационный бассейн как пространство, включающее сумму седиментационных обстановок и связанных с ними источников осадочного материала, формирующихся при определенном тектоническом режиме и объединяемых генетической связью. По данным названного автора, различаются современные и ископаемые бассейны. Для современного бассейна характерен наиболее полный набор показателей, доступных непосредственному изучению и измерению (площадь акватории, площадь водосборного пространства, особенности строения и состав источников размыва, способы транспортировки кластического материала, среда переноса и седиментации, состав и строение осадков в различных частях бассейна). Большинство из указанных параметров в случае изучения ископаемого седиментационного бассейна могут быть получены только путем интерпретации более или менее полного фактического материала по ограниченному количеству обнажений, разрезов, керну скважин, данным ГИС и т. п. Следовательно, «... седиментационные бассейны прошлого, восстановленные в результате сведения воедино того или иного количества данных, представляют собой обобщенные системы, отражающие определенные взгляды того или иного исследователя, контролируемые конкретным объемом информации ... восстанавливая ископаемый седиментационный бассейн, исследователь осуществляет конкретное построение, создавая один из типов седиментационных моделей» (Казанский, 1983, с. 168).

С.И. Романовский (1996) под современным осадочным бассейном понимает депрессионную структуру земной коры, в которой накапливался и продолжает накапливаться комплекс морских и/или континентальных отложений в условиях неизменной геодинамической обстановки.

В монографии «Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов», выпущенной в 1998 г. коллективом авторов из ВСЕГЕИ, под осадочным бассейном геологического прошлого понимается «тектоно-седиментологическая модель конкретного участка земной коры ..., согласно которой его структурные и вещественные характеристики соотносятся с одной из разновидностей депрессионных структур, соответствующих конкретной геодинамической обстановке».

Рассматривая формационные ряды платформ, В.М. Цейслер (2000) особое внимание уделил тектоно-седиментационным мегаритмам Русской плиты (нижнерифейскому, среднерифейскому, верхнерифейскому, вендско-среднекембрийскому, ордовикско-нижнедевонскому и др.). По его представлениям, каждому из названных тектоно-седиментационных комплексов на платформе отвечал свой седиментационный бассейн. Каждый из этих бассейнов ныне выражен совокупностью осадочных геологических формаций, которыми он оказался в конце концов заполненным.

Выполняющие чаши палеобассейнов осадочные комплексы в разрезах чехла комплекса представляют крупные линзовидные тела – парагенетические ассоциации формаций или «бассейновые формационные комплексы». По мнению В.М. Цейслера, «совокупность осадочных формаций, составляющих бассейновый комплекс, представляет собой единую систему взаимосвязанных и взаимообусловленных осадочных толщ». Состав их, строение и формы залегания во многом определяются особенностями тех бассейнов, в которых они накапливались (форма, размеры, климатические параметры, особенности гидродинамики, рельеф и т. д.). Вертикальный формационный ряд любого бассейнового комплекса не сохраняется одинаковым на всей площади бассейна. В общем случае строение его зависит от положения в палеобассейне (очевидно, что последовательность формаций в центральной части бассейна в большинстве случаев или всегда иная, нежели в краевой его части). Несовпадение площадей развития палеобассейнов, последовательно сменяющих друг друга в платформенных условиях, ведет к совмещению в конкретных разрезах различных частей разновозрастных бассейновых мегакомплексов.

Для зарождения бассейна необходимо, чтобы в какую-либо впадину субстрата, более или менее сильно выраженную, был привнесен осадочный материал. Между базальными отложениями большинства осадочных бассейнов, обозначающими начало нового цикла осадконакопления, и породами фундамента, как правило, отмечается определенный перерыв. Изопахиты осадочного выполнения бассейна обрисовывают некий замкнутый контур или же подчеркивают крупные призмы, если накопление осадков происходило в областях протяженных склонов.

Бассейны осадконакопления имеют, с одной стороны, различный возраст и отвечают разным этапам эволюции крупных тектонических структур, а с другой – находятся в различных геодинамических условиях. Характеристики осадочных бассейнов определяются прежде всего процессом опускания [4]. В последние годы оказалось возможным разграничить многочисленные причины, вызывающие этот процесс, которые сменяют друг друга в пространстве и во времени. На начальных этапах развития бассейнов процесс погружения контролируется преимущественно тектоническими механизмами: 1) уменьшением мощности земной коры в режиме механического растяжения, сопровождающимся мощными геотермическими потоками и соответствующими фазами проявления рифта; 2) образованием флексуры в земной коре или складки в форме синклиналии в режиме преобладания напряжений сжатия, чаще всего в области субдукции, сопровождающихся слабыми геотермическими потоками при нарушении изостатического равновесия.

На земном шаре имеются три типа тектонических зон: 1) зоны растяжения, с которыми связаны дайки, вулканы и нормальные сбросы; 2) зоны сжатия, в которых образуются складки и надвиги и 3) зоны горизонтальных смещений – области крупных поперечных сдвигов, характеризующиеся часто огромными латеральными перемещениями. Каждая из этих зон по-своему выражена в рельфе, имеет специфическую сейсмичность и магматическую деятельность. Теория тектоники плит связывает их с границами плит, а именно: 1) зоны растяжения с дивергентными границами, где две литосферные плиты отходят друг от друга по мере наращивания новой литосферы за счет спрединга дна океана; 2) зоны сжатия с границами конвергентного типа, на которых одна плита погружается под другую и литосфера поглощается; 3) зоны горизонтальных смещений, приуроченные к трансформным (горизонтального смещения) границам, где плиты смещаются латерально относительно друг друга и литосфера сохраняется.

Названные выше типы тектонических зон или типы сочленения плит используются в настоящее время в качестве основы для классификации осадочных бассейнов. Следует, однако, помнить, что тектонические зоны могут существовать в разных масштабах, и то, что выглядит как зона горизонтального смещения в региональном масштабе, в локальном масштабе может порождать структуры растяжения или сжатия. Тектонические зоны могут проявляться как внутри плит, так и на их границах. Дивергентные структуры, например задуговые бассейны растяжения, и бассейны в зонах горизонтального смещения могут ассоциировать с конвергентными границами плит. Лишь в некоторых районах происходят простые взаимные перемещения плит; обычно движение плиты не перпендикулярно оси спрединга и большинство сочленений плит обладают характеристиками более чем одного типа границ. Поэтому не существует простой, единой для всех случаев классификации осадочных бассейнов.

Вопросы для самопроверки

1. Какова история развития представлений о геосинклиналях?
2. Назовите стадии развития геосинклиналей и связанные с ними крупные осадочные ассоциации (формации).
3. Назовите основные причины смены геосинклинальной парадигмы плейттектоническими представлениями.
4. Что такое цикл Уилсона и какие типы осадочных бассейнов возникают на разных его стадиях?
5. Что является основой для современных классификаций осадочных бассейнов?
6. Дайте определение осадочного бассейна.

Глава 6. Классификации осадочных бассейнов

В основу большинства существующих в геологической литературе классификаций осадочных бассейнов положен тектонический принцип, так как именно он в интегральном виде определяет не только главные структурные особенности конкретного бассейна, но и характер его выполнения. Наибольшее внимание изучению осадочных бассейнов во второй половине XX века было удалено геологами-нефтяниками, поэтому большинство классификаций осадочных бассейнов прямо или косвенно посвящено в первую очередь нефтегазоносным бассейнам. Б.А. Соколовым [5] проведено сопоставление различных классификаций бассейнов, опубликованных в отечественной и зарубежной литературе к концу 70-х гг. прошедшего столетия. По его данным, эти классификации, общим числом около 20, могут с той или иной долей условности быть подразделены на три группы.

К первой группе, объединяющей примерно 10 классификаций, принадлежат те, что напрямую базируются на тектонических подходах. Это классификации И.О. Брова (1964), И.О. Брова и др. (1965), М.И. Варенцова и К.Н. Кравченко (1962), В.Г. Васильева и др. (1964), Л.Э. Левина (Кузнецова и др., 1970), М.К. Калинко (1969, 1977), И.И. Нестерова и др. (1975), А. Перродона (Perrodon, 1971), М. Маккросана и Д. Портера (McCrossan, Porter, 1973; Porter, McCrossan, 1975) и ряда других авторов. В указанных классификациях учтено то обстоятельство, что условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления имеют принципиальное различие на платформах и в складчатых областях. Так, например, И.О. Брод (1964) различал три типа бассейнов: платформенные (равнинные), предгорные и межгорные (табл. 6.1). При этом к предгорным бассейнам в данной классификации были отнесены бассейны, расположенные между платформенным и межгорным типами. В последний тип И.О. Брод включил также бассейны, связанные с эпигеосинклинальными сооружениями, и бассейны эпиплатформенных орогенов.

В.Г. Васильев и др. (1964) подразделили нефтегазоносные бассейны на не имеющие связи с геосинклинальными прогибами – внутриплатформенных и межгорных впадин, пригеосинклинальных прогибов, собственно предгорных прогибов. Кроме того, были выделены бассейны промежуточного структурного этажа платформ, принципиально отличного от собственно платформенного чехла.

Трехчленное деление осадочных бассейнов имеет место и в классификациях М.И. Варенцова и К.Н. Кравченко (1962). По существу, тот же принцип использован и в классификации М.К. Калинко (1969), где выделены внутри- и краеплатформенные бассейны, а также бассейны передовых прогибов и межгорных впадин. В 1977 г. М.К. Калинко опубликовал новую классификацию, в которой были использованы уже идеи плейттектоники, в частности представления о спрединге (табл. 6.2).

Классификация бассейнов Л.Э. Левина основана на общих представлениях об эволюции тектоносферы. В ней выделяются два класса осадочных бассейнов: геосинклинальный и платформенный. В первый включены гомогенные и гетерогенные межгорные впадины геосинклинального и эпигеосинклинального формирования, во второй – орогенные эпиплатформенные, внутриплатформенные, перикратонные, периокеанические и внутриокеанические впадины.

И.И. Нестеров и др. (1975) в основу классификации бассейнов положили скорости осадконакопления (т. н. «объемная скорость осадконакопления» с размерностью тыс $\text{km}^3/\text{млн лет}$); в названной работе все осадочные бассейны разделены на платформенные, передовых прогибов и межгорные (табл. 6.3).

Таблица 6.1

Классификация нефтегазоносных бассейнов И.О. Брома, по [5]

Типы	Подтипы			Примеры
Платформенные равнинные	С доксмбридским фундаментом	Гомогенные	Внутренние	Тунгусский, Иркутский, Мичиганский
			Прибрежно-океанские	Камбейский, Гвианский, Байя
		Гетерогенные	Внутренние	Амазонский, Западный внутренний
			Прибрежные	Ливийский
	С палеозойским или разновозрастным фундаментом	Гомогенные	Внутренние	Кызылкумский, Чу-Сарысуйский, Устюртский
			Прибрежные	
		Гетерогенные	Внутренние	Западно-Сибирский, Северо-Европейский, Северо-Каспийский
			Прибрежные	Мексиканского залива
Предгорные	Палеозойских прогибов	Гомогенные	Внутренние	Аппалачский
			Внутренние	Тимано-Печорский, Сахарский
		Гомогенные	Внутренние	Северо-Карпатский, Ронский, Предтяньшанский, Денвер
			Прибрежные	Патагонский, Южно-Предандский
	Мезозойских и кайнозойских прогибов	Гомогенные	Внутренние	Вилуйский, Среднеевропейский, Азово-Кубанский, Персидского залива
			Прибрежные	Бенгальский, Северо-Аляскинский
		Гетерогенные	Внутренние	
			Прибрежные	
Межгорные	Докембрийских активизированных платформ	Гомогенные	Внутренние	Красного моря
			Прибрежные	Аденского залива
		Гетерогенные	Внутренние	Конго, Ордос
			Прибрежные	Восточно-Китайский
	Палеозойских горных сооружений	Гомогенные	Внутренние	Англо-Парижский, Рейнский, Сунляо
			Прибрежные	Восточно-Канадский, Португальский
		Гетерогенные	Внутренние	Таримский, Джунгарский
	Палеозойских складчатых систем и современных геосинклиналей	Гомогенные	Наземные	Трансильванский, Скалистых гор, Маракаибский
			Морские	Восточно-Черноморский, Сахалинский, Анадырский
		Гетерогенные	Наземные	Паннонский, Южно-Каспийский, Афгано-Таджикский
			Морские	Адриатический, Гуцульский

В зарубежных классификациях осадочных бассейнов (Peretdon, 1971; McCrossan, Porter, 1973 и др.) середины 70-х гг. прошедшего века активно использованы идеи плейттектоники и выделяются бассейны платформ (кратонов), межконтинентальных областей и островных дуг (геосинклинальные) и промежуточных областей (периконтинентальные и т. п.).

К рассматриваемой группе классификаций в какой-то мере принадлежат и построения В.Б. Оленина (1966) и И.В. Высоцкого (1971), в которых выделялись бассейны платформенных и складчатых областей, а также комбинированные, включающие элементы первых двух типов. Позднее названные исследователи создали классификации, которые можно отнести к группе тектоно-динамических, базирующихся на факторах, определявших характер формирования зон нефтегазонакопления. В основу этих классификаций были положены представления о происхождении нефти и газа и формировании их скоплений в условиях длительного существования осадочных бассейнов [5].

Третья группа – историко-тектоническая – объединяет классификации, в основу которых положены принципы формирования нефтегазоносного осадочного бассейна как целостной системы и законы формирования осадочного слоя земной коры [5].

Появление концепции тектоники плит оказало революционизирующее влияние на развитие не только тектоники, но и большинства других разделов геологической науки, в том числе и тех, которые связаны с изучением процессов формирования и размещения различных полезных ископаемых, включая и залежи УВ. В начале 80-х гг. прошлого века использование идей плейттектоники для решения вопросов нефтегазообразования и нефтегазонакопления привело к появлению двух направлений. Одно из них было нацелено на изучение

Таблица 6.2

Типизация бассейнов осадконакопления М.К. Калинко, по [5]

Группа	Подгруппа	Категория		Примеры
Спрединговая	Платформенная	Криптоспрединговая		Рейнского и Суэцкого грабенов
		Раннеспрединговая	Синспрединговая	Красного моря, Бискайского залива
			Эписпрединговая	Моря Баффина
		Полноспрединговая		Дельты Инда, Бенгальского залива
	Геосинклинальная	Криптоспрединговая		Южно-Китайского и Яванского морей
		Раннеспрединговая	Синспрединговая	Калифорнийского залива
			Эписпрединговая	Тасманская и Карибского морей
		Полноспрединговая		Охотского и Японского морей
Редукционная	Геосинклинальная	Платформенная		Персидского залива
		Внешние		острова Тайвань
		Внутренние		Лионского залива
		Полноредукционные		Прикалифорнийский
		Позднередукционные		Средиземного моря
		Постредукционные		Северного моря
Опускания (ортократонная)				Южно-Каспийского, Черного и Средиземного морей

Таблица 6.3

Типы седиментационных бассейнов по И.И. Нестерову и др. (1975), по [5]

Тип бассейна	Объемная скорость осадконакопления (тыс. км ³ / млн лет)	Бассейны				
		платформенные		передовых прогибов		межгорные
I тип	14	Персидского залива	Мексиканского залива, Западно-Сибирский			
II тип	4-14	Волго-Уральский, бассейны центральной и восточной частей США	Мангышлакский			Восточно-Венесуэльский
III тип	1,5-4	Пермский, Западный Внутренний, Уиллистон	Аппалачский			Терско-Каспийский
IV тип	1,5	Иллинойский, Мичиганский	Денвер	Паудер-Ривер	Азово-Кубанский	Сакраменто, Венский

процессов формирования крупных осадочных бассейнов, в которых образование скоплений нефти и газа происходит по известным уже схемам, второе направление касалось непосредственно генезиса залежей УВ.

В рамках концепции плейттектоники крупные осадочные бассейны рассматриваются как результат раздвижения блоков земной коры и формирования депрессий, являющихся ареной морской седиментации. При ограниченном масштабе раздвижения к образуются грабеновые бассейны, такие как Припятский, Днепровско-Донецкий, Рейнский, Суэцкий, Красного моря.

Примерами классификаций, основанных на идеях плейттектоники, являются классификации осадочных бассейнов Х. Клемме, А. Бейли (табл. 6.4), Т. Томпсона (табл. 6.5) и ряда других авторов. Все они исходят из примата горизонтальных движений и учитывают также факторы, контролирующие прогрев осадочных толщ, образование залежей нефти и газа и их миграцию к ловушкам различных типов. А. Бейли в свою классификацию ввел и плотность запасов.

На историко-тектонической основе базируется классификация В.В. Иванова (1976), в которой выделено семь типов бассейнов, генетически связанных между собой и отражающих непрерывный процесс эволюции земной коры: океанские, геосинклинальные,protoорогенные, дейтероорогенные, платформенные, эпиорогенные и пограничные.

Б.А. Соколовым [5] предложена эволюционно-тектоническая классификация осадочных бассейнов, в которой их нефтегазоносность связана с тектоническим положением и развитием конкретных участков земной коры (табл. 6.6). Такой подход, по мнению автора, позволяет прогнозировать как общий характер нефтегазоносности, так и пространственное размещение скоп-

Таблица 6.4

Классификация нефтегазоносных осадочных бассейнов А. Бейли (1975),
займствовано из работы [5]

Типы	Классы	Подклассы		Примеры бассейнов
Внутри литосферной плиты	Зоны растяжения (и формирования океана)	Рифтовых грабенов		Сирт, Викинг, Гипсленд, грабены Осло, Суэцкий, Бенуа и Рейнский, Красное море
		Атлантического (пассивного) края континента		Мексиканского залива, Габон, Кабинда, Перт
	Домезозойские зоны консолидации (мегашвы сжатия)	Платформенные		Иллинский, Северо -Сахарский, Мичиганский, Уиллистон, Парижский
Краевых швов сжатия литосферных плит	Глубоководных шельфов, примыкающих к субдукционным зонам кордильерного типа			Тихоокеанского побережья Южной Америки
		Сбросовые		Ардмор, Западный Техас, Уинд - Ривер, Грип - Ривер, Биг - Хорн
	Передовых прогибов, примыкающих к субдукционным зонам	Несбросовые		Персидского залива, Альберта, Восточно -Венесуэльский, Отненной Земли, Аквитанский
	Китайского типа, ограниченных сбросовыми блоками, связанными с зонами сжатия			Джунгарский
Надшовные бассейны, связанные со сжатием	Зон сжатия (типа субдукции)	Фронтальнодуговые		Прогрессо, Анкоридж
		Внутридуговые	Тыловые краевые	Центральная Суматра, о -ва Тайвань, Западный Хоккайдо
	Паннонского типа (дуговые зоны субдукции)			Венский, Паннонский, Трансильванский
	Калифорнийский тип, связанный с взаимодействием рифта и трансформного разлома			Лос-Анджелес, Вентура, Сан - Хоакин, Санта -Мария

Таблица 6.5

Классификация нефтегазоносных бассейнов Т. Томпсона (1976), по [5]

Типы	Классы	Подклассы	Примеры бассейнов	
			Современные	Древние
Дивергентный (расхождения) или Атлантический	Рифтовые	Рифтовых долин	Суэцкий, Восточной Африки	Рейнский, Сирт
		Грабенов растяжения	Реконкаво, Калифорния	Лос-Анджелес, Сакраменто
		Континентальной ветви тройного сочленения	Дельта Конго, дельта Амазонки, Камбей	Анадорко, Арбокл
	Морских впадин		Красного моря, Аденского залива	Лабрадорский
	Краевые прибрежно-океанические		Прибрежные Африки, Америки и Индостана	Мексиканского залива
	Азиатско-Тихоокеанский	Андийский	Фронтальные Тихоокеанского побережья Южной Америки	Предандийские
		Блоково-сбросовые	Ирак, Суматра	Передовых хребтов
		Надвиговые	Тонго, Южно-Аляскинский	

Таблица 6.6

Эволюционно-тектоническая классификация нефтегазоносных осадочных бассейнов Б.А. Соколова [5]

Тип	Подтип	Класс		Примеры	
Платформенный	Внутри-платформенный	Рифтовый		Суэцкий, Рейнский	
		Синеклизный		Североморский, Западно-Сибирский, Среднерусский, Мичиганский, Балтийский	
		Платформенно-орогенный	Одностороннее обрамление	Южно-Мангышлакский, Денвер, Паудер-Ривер	
			Многостороннее обрамление	Бассейны Скалистых гор, Ферганский	
	Окраинно-платформенный	Окраинно-рифтовый		Камбейский, Св. Лаврентия, Восточно-Канадский	
		Перикратонный	Периконтинентально-платформенный	Ливийский, Северо-Черноморский, Бофорт-Маккензи	Бассейны Атлантического побережья, Африки и Южной Америки
		Складчато-платформенный		Волго-Уральский, Персидского залива, Лено-Вилуйский, Азово-Кубанский, Тимор-Бонапарта, Мексиканского залива	
		Наложенно-синеклизный		Северо-Каспийский	Иркутский
Геосинклинально-складчатый	Геосинклинальный	Периокеанский	Фронтально-дуговой	Тонга, Барбадос	
			Внутридуговой	Вогелкоп, Сулавеси	
			Тылодуговой	Тайваньский, Южно-Охотский	
		Внутрискладчатый		Северо-Сахалинский, Андаманский, Свердруп	
	Орогенный	Межгорный	Периконтинентально-складчатый	Южно-Каспийский, Паннонский, Маракаибский, Адриатического моря, Венский	Западного побережья Америки, Сент-Элиас, Гуаякильский
		Наложенно-рифтовый		Лос-Анджелес, Грейт-Велли	
Океанский	Микро-кратонный	Внутриблоковый		Брокен, Хаттон-Роколл	
		Межблочный		Роколл	

лений нефти и газа. Всего в рамках данной классификации выделено три главных типа бассейнов: платформенные, геосинклинально-складчатые и океанские.

Платформенный тип образован двумя эволюционно-генетическими рядами осадочных бассейнов: внутриплатформенным и окраинно-платформенным. Первый включает классы: рифтовый, синеклизный и платформенно-орогенный, второй – окраинно-рифтовый, перикратонный, периконтинентально-платформенный, складчато-платформенный и наложенно-синеклизный. Названные классы отвечают основным этапам формирования осадочного чехла в пределах платформ. Для бассейнов платформенного типа характерны длительность существования и унаследованность развития бассейнов поздних классов от бассейнов более ранних классов, что приводит к усложнению их строения и увеличению диапазона нефтегазоносности⁶.

Бассейны платформенного типа, в зависимости от геотектонического положения, подразделяются на внутри- и окраинно-платформенный подтипы, каждый из которых включает ряд классов, отвечающих трем основным стадиям существования платформенных бассейнов. Внутриплатформенным бассейнам ранней стадии отвечает класс рифтовых бассейнов, средней – бассейнов синеклиз, возникающих над рифтовыми структурами, а поздней – класс платформенно-орогенный. Переход конкретного бассейна из одного класса в другой является результатом эволюции данного участка земной коры и сопровождается определенной перестройкой условий, определяющих его нефтегазоносность.

Окраинно-платформенные осадочные бассейны, занимающие промежуточное положение между платформенными и геосинклинально-складчатыми, располагаются в краевых, периферийных частях платформ, на сочленении с океанскими и геосинклинальными структурами. Их формирование во многом протекает под влиянием этих подвижных областей. Ранней стадии существования окраинно-платформенных бассейнов отвечают бассейны окраинно-рифтового класса, располагающиеся в краевой части континентов. В зависимости от характера погружения, началу средней стадии развития отвечают или перикратонные бассейны, или периконтинентально-платформенные. Первые являются обширными областями прогибания, втянутыми в погружение геосинклинальными прогибами, а вторые представляют собой сравнительно узкие зоны, расположенные на стыке кратона и океана. Краевые части этих бассейнов могут располагаться и вне пределов платформы. Конец средней стадии находит отражение в формировании складчато-платформенных бассейнов. Этот класс бассейнов своим появлением обязан смене прогибания воздыманием в пределах геосинклинального прогиба, а также возникновением складчатого горного сооружения и сопряженного с ним краевого прогиба. По представлениям Б.А. Соколова [5], складчато-платформенные бассейны возникают обычно на месте перикратонных погружений. На поздней стадии формируются обширные наложенные синеклизы, отвечающие новому, целиком платформенному этапу погружения региона. По мере усложнения строения бассейнов данного подтипа, увеличения их мощности, нефтегазоносность отложений ранних стадий уменьшается, а поздних – увеличивается.

Геосинклинально-складчатый тип осадочных бассейнов образован одним эволюционно-генетическим рядом, включающим классы периокеанский, внутрискладчатый, межгорный и наложенно-рифтовый. Первые два класса могут быть объединены в геосинклинально-складчатый подтип бассейнов, два последних – в орогенный. Выделенные классы отвечают основным этапам формирования геосинклинально-орогенных поясов. В целом для бассейнов этого типа характерна относительная краткость существования и отсутствие унаследованности в развитии. Геосинкли-

⁶ Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран по количеству заключенных в них доказанных запасов нефти и газа могут быть подразделены на четыре категории (Высоцкий и др., 1978; Соколов, 1980): А – гигантские, с запасами более 2,5 млрд т УВ; Б – крупные, от 0,5 до 2,5 млрд т УВ; В – средние, от 0,1 до 0,5 млрд т и Г – мелкие, с извлекаемыми запасами менее 0,1 млрд т УВ. К первым двум категориям относится всего около двух десятков бассейнов из 150 реально нефтегазоносных бассейнов зарубежных стран, однако на их долю приходится 76 % мировых разведанных запасов нефти и газа, а в 10 богатейших бассейнах сосредоточено 69 % доказанных запасов нефти и газа. По наличию месторождений-гигантов, обладающих запасами более 1 млрд т УВ, бассейны-гиганты подразделяются на три группы: бассейны, содержащие значительное количество месторождений-гигантов (например, бассейн Персидского залива), бассейны с одним месторождением-гигантом (бассейны Маракайбо и Северо-Аляскинский) и бассейны без гигантских месторождений, в которых нефть и газ рассредоточены по отдельным крупным месторождениям (бассейны Мексиканского залива, Северного моря, Гвинейского залива и др.).

Нильно-складчатые бассейны представлены преимущественно разновидностями, находящимися и настоящее время на стадии активного развития. Геосинклинальный подтип бассейнов развивается на коре океанского и субокеанского типов, складчатый – обычно на континентальной. Геосинклинально-складчатый тип бассейнов на ранней стадии существования представлен периокеанскими бассейнами или бассейнами островных дуг. По их положению различаются бассейны фронтальнодуговые, внутридуговые и тыловодуговые.

Океанский тип бассейнов в классификации Б.А. Соколова [5] представлен одним подтипов микрократонным, связанным с изометрическими, обычно погруженными блоками континентального строения, располагающимися во внутренних частях океанской структуры. Бассейны этого типа группируются в два класса: внутри- и межблочный.

Принципиальным вопросом при исследовании осадочных бассейнов является, по мнению Б.А. Соколова, вопрос об их границах и размерах. Применительно к складчатым и орогенным поясам этот вопрос решается относительно просто – здесь бассейнами являются изолированные впадины, расположенные среди сплошных полей складчатого или метаморфизованного обрамления. На платформах, а также на подводных окраинах континентов наблюдается слияние бассейнов в более крупные поля. В данной ситуации не всегда ясно, что же называть бассейном: всю ли площадь, покрытую осадочным чехлом достаточной мощности с нефтяными и газовыми месторождениями, или же отдельные седиментационные «ванны»? Для нефтегазоносных бассейнов можно идти двумя путями [5]: либо рассматривать всю нефтегазоносную территорию в качестве единого бассейна с отдельными суббассейнами, либо выделять отдельные бассейны и объединять их в мегабассейны.

В середине 70-х гг. XX столетия было предпринято несколько попыток разработки глобальных классификаций осадочных бассейнов в соответствии с границами литосферных плит. Так, В. Диккинсон (1974 г.) рассмотрел особенности процессов седиментации на дивергентных, и отчасти на конвергентных, границах и показал, что состав обломочного каркаса песчаников может быть использован для реконструкции тектонической позиции древних бассейнов осадконакопления. А. Митчелл и Х. Рединг (1978 г.) проанализировали современные и древние дивергентные, конвергентные и трансформные границы плит с целью сопоставления геосинклинальной и плейттектонической моделей. Э. Майлл (1981 г.) обособил 12 тектонических обстановок аллювиальных бассейнов.

В монографии [3], увидевшей свет на русском языке в начале 1990-х гг., авторы привели такую классификацию тектонических обстановок и связанных с ними бассейнов осадконакопления: 1) бассейны внутриконтинентальных обстановок (рифты и авлакогены); 2) бассейны массивных континентальных окраин; 3) бассейны океанических котловин и поднятий; 4) бассейны в зонах субдукции и прилежащих к ним районах; 5) бассейны в зонах горизонтальных смещений; 6) бассейны коллизионных обстановок.

В настоящее время разработаны более сложные и подробные схемы систематики осадочных бассейнов на геодинамической основе. Одной из таких систематик является схема, приведенная в трудах литологов ВСЕГЕИ [1] (Беленицкая и др., 2001) (табл. 6.7). По данным названных исследователей, все геодинамические режимы, при которых имеет место формирование осадочных бассейнов, могут быть разделены: 1) на дивергентный; 2) конвергентный; 3) внутриплитный. В первом режиме обособляются два класса – рифтогенный и пострифтогенный, спрединговый и постспрединговый. Второй режим представлен субдукционным и коллизионным классами, тогда как третий объединяет активизированный и стационарный классы. В свою очередь, в каждом классе обособляются от одной до трех геодинамических обстановок с различными геодинамическими типами осадочных бассейнов. В настоящей работе мы придерживаемся, за рядом небольших исключений, именно этой систематики.

В целом все классификации осадочных бассейнов могут быть подразделены на следующие крупные группы [1]: 1) собственно геодинамические; 2) региональные; 3) специализированные; 4) морфологические; 5) историко-геодинамические. В классификациях первой группы объектами классификации являются современные бассейны, жестко встроенные в современные геодинамические схемы. В региональных классификациях рассматриваются палеобассейны, принадлежащие тем или иным территориям, регионам, континентам и пр. Классификации третьей группы основной акцент на какой-то определенный признак, например рудоносность осадочного выполнения бассейнов (классификации нефтегазоносных, соленосных, угленосных и др. бассейнов), но на фоне геодинамических реконструкций или в связи с ними. В морфологических классификациях геодина-

Таблица 6.7

Геодинамическая систематика осадочных бассейнов (Беленицкая и др., 2001)

Геодинамические режимы		Геодинамические обстановки	Геодинамические типы бассейнов	
Дивергентный	Рифтогенный и пострифтогенный	Рифтогенные внутриконтинентальные	Рифтовые системы с ограниченной деструкцией коры	
			Впадины внутриконтинентальных рифтов, авлакогены	
	Спрединговый и постспрединговый		Надрифтовые впадины	
			Сдвиговые бассейны в пределах рифтогенных систем	
	Рифтогенные межконтинентальные	Бассейны межконтинентальных рифтов		
Конвергентный	Субдукционный	Активноокраинные (островодужные и окраинноконтинентальные)	Бассейны океанических рифтов	
			Бассейны пассивных окраин континентов и микроконтинентов	
			Глубоководные желоба	
			Преддуговые и междуговые троги	
			Окраинные моря	
	Коллизионный	Коллизионные	Краевые прогибы и внутренние впадины активноокраинных поясов (раннеорогенные)	
			Впадины областей перисубдукционной активизации	
			Краевые прогибы коллизионных поясов (позднеорогенные)	
			Внутренние (межгорные) впадины коллизионных поясов (позднеорогенные)	
			Остаточные бассейны коллизионных поясов	
Внутриплитный	Активационный внутриплитный	Активизации внутриокеанической	Бассейны активизированных частей океанических плит	
		Активизации внутриконтинентальной	Бассейны активизированных частей континентальных плит	
	Стационарный внутриплитный	Стабильно-океанические	Бассейны стабильных частей океанических плит	
		Стабильно-континентальные	Бассейны стабильных частей континентальных плит	

нические характеристики бассейнов и их осадочного выполнения не играют решающей роли; на первый план здесь выходят размер и форма бассейнов. Наконец, в классификациях историко-геодинамических основной акцент делается, по данным Е.А. Баскова и др. [1, с. 15], на «... системы осадконакопления, специфические для разнотипных «стыковочных» зон, где наблюдается переход разновозрастных осадочных бассейнов в современные седиментационные депрессии океана». Пример такой классификации можно найти в работе А.И. Конюхова (1987).

Современными примерами классификаций осадочных бассейнов на геодинамической основе являются работы зарубежных авторов – А. Бэйли (Bally, 1987), Р. Ингерсолла (Ingersoll, 1988), Дж. Клейна (Klein, 1987) и др.

Поскольку в большинстве случаев интерпретация условий формирования древних осадочных последовательностей опирается на аналогию с современными осадками, следует, по возможности четко, различать «древние» и «современные» осадочные бассейны. Термин «современные», вслед за авторами работы [3], мы используем для тех осадочных последовательностей и бассейнов, которые в настоящее время находятся в тектонической обстановке, сходной с той, в какой они сформировались (например, юрские океанические образования современного Тихого океана). «Древними» мы называем осадочные последовательности и бассейны, которые сейчас пребывают в тектонической обстановке, отличающейся от обстановки их образования (например, третичные морские породы Гималаев).

Таблица 6.8

Геодинамические типы осадочных бассейнов России и зарубежных стран и их минерагения, по данным Г.А. Беленицкой и др. (2001), с некоторыми изменениями

Россия	Зарубежные страны
Рифтовые системы с ограниченной деструкцией коры	
Балейский и другие мезозойские бассейны Забайкалья – угли бурые, золото, серебро. Среднедевонский Московский бассейн – калийные и каменная соль. Триас-нижнеюрские грабены восточного склона Урала и Западно-Сибирской платформы – угли бурые и каменные, уран, медь.	Позднедокембрийский бассейн Олимпик-Дам – медь, золото, уран, серебро, РЗЭ. Триас-среднеюрские грабены юго-восточной Африки и Мадагаскара – угли бурые и каменные.
Впадины внутриконтинентальных рифтов, авлакогены	
Раннепротерозойские Удоканский и Угурский бассейны – медь, серебро, ЭПГ. Раннепротерозойский Онежский бассейн – уран, ванадий, никель, золото, кобальт, ЭПГ, медь. Припятско-Донецкий бассейн (средний девон-нижняя пермь) – угли, калийные соли, УВ, ртуть, свинец, цинк, медь, золото, давсонит, горючие сланцы. Игарский бассейн (рифей-венд) – медь, серебро, ЭПГ, кобальт Позднедевонско-пермский Вилийский бассейн – соль каменная, угли каменные и бурые. Средне-позднедевонский Тунгусско-Хатангский бассейн – соли калийные и каменная. Девонский Сетте-Дабанский бассейн – медь.	Раннепротерозойский бассейн Витватерсrand – золото, уран, серебро, ЭПГ. Раннепротерозойский бассейн Гурон – золото, уран. Позднепротерозойский бассейн Кивино – медь, серебро, золото. Позднепротерозойский бассейн Катанга – медь, кобальт, серебро, уран, ЭПГ Палеоген-неогеновый Верхнерейнский грабен – соли калийные и каменная, УВ. Позднерифейско-кембрийский бассейн Амадиес – каменная соль. Пермский Амазонский бассейн – соли калийные и каменная.
Надрифтовые впадины	
Западно-Сибирский бассейн (поздняя юра-палеоген) – УВ, железо, марганец, россыпи Ti и Zr, угли бурые. Раннекарбоновый Московский бассейн – угли каменные и бурые, бокситы, железо, молибден, свинец, цинк, флюорит, россыпи Ti. Тунгусский бассейн (C_2-T) – угли каменные и бурые, железо, медь и никель, хром, флюорит. Мезозойские Среднерусский и Камско-Вятский бассейны – горючие сланцы, фосфориты, россыпи Ti, Fe, Au. Раннеюрско-позднемеловой Енисейско-Хатангский бассейн – УВ, фосфатное сырье, железо.	Юрские Центрально-Европейские бассейны – железо, горючие сланцы, соль каменная, УВ. Бассейн Гудзонова залива – железо, никель.
Сдвиговые бассейны в пределах рифтогенных систем	
	Неоген-четвертичный бассейн Мертвого моря – калий, магний, бром, литий, соль поваренная. Четвертичный трог Солтон-Си – сода, соль поваренная, бор, литий, цинк, свинец, вольфрам, стронций, железо, марганец, CO_2 .
Бассейны межконтинентальных рифтов	
Позднеордовикско-силурийский Косью-Роговской бассейн – соль каменная.	Неоген-четвертичный Красноморский бассейн – соли каменная и калийная, сульфиды массивные, кобальт-железо-марганцевые корки, УВ. Триас-неогеновый Аквитанско-Пиренейский бассейн – соль калийная и каменная, медь, УВ. Триас-раннеюрский Марокканский бассейн – соль каменная, свинец, цинк. Четвертичный бассейн Калифорнийского залива – массивные сульфидные руды, металлоносные осадки, кобальт-железо-марганцевые корки, УВ.

Бассейны океанических рифтов	
	<p><i>Восточно-Тихоокеанское поднятие, хребты Аравийско-Индийский, Срединно-Атлантический, Галапагосский, Эксплорер, Хуан-де-Фука и др.</i> – массивные сульфидные руды, металлоносные осадки, кобальт-железо-марганцевые корки, железо-марганцевые конкреции</p> <p><i>Абиссальные равнины Тихого, Индийского и Атлантического океанов</i> – древние металлоносные толщи в основании осадочного чехла</p>
Бассейны пассивных окраин континентов и микроконтинентов	
<p>Ранне-среднерифейский <i>Сухопитский бассейн</i> – золото, сурьма, вольфрам, ЭПГ, железо</p> <p>Средне-позднерифейский <i>Бодайбинский бассейн</i> – золото, ЭПГ</p> <p>Среднерифейский бассейн западного склона <i>Южного Урала</i> – свинец, цинк, бариты, железо, золото</p> <p>Позднерифейский <i>Большепитский бассейн</i> – свинец, цинк, железо, марганец</p> <p>Раннепалеозойский <i>Прибалтийский бассейн</i> – горючие сланцы, фосфориты, уран, молибден, ванадий</p> <p>Среднедевонско-раннепермский <i>Волго-Уральский бассейн</i> – УВ, угли бурые, свинец, цинк</p> <p>Среднедевонско-каменноугольные <i>Кизеловский</i> и другие западноуральские бассейны – уголь каменный, бокситы, свинец, цинк, железо Ордовикско-силурийские <i>Североуральские бассейны</i> – свинец, цинк, бариты, медь</p> <p>Венд-кембрийский <i>Сангилено-Хубсугульский бассейн</i> – фосфориты</p> <p>Юрский <i>Большекавказский бассейн</i> – свинец, цинк, медь</p> <p>Позднекаменноугольно-среднеюрский <i>Лено-Вилийский бассейн</i> – УВ, железо, медь?</p> <p>Кайнозойские <i>Восточно-Сибирский, Чукотский</i> и др. – , россыпное олово</p>	<p><i>Рифейский бассейн Маунт-Айза</i> – свинец, цинк, медь</p> <p><i>Протерозойский бассейн Мак-Артур-Ривер</i> – свинец, цинк, железо, марганец</p> <p><i>Кембрийско-раннекарбоновый бассейн Иллинойс</i> – свинец, цинк, бариты, флюорит</p> <p><i>Венд-кембрийский Южно-Китайский бассейн</i> – фосфориты, уран, молибден, ванадий, никель, ЭПГ, золото, железо, марганец</p> <p><i>Венд-раннепалеозойский Малокаратайский бассейн</i> – фосфориты, уран, молибден, ванадий</p> <p><i>Юрско-меловой Северо-Африканский бассейн</i> – свинец, цинк</p> <p><i>Позднемеловые-четвертичные бассейны</i></p> <p><i>Марокканский, Алжиро-Тунисский, Восточно-Средиземноморский,</i></p> <p><i>Западно-Африканский</i> – фосфориты, уран, УВ</p> <p><i>Кайнозойский североамериканский</i></p> <p><i>Приатлантический бассейн</i> – кобальт-железо-марганцевые корки, фосфориты, уран, россыпи Fe, Ti и Zr, золото, газогидраты</p> <p><i>Раннемеловой-четвертичный бассейн Мексиканского залива</i> – соль каменная, сера, уран, кобальт-железо-марганцевые корки, россыпи Ti и Zr, УВ, газогидраты</p> <p><i>Кайнозойские западноевропейские приатлантические бассейны</i> – россыпи Fe, Ti и Zr</p> <p><i>Кайнозойские западноафриканские приатлантические бассейны</i> – фосфориты, россыпи Fe, Ti и Zr</p> <p><i>Кайнозойские южноафриканские приатлантические бассейны</i> – фосфориты, россыпи Fe, Ti и Zr</p> <p><i>Кайнозойские Западно- и Юго-Западно-Австралийские бассейны</i> – фосфориты, россыпи Fe, Ti и Zr, монацита</p>
Глубоководные желoba, преддуговые и междуголовые троги	
<p>Неогеновый <i>Курильский бассейн</i> – УВ</p>	<p><i>Четвертичный бассейн Тонга-Кермадек</i> – кобальт-железо-марганцевые корки</p> <p><i>Четвертичный Принновозеландский бассейн</i> – фосфориты, газогидраты</p> <p><i>Четвертичный Притихоокеанский пояс Анд</i> (Чили, Колумбия) – россыпи Ti и Au, фосфориты, нонtronит, соль каменная, газогидраты</p> <p><i>Ранненеогеновый-четвертичный Притихоокеанский пояс Северной Америки</i> (Калифорния, Вашингтон) – фосфориты, барит, россыпи Ti, Zr, Au, Cr и монацита, газогидраты</p> <p><i>Ранненеогеновый Центрально-Филиппинский бассейн</i> – УВ, газогидраты</p>

Задутовые бассейны, окраинные моря	
Средне-позднерифейский <i>Байкитско-Тунгусский бассейн</i> – свинец, цинк, железо, марганец, УВ Позднерифейские <i>Патомский</i> и <i>Олокитский бассейны</i> – свинец, цинк, железо, марганец, бариты Неоген-четвертичный <i>Охотский бассейн</i> – бариты, железо-марганцевые конкреции, УВ	Позднеэоцен-четвертичный <i>Атакама-Лунный бассейн</i> – соли калийные и каменная, магний, бор, литий, сода, нитраты Позднепермско-четвертичный <i>бассейн Провинции Бассейнов и Хребтов</i> – соли калийные и каменная, магний, бор, бром, сода, литий, вольфрам, сурьма, мышьяк, CO ₂ Юрский <i>Колхидский бассейн</i> – соль каменная, бентонит, уголь каменный Позднеюрский <i>Малокавказский бассейн</i> – бокситы, каменный уголь Ранненеогеновый-четвертичный <i>Япономорский бассейн</i> – барит, железо-марганцевые конкреции, фосфориты, россыпи Ti и Fe
Краевые прогибы активноокраинных поясов (раннеорогенные)	
Ранне-среднекембрийский <i>Восточно-Сибирский бассейн</i> – соли калийные и каменная, УВ Позднеюрский <i>Предкавказский бассейн</i> – соли калийные и каменная	Позднеюрские <i>Амударьинский</i> и <i>Южно-Таджикский бассейны</i> – соли каменная и калийные, бор, стронций Позднемеловой-кайнозойский <i>Предандийский бассейн</i> – медь, ванадий, уран
Впадины областей перисубдукционной активизации	
	<i>Бассейн Грин-Ривер</i> – сода, давсонит, уран, горючие сланцы, УВ
Краевые прогибы коллизионных поясов (позднеорогенные или прогибы форланда)	
Пермский <i>Предуральский бассейн</i> – соли каменная и калийные, УВ, медь, бром, рубидий, марганец, золото, ЭПГ Пермский <i>Печорский бассейн</i> – угли каменные Рифейский <i>Присаянский бассейн</i> – медь Кайнозойский <i>Предкавказский бассейн</i> – марганец Позднерифейско-вендский <i>Предпатомский бассейн</i> – свинец, цинк, флюориты, бариты Венд-кембрийский <i>Байкитский бассейн</i> – УВ, медь, марганец, железо Позднеюрско-меловой <i>Лено-Вилюйский бассейн</i> – угли каменные, УВ?, фосфориты?	Неоген-четвертичный <i>Месопотамский бассейн</i> – соль каменная, сера, УВ Ранненеогеновые <i>Предкарпатские бассейны</i> – соли каменная и калийные, сера, свинец, цинк, медь, угли бурые, УВ Ранне-среднепермский <i>Дарвазский бассейн</i> – медь
Внутренние (межгорные) впадины коллизионных поясов (позднеорогенные)	
Девонский <i>Минусинский бассейн</i> – медь, свинец, цинк, соль каменная Девонский <i>Тувинский бассейн</i> – медь, соль каменная Карбон-пермский <i>Кузнецкий бассейн</i> – уголь каменный	Неоген-четвертичные <i>Anatolийские бассейны</i> – сода, бор Ранненеогеновый <i>Закарпатский бассейн</i> – соль каменная, бокситы, бентониты, угли бурые Четвертичные <i>бассейны межгорных впадин Ирана</i> – соль каменная и калийные, сода, бор, УВ Пермский <i>Восточно-Альпийский бассейн</i> – соли каменная и калийные
Остаточные бассейны коллизионных поясов	
Раннемеловой <i>Зырянский бассейн</i> – уголь каменный Раннепермский <i>Прикаспийский бассейн</i> – соли каменная и калийные, бор, бром	Неоген-четвертичный <i>Южно-Каспийский бассейн</i> – сульфатно-натриевые соли, бром, сера, стронций, УВ, газогидраты Неоген-четвертичные <i>бассейны Ионический и Леванта</i> – соль каменная и калийная, сода, УВ, россыпи Ti, Zr, Fe, Au и монацита Ранненеогеново-четвертичный <i>Черноморский бассейн</i> – соль каменная, сульфатно-натриевые соли, сера, фосфориты, железо, марганец

Впадины позднеколлизионных рифтов	
	<p>Раннеоеногеновые <i>Алжиро-Преванский, Лигурский, Альборанский</i> и др. бассейны – соли каменная и калийные, УВ</p> <p>Неоген-четвертичный <i>Тирренский бассейн</i> – соли каменная и калийные, массивные сульфиды с рудами, металлоносные осадки, сера</p> <p>Четвертичный <i>Эгейский бассейн</i> – металлоносные осадки, УВ</p> <p>Раннеоеногеновый <i>Трансильванский бассейн</i> – соль каменная, УВ</p>
Бассейны активизированных частей океанических плит	
	<p>Мел-четвертичные бассейны подводных гор и возвышенностей <i>Тихого океана</i> – массивные сульфидные руды, металлоносные осадки, кобальт-железо-марганцевые корки, фосфориты, бокситы, уран</p> <p>Миоцен-четвертичные бассейны поднятий <i>Атлантического океана</i> – кобальт-железо-марганцевые корки, фосфориты</p>
Бассейны активизированных частей континентальных плит	
	<p>Четвертичные бассейны вулканических и авулканических поднятий (плато, нагорий, гор) <i>Африки, Южной Америки, Индии, Центральной Австралии</i> – сода, россыпи Au, Sn и W, бокситы</p>
Бассейны стабильных частей океанических плит	
	<p>Мел-четвертичные осадочные бассейны абиссальных впадин <i>Тихого, Атлантического и Индийского океанов</i> – кобальт-железо-марганцевые корки, железо-марганцевые конкреции, фосфориты, газогидраты</p>

Несколько слов необходимо сказать и о минерагении различных типов осадочных бассейнов, рассмотрению которых посвящены следующие главы настоящей работы.

Докембрийские (довендинские) рифтогенные внутриконтинентальные осадочные бассейны с терригенным выполнением вмещают крупные стратиформные месторождения золота, урана, меди, серебра и ртути [1]. Так, в раннедокембрийском бассейне Витватерсrand (Южная Африка) сосредоточены уникальные запасы золота и урана с платиноидами. Того же возраста Удоканский бассейн (Восточная Сибирь) содержит весьма крупные залежи меди с серебром и золотом. В бассейне Гурун (Канада) разведаны ураноносные и золотоносные конгломераты. В терригенно-вулканогенном разрезе Кивиноусского бассейна (США и Канада) присутствуют месторождения самородной меди и медистых сланцев с серебром. Бассейны этого же возраста, но с карбонатно-терригенным выполнением вмещают стратиформные месторождения цветных, редких и благородных металлов, солей, углей и углеводородов.

Осадочные бассейны надрифтовых впадин характеризуются крупными месторождениями углей, железных руд, фосфоритов, ископаемых россыпей, каменной соли, меди, свинца и цинка, флюорита и редких металлов. Исключительно крупными и многочисленными бывают здесь месторождения УВ.

Бассейны пассивных окраин с терригенным типом осадконакопления вмещают промышленные месторождения свинца и цинка, меди, сурьмы, золота, олова и вольфрама. Этого же типа бассейны с терригенно-карбонатным выполнением содержат крупные скопления нефти и газа, солей, месторождения свинца и цинка (часто с примесью кадмия и германия), барита, флюорита, ртути, фосфоритов, углей, россыпи тяжелых металлов.

Связанные с субдукционными обстановками осадочные бассейны имеют в целом достаточ-

но слабую рудоносность, определяемую, в первую очередь, месторождениями полиметаллических руд, марганца, железа, меди, барита, ванадия и урана; встречаются здесь и колчеданные месторождения типа Куроко и Бесси.

В бассейнах коллизионных областей (бассейны форланда, межгорных впадин, троги и грабенов) локализованы месторождения меди, урана, ванадия, марганца и железа. Здесь же присутствуют крупные и очень крупные месторождения солей, нефти и газа, а также угля.

Краткие сведения по геодинамической типизации осадочных бассейнов России и зарубежных стран и их минерагении приведены выше в табл. 6.8, заимствованной из работы Г.А. Беленицкой и др. (2001) и несколько видоизмененной.

Вопросы для самопроверки

1. Какой принцип положен в основу большинства современных классификаций осадочных бассейнов и почему?
2. Назовите основные типы бассейнов в классификации Б.А. Соколова и дайте их краткую характеристику.
3. В чем состоят отличия бассейнов платформенного и окраинно-платформенного типов?
4. Приведите примеры наиболее крупных нефтегазоносных бассейнов зарубежных стран.
5. Дайте краткую характеристику классификации осадочных бассейнов на геодинамической основе (классификация ВСЕГЕИ).
6. Что такое «древние» и «современные» осадочные бассейны?

Глава 7. Осадочные бассейны рифтогенных внутренних обстановок

В настоящей главе рассматриваются осадочные бассейны внутренних обстановок рифтов и авлакогенов, надрифтовые впадины и сдвиговые бассейны, локализованные в пределах рифтогенных систем.

7.1. Осадочные бассейны внутренних обстановок

Бассейны осадконакопления во внутренних областях континентов бывают двух резко различных типов: относительно крупные внутренние бассейны, или прогибы, и узкие рифтовые долины, ограниченные разломами. Последние, в свою очередь, могут быть подразделены на образованные за счет термической активности и прочие. Рифтовые долины первого типа прошли дорифтовую фазу воздымания (рис. 7.1), обычно имеют тройное сочленение и могут представлять первую фазу раскрытия океана [3]. Рифты, не связанные с термическими событиями, не пережили дорифтовую фазу воздымания и могут быть связаны с континентальной коллизией. Термически инициированные рифты можно разделить: 1) на симметричные рифты, состоящие из асимметричных сегментов; 2) полурабенны, ныне разделенные океаническим дном, и 3) несостоявшиеся рифты (в том числе авлакогены).

Наиболее богат крупными рифтовыми бассейнами первого типа Африканский континент. Одним из самых ярких примеров симметричных рифтов являются рифты Восточной Африки, образующие наиболее протяженную внутреннюю рифтовую систему, длина которой 3000 км, а ширина составляет всего 40–50 км. Собственно рифтовые долины окружены крутыми сложно построеннымми уступами и плато, поднимающимися над днищами впадин примерно на 2 км. Рифтовая система прерывиста, разбита по длине поперечными разломами, которые смещают основные граничные разломы, а также вулканами и горстами фундамента (например, горный массив Рувензори), которые воздымаются над плато еще выше. Поскольку краевые горы являются самыми высокими элементами рельефа, а осадки выносятся из грабенов, то рифт относительно не скомпенсирован осадками. В самом рифте обломочные осадки представлены материалом, который сносится и с соседних разломных уступов и поднятых блоков внутри рифта немногочисленными реками, текущими вдоль рифта. Среди осадочного выполнения рифтов преобладают осадки аллювиальных конусов и озер, как пресных, так и соленых [3].

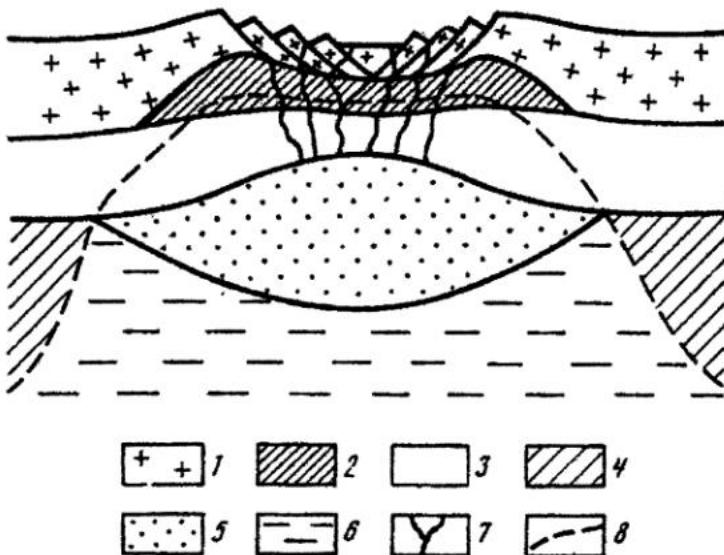


Рис. 7.1. Схема образования впадины рифтового осадочного бассейна на фоне поднятия континентальной коры, заимствовано из работы (Артюшков, 1993):

1 – холодная и хрупкая часть гранитного слоя с очень высокой вязкостью; 2 – сильно нагретая часть гранитного слоя с пониженной вязкостью; 3 – базальтовый слой; 4 – мантийная литосфера; 5 – аномальная мантия; 6 – нормальная астеносфера; 7 – разломы в коре; 8 – подошва литосфера

В последние годы установлено, что практически для всех кайнозойских рифтовых зон (Байкальский рифт, Восточно-Африканская рифтовая система, Северный Афар, Красное море, Аденский рифт и др.) характерно, с той или иной степенью отчетливости, двучленное строение осадочного и вулканогенно-осадочного выполнения (Восточно-Африканская..., 1974; Логачев, 1977; Николаев, 1986; Казьмин, 1987; Грачев, 1987; Развалеев, 1988; Романовский, 1996 и др.). Формирование наиболее ранних осадочных ассоциаций происходило в обширных пологих мелководных и «сверхмелководных» впадинах, в условиях компенсированного осадконакопления и геоморфологически не выраженных, или выраженных слабо бортов рифтовых впадин. Области сноса в эти эпохи характеризовались незначительной расчлененностью рельефа. Латеральные фациальные переходы в отложениях первой стадии выражены неотчетливо; для ряда суббассейнов грабенового типа в течение всей стадии типична неравномерность осадконакопления как в продольном, так и поперечном сечениях. Иногда на ранних стадиях обособляются отдельные части структуры, разделенные своеобразными «порогами», которые сохраняются в течение всей эволюции рифта. В случае рифтовых зон с активным вулканизмом образованию собственно грабеновых бассейнов предшествует появление обширных сводовых поднятий (Грачев, 1987; Логачев, 1977); в центральных их частях, перед накоплением вулканических последовательностей, формируются маломощные толщи и пачки осадков ранних седиментационных бассейнов. Размеры этих бассейнов, по всей видимости, превосходили размеры зон осадконакопления главных стадий развития рифтовых систем. Как отмечалось выше, накопление осадков на ранней стадии происходит достаточно однообразно (и более или менее равномерно) на всей площади бассейнов, характеризуясь плащеобразным обликом. Иногда в конце (?) ранней стадии внутри рифта формируются более мелкие эшелонированные суббассейны. Форма их близка к полуграбенам; полярность (положение зон главных разломов, областей максимальных мощностей осадочных образований и развития наиболее грубообломочных ассоциаций и др.) по простирации рифтов неоднократно меняется на противоположную (Rosendahl et al., 1992). Великолепным примером подобных структур являются выявленные сейсмопрофилированием осадочные суббассейны в рифтовых озерах Восточной Африки.

Вторая стадия развития рифтовых зон характеризуется двумя параллельно идущими процессами – поднятием бортов (часто неравномерным, как во времени, так и по простирации зон) и проседанием днищ грабенов. Осадконакопление имеет мозаичный, прерывистый, некомпенсированный характер и концентрируется, в целом, на меньших, чем прежде, площадях; формируются, особенно в прибрежных зонах, значительные по мощности грубообломочные образования. Если для первой стадии были характерны в основном тонкозернистые озерные и плайево-озерные осадки при подчиненной роли относительно грубого аллювия, то позднее шире и ярче выражены дельтовые, обвально-оползневые и аллювиальные образования, а также фангломераты. Борта грабенов и рифтов ограничены на этой стадии отчетливо выраженными эскарпами, системами «лестничных» разломов, оперяющими зоны листрических срывов и тому подобными тектоническими элементами, что приводит в условиях сильно расчлененного рельефа и значительных перепадов высот к интенсивному сносу грубообломочного материала внутрь рифта. Преобладающая часть этого

материала сгруживается в аллювиальных конусах выноса вдоль бортов; некоторое количество задерживается в локальных ловушках на плечах грабена. Типичные для ранней стадии полутрабены и другие асимметричные бассейны преобразуются в более узкие и симметричные структуры.

В Северо-Восточном Китае крупные рифтовые впадины развивались в третичное время на утонченной континентальной коре [3]. Впадины, в основном, вытянуты с северо-востока на юго-запад, но пояса, в которых они лежат, расходятся радиально от наиболее высокого выступа мантии в районе Центральный Бохай. Это позволяет рассматривать данную область как своеобразное тройное соединение. Во впадинах накопилось до 7000 м третичных вулканических и осадочных пород; погружение и мощность осадков максимальны там, где мантия поднята наиболее высоко. Основные впадины достигают нескольких сотен километров в длину и до 100 км в ширину. Высокий тепловой поток, быстрое осадконакопление и мощная (до 2000 м суммарной мощности) толща нефтематеринских аргиллитов в сочетании с многочисленными отложениями речных дельт, образованиями глубоководных конусов и карбонатными коллекторами, а также подходящие стратиграфические и структурные ловушки делают эти впадины чрезвычайно перспективными на нефть.

На основе детального изучения рифтовых впадин Северо-Восточного Китая выделено несколько стадий развития подобных структур [1, 3] (Беленицкая и др., 2001) (рис. 7.2).

Спокойное дорифтовое региональное воздымание территории с преобладанием эрозии сменяется стадией начального рифтогенеза, на которой начинает доминировать региональное растяжение, приводящее к образованию первых, относительно небольших суббассейнов, обычно асимметричных, с интенсивными излияниями вулканитов основного состава (щелочные базальты и т. п.). Так как климат описываемого нами района сухой, то впадины на этом этапе были заполнены континентальными красноцветами, переслаивающимися с базальтами.

На следующей, ранней провальной, стадии, характеризовавшейся преобладанием процессов медленного погружения, привнос во впадины терригенных осадков был ограничен и преимущественным развитием пользовались биохемогенные осадки. Время от времени во впадины попадали морские воды, и в результате сформировался сложный комплекс карбонатов, включающий морские известняки и эвапориты – морские и пляжевые (озерные). При этом наиболее интенсивное осадконакопление происходило ближе к более активному сбросовому уступу.

Во время интенсивной провальной стадии, или как ее еще называют, – стадии быстрого погружения, произошло расширение впадин, значительный подъем амплитуды и эрозия окружающих областей; все это привело к интенсивному сносу во впадины громадных объемов незрелого кластического материала. В условиях гумидизации климата по периферии впадин сформировались дельты и подводные конусы. Осадочные фации этой стадии включают аллювиальные конусы, флювиальные и литоральные бары и песчаные банки, органогенные рифы и оолитовые банки, а также глубоководные глины, обогащенные органическим веществом [3]. Эти фации развивались различно на разных склонах асимметричных рифтовых впадин.

В конце палеогена на рассматриваемой территории произошло обширное проседание континентальной коры, что привело к региональному опусканию и вызвало широкое распространение процессов флювиальной и лагунной седиментации.

Особенности осадконакопления во внутренних рифтах, которые затем были расколоты на сложные «полуграбены» спредингом океанического дна, могут быть реконструированы по данным изучения осадочного выполнения триасовых грабенов на востоке США и раннемезозойских структур Альп. Так, на востоке США триасовые континентальные красноцветы с подчиненным количеством вулканитов накапливались в зоне шириной до 300 км, в которой образование блоков и дифференцированное их погружение, преобладавшее на первом этапе, сменилось позднее региональным погружением с карбонатной седиментацией. В Альпийско-Средиземноморском регионе внутренние рифты пермского и триасового возрастов выполнены флювиальными красноцветами, эвапоритами, мелководными морскими обломочными породами и отложениями карбонатных платформ. В разрезах же более молодых осадочных последовательностей обломочные породы и эвапориты полностью отсутствуют, поскольку весь регион стал ареной морской седиментации.

Долгоживущие глубокие линейные троги, простирающиеся из центральных областей континентов к их окраинам, интерпретируются как отмершие лучи тройных соединений рифтов. Наиболее ярким примером структур подобного рода является трог (осадочный бассейн) Бенуэ на западе Африки (см. ниже).

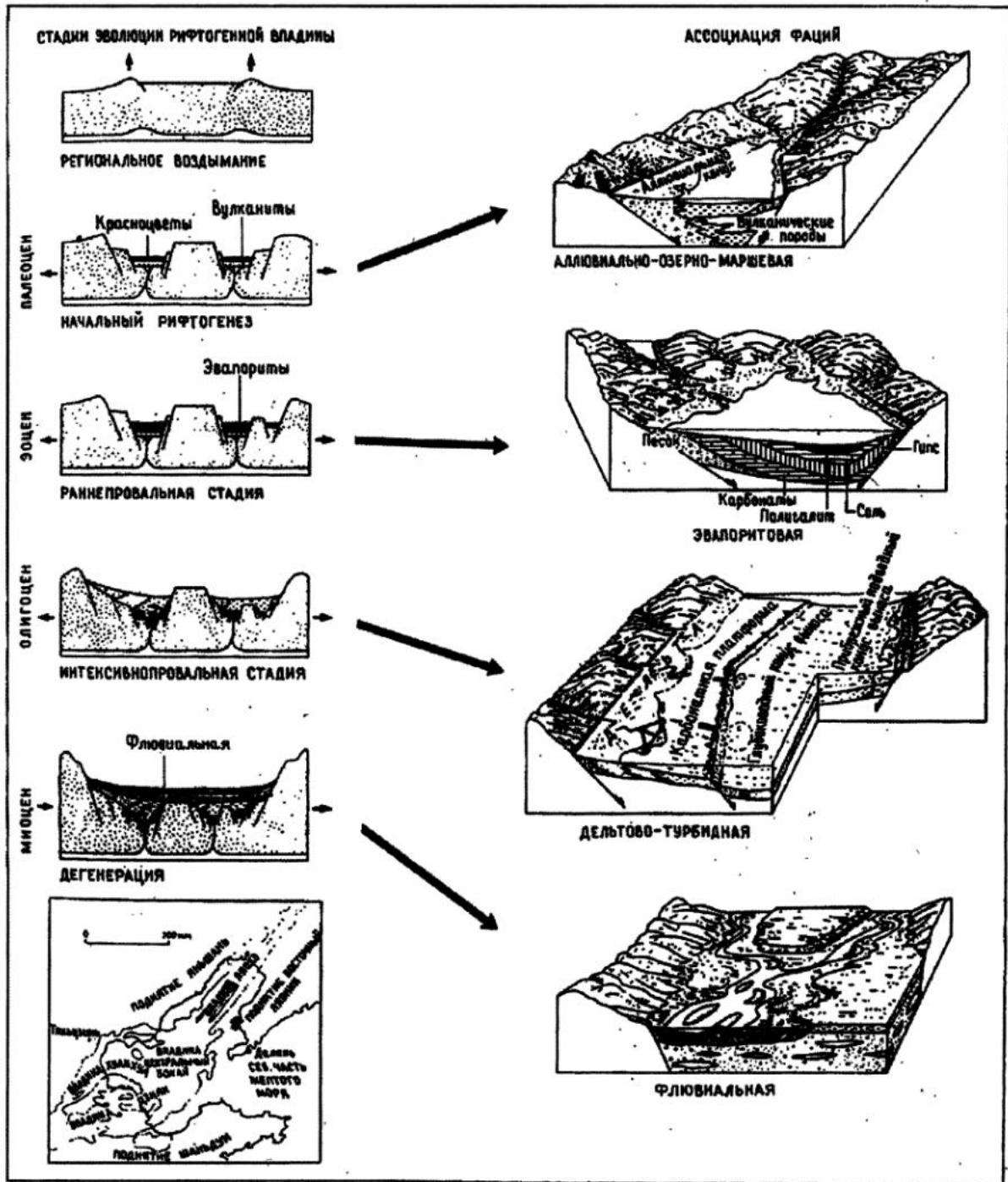


Рис. 7.2. Модель тектонической и седиментологической эволюции третичных рифтовых впадин в Северо-Восточном Китае, по данным работы [3]

По данным исследователей ВСЕГЕИ [1] (Беленицкая и др., 2001), идеализированный вертикальный ряд осадочных формаций внутриконтинентальных рифтов имеет следующий вид (снизу вверх): кора выветривания, вулканиты, терригенные угленосные (терригенные красноцветы), карбонатно-терригенные, известково-глинистые формации (гипсоносная формация с доломитами, ангидритами, солями) ⇒ терригенные песчанисто-глинистые формации, часто угленосные (терригенные красноцветы: сульфатно-карбонатный ряд формаций с эвалоритами), карбонатно-терригенно-соленосная формация ⇒ угленосная формация, терригенные формации аллювиальных конусов выноса (алеврито-песчаниково-конгломератовая красноцветная формация), прибрежно-морские терригенно-карбонатные формации (вулкано-терригенная, гипсоносная формация) ⇒ глу-

боководные аргиллиты, терригенная, гипсоносная формация) \Rightarrow глубоководные аргиллиты, терригенная аллювиальная моласса подводящих конусов выноса-фангломераты (красноцветная моласса), рифтовая формация \Rightarrow терригенные алевролито-песчаниковые, карбонатно-терригенные формации (карбонатная сульфатно-глинистая формация).

Восточно-Африканская рифтовая система включает две ветви – Западную и Восточную, различающиеся, главным образом, по роли в их разрезах магматических образований (Восточно-Африканская..., 1974; Казьмин, 1987; Милановский, 1976; Rosendahl et al., 1992). Западная ветвь, объединяющая Руква-Ньяссскую и Танганьикскую рифтовые зоны (рис. 7.3), слагается в основном осадочными комплексами неоген-четвертичного возраста; вулканиты присутствуют здесь лишь в отдельных частях разреза. Рифтовые зоны Западной ветви маркируются узкими протяженными озерами, выполненными мощными толщами аллювиальных и «пелагических» осадков. Размеры Танганьикской рифтовой зоны составляют порядка $1300 \times 200\text{--}300$ км. Она представлена в основном асимметричными бассейнами (полуграбенами). С одной стороны полуграбены ограничены высокими горами (амплитуда рельефа превосходит здесь 1,5–2 км), с другой – они сочленяются с достаточно выполненными участками. По простиранию рифтовой зоны полярность полуграбенов (положение гор, основных, главных, разломов и других морфологических элементов) меняется. В распределении осадочных комплексов также наблюдается устойчивая асимметрия. Обломочные образования аллювиального генезиса тяготеют в основном к северным берегам рифтовых озер, в южных частях озер характер осадков отчетливо «пелагический». Внутри осадочных толщ, выполняющих озерные бассейны, по материалам сейсмопрофилирования, наблюдается ряд отражающих границ (Rosendahl et al., 1992). По своим особенностям они могут рассматриваться как угловые или эрозионные несогласия. Мощность осадочного выполнения составляет не менее 4–5 км. Наиболее полные разрезы осадочного выполнения рифта наблюдаются на севере Танганьикской зоны, в районе оз. Альберт (Woldegabriel et al., 1990). К югу от озера мощность кайнозойских отложений составляет 2500–3000 м (Восточно-Африканская..., 1974). На докембрийском фундаменте здесь с размывом залегает свита Кисеги (мощность до 300 м), представленная гравелитами, конгломератами и косослоистыми песчаниками аллювиального и аллювиально-озерного генезиса. Выше обнажены Слои Пэссидж (около 200 м), имеющие переходный характер между свитой Кисеги и вышележащей серией Кайсо. Вверх по разрезу Слои Пэссидж наблюдается постепенное уменьшение мощности, зернистости и количества прослоев песчаников, исчезают гравелиты, появляются и постепенно начинают преобладать пестроокрашенные глины. Серия Кайсо (мощность до 900 м) объединяет серые и зеленовато-серые песчанистые глины с известковыми желваками, чередующиеся с алевролитами, песчаниками и пластами лимонита. Генезис отложений серии Кайсо преимущественно озерный. Показательно, что даже непосредственно у бортов рифта в составе описанных отложений не наблюдаются грубообломочные образования, что подтверждает отсутствие ярко выраженного краевого уступа в период накопления осадков свиты Кисеги и серии Кайсо. В кровле серии Кайсо отмечено несогласие, фиксирующее, по-видимому, новый импульс тектонических движений и проседания осевого грабена. Выше несогласия залегают сильно окисленные грубозернистые пески и песчаники, сменяющиеся белыми песками, песчаниками и глинами. В прибрежных зонах рифта последние содержат гальку и валуны кристаллических пород фундамента. Практически на всем протяжении миоцена, плиоценена и до начала плейстоцена в рассматриваемом регионе преобладал слабо расчлененный рельеф; тектонические уступы, ограничивающие грабены, имели незначительную высоту или отсутствовали, внутри самих грабенов существовали плоские озера и обширные аллювиальные равнины. Середина и конец плейстоцена характеризовались формированием более грубозернистых и грубообломочных образований, что было обусловлено подвижками по разломам и появлением (обновлением) крупных тектонических уступов. Скорости поднятия вдоль северо-восточных флангов рифта в позднем плиоцене-плейстоцене превосходили темпы врезания речной сети. Асимметричные осадочные бассейны рифтовой зоны стали в плейстоцене заметно более узкими.

Таким образом, в истории развития северной части Танганьикской рифтовой зоны выделяются две стадии (Милановский, 1976). Первая характеризовалась длительным заполнением тонкозернистыми терригенными осадками довольно обширных пологих впадин. Вторая стадия отвечает росту поднятий, появлению в областях сноса контрастного рельефа и формированию более грубообломочного осадочного шлейфа. Приподнятые террасы, сложенные озерными отложениями плейстоцена, указывают на поднятие флангов рифта, что значительно сузило площадь бассейнов седimentации и было синхронно с поднятием бортов-депрессий (Ebinger, 1989).

«Несостоявшиеся» палеозойские и докембрийские внутренние рифты или грабены, ограниченные с одной стороны орогенным поясом, были выделены Н.С. Шатским под называнием авлакогены. Этот термин был использован позднее западными геологами для обозначения трогов или желобов, заполненных мощными толщами осадков, которые простираются в плат-

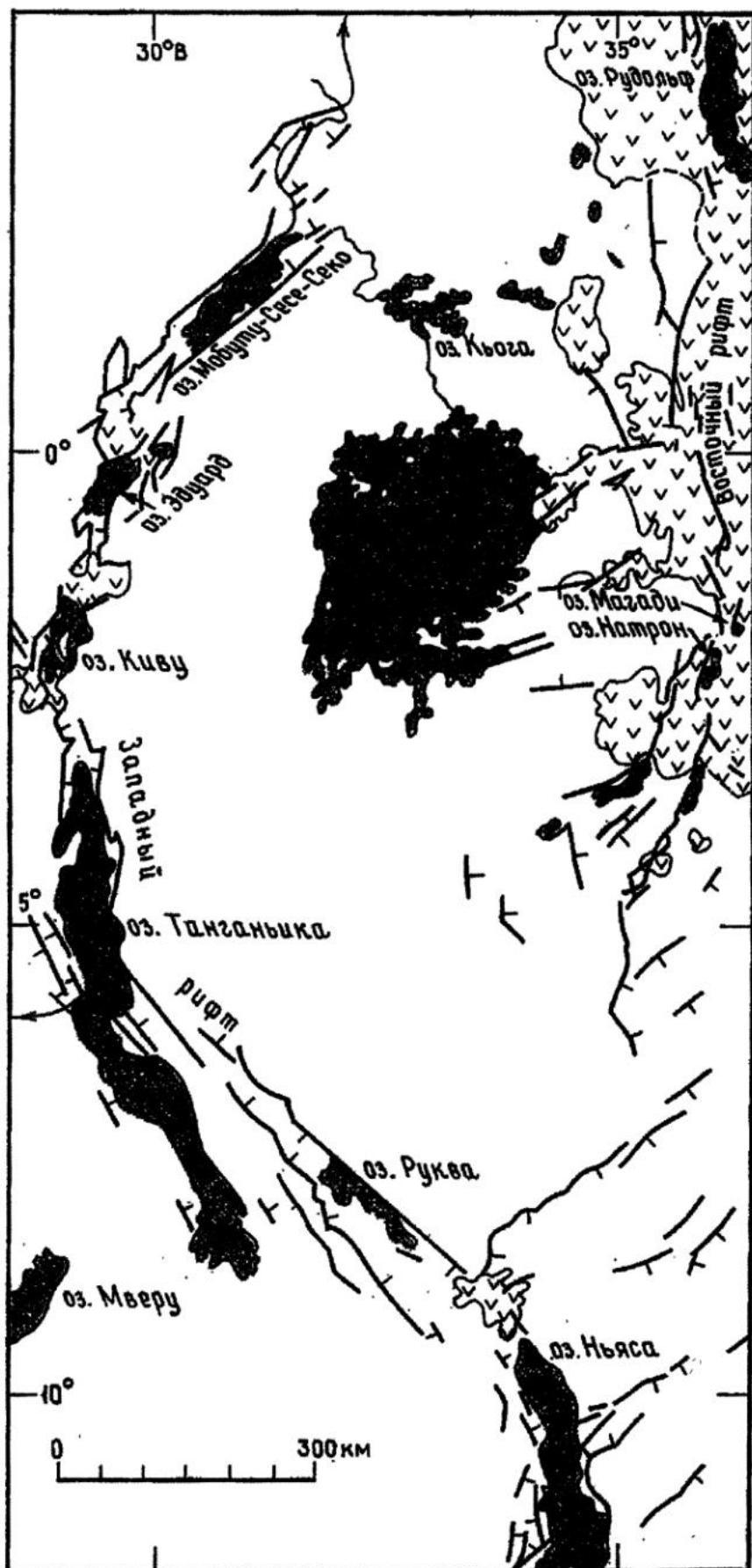


Рис. 7.3. Основные рифтовые структуры Восточно-Африканской рифтовой системы, заимствовано из работы [3]

формах под большим углом к главному «геосинклинальному» складчатому поясу или ранее существовавшей континентальной окраине (см. выше и ниже о троге Бенуз и дельте Нигера) [1, 3].

В самом общем виде развитие авлакогенов можно подразделить на три стадии: 1) связанная с термическим воздействием ранняя рифтовая; 2) пассивного погружения (прогибания); и 3) деформации. Так, например, в палеозойском авлакогене Уошибо (штат Оклахома, США), на рифтовой стадии имели место излияния базальтов и становление нескольких крупных массивов кислых пород. Погружение в этот период происходит весьма быстро. Осадки, накаплившиеся на данной стадии, представлены, как правило, грубообломочными разностями и имеют континентальный генезис. Следующее затем пассивное погружение характеризуется относительно медленным накоплением шельфовых карбонатов и кварцевых песков. В ряде случаев, как, например, в протерозойском авлакогене Атапуску (северная Канада), среди отложений, соответствующих этой стадии, присутствуют глубоководные турбидиты и олистостромы. Стадия деформации характеризуется формированием крутых разломов, надвигов и складкообразованием.

Внутри авлакогенов накапливаются мощные (1000–3000 м) толщи грубообломочных пород, источниками кластики для которых отчасти являются прилежащие локальные поднятия.

Полная последовательность формаций в авлакогенах та же, что и для зрелых континентальных рифтов [1] (Беленицкая и др., 2001), но есть, однако, и отличия: 1) суммарные мощности разреза авлакогена значительно больше, причем существенная часть мощностей падает на формации, соответствующие стадии изостатического проседания, т. е. прибрежно-морские формации паралического ряда (угленосные и ритмично построенные терригенные толщи с пачками проксимальных турбидитов); 2) стратиграфический диапазон формаций авлакогена составляет нередко несколько геологических периодов, тогда как для зрелых континентальных рифтов он не превышает 15–40 млн лет; 3) авлакогены имеют докембрийский или палеозойский возраст, более молодые продолжают функционировать как современные осадочные бассейны; 4) вертикальные ряды формаций существенно меняются в зависимости от рассматриваемых структурных частей авлакогена.

К числу осадочных бассейнов названного типа в России относятся раннепротерозойские Удоканский, Угурский и Онежский бассейны, рифейско-вендинский Туруханско-Игарский бассейн, среднедевонско-раннепермский Припятско-Донецкий бассейн, позднедевонско-пермский Вилуйский бассейн, средне-позднедевонский Тунгусско-Хатангский бассейн, девонский Сетте-Дабанский бассейн и ряд других. Среди зарубежных бассейнов к рассматриваемому типу принадлежат раннепротерозойские бассейны Витватерсrand, Гурон, Кивино, позднепротерозойский бассейн Катанга, позднерифейско-кембрийский бассейн Амадеус, пермский Амазонский бассейн, палеоген-неогеновый Верхнерейнский грабен, рифтовые бассейны Восточной Африки и др. Краткая характеристика некоторых приведена ниже.

Многие экономически важные протерозойские стратiformные или, по крайней мере стратифицированные, сульфидные рудные тела, вероятно, формировались в пределах более ранних несоставшихся рифтов или авлакогенов, например, серебро-свинцово-цинковые и медные месторождения Маунт-Айза в Квинсленде (Австралия), а также свинцово-цинково-серебряные руды месторождения Салливан в Британской Колумбии (Канада). В конце 1960-х и начале 1970-х гг. для этих месторождений предполагалось сингенетическое или осадочное происхождение, но затем более популярными стали взгляды об их эпигенетической природе. Стратiformные медные руды, например, позднепротерозойский африканский Медный пояс, также связаны с осадочным выполнением рифтогенных бассейнов. Медистые сланцы известны и среди пермских отложений Северного моря. Здесь они представлены латерально выдержаным отчетливо стратiformным битуминозным слоем мощностью 60 см, с высоким содержанием диагенетических скоплений меди, серебра и других металлов, залегающим на газоносных континентальных красноцветных песчаниках (красный лежень) и перекрытым мощной толщей эвaporитов – возможным источником потенциально металлоносных растворов и серы. Двумя другими типами полезных ископаемых в рифтогенных бассейнах являются: 1) син- или диагенетические урановые руды, приуроченные к области несогласия между континентальными среднепротерозойскими песчаниками и подстилающими нижнепротерозойскими метаосадочными породами; и 2) нижнепротерозойские золото-урановые ископаемые россыпные месторождения (бассейн Витватерсrand и др.).

Примером древней рифтовой системы является Среднерусский авлакоген, расположенный под центральной частью Московской синеклизы. Анализ геолого-геофизических материалов по этой зоне, дли-

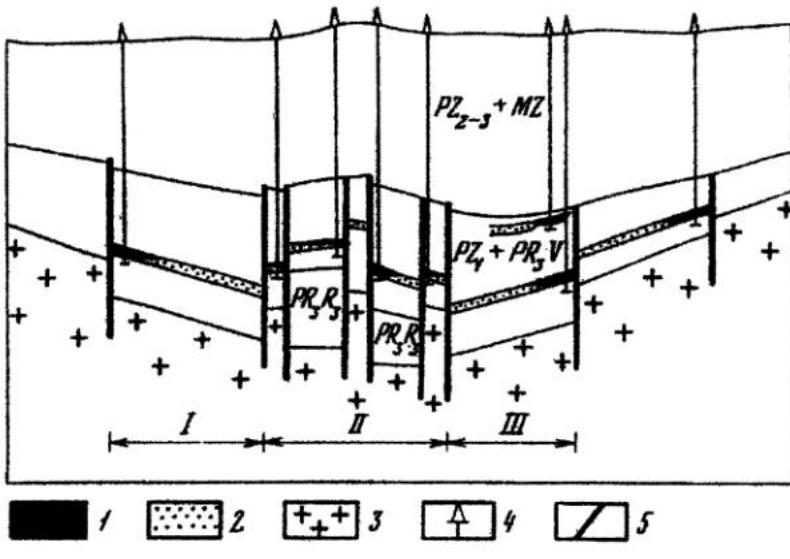


Рис. 7.4. Принципиальная схема строения Среднерусского осадочного бассейна и расположение в нем возможных зон нефтегазонакопления [5]:

1 – залежи нефти и газа; 2 – коллекторы; 3 – фундамент; 4 – скважины; 5 – разломы. Структуры: I – Вологодский прогиб, II – Среднерусский авлакоген, III – Галичский прогиб

на которой составляет более чем 1100 км, а ширина – всего 20–50 км, показывает, что она состоит из серии локальных грабенов, смещенных по отношению друг к другу поперечными нарушениями [5]. Грабены образованы ступенчато погружающимися блоками фундамента (рис. 7.4). Поверхности раздела блоков наклонены под углами от первых градусов до 48°. Присутствуют также отдельные приподнятые блоки горстовой формы. Амплитуда сбросов достигает 4 км. Грабены сложены мощной (до 2–3 км) толщей рифейских и вендских отложений, перекрытых чехлом палеозоя и мезозоя. Общая мощность разреза составляет 4–5 км. В вендином комплексе отмечаются проявления основного магматизма, представленного потоками и покровами базальтов, а также туфоалевролитами и тепловыми туфами. Для грабенов Среднерусского авлакогена отмечается повышенный тепловой поток, некоторое уменьшение мощности земной коры и подъем поверхности Мохоровичча относительно окружающих районов платформы на 3–5 км. Разрез земной коры, как и в современных континентальных рифтах, имеет двояковогнутую форму. Геолого-геофизические данные позволяют рассматривать систему грабенов, составляющих Среднерусский авлакоген, как единую рифтовую систему, состоящую из нескольких звеньев, смещенных один по отношению к другому поперечными разломами. Наиболее восточным из этих звеньев является Солигалический рифт, который протягивается от Рыбинска до Котласа. Северо-западное звено отвечает Валдайскому прогибу, а юго-западный Московский рифт включает Московский и Гжатский грабены. Анализ соотношений указанных структур свидетельствует, что вначале более активно развивался юго-западный рифт, а затем северо-западный. Солигалический рифт по верхним горизонтам осадочной толщи выражен пологим валом, состоящим из нескольких кулисообразно расположенных поднятий (Любим-Даниловское, Солигаличское, Рослятинское, Бобровское), отражающих глубинные смещения отдельных частей рифта. По аналогии с другими рифтами образование вала можно связывать с процессами слабого сжатия рифтовой зоны в целом [5].

Ярким примером осадочно-вулканогенного выполнения докембрийских авлакогенов является надсерия Кивино в районе Великих озер на северо-востоке США (Семихатов, 1974; Милановский, 1983), слагающая среднерифейский Кивиноуский авлакоген или рифтогенный бассейн (рис. 7.5). Характеризуя историю формирования Кивиноуского рифта, Г. Грин (1983) подчеркивает существование первичной фазы рифтинга, на которой происходило пологое прогибание территории и накопление, по крайней мере на западе, одного или нескольких покровов зрелых кварцевых песков. Последующие излияния базальтов, наиболее интенсивные между 1109 и 1087 млн лет тому назад (Van Schmus, 1992), были локализованы в пределах нескольких вулканических плато и сопровождались, вероятно, плавным прогибанием. Материалы глубинного сейсмического профилирования подтверждают эти предположения (Woelk, Hinze, 1991). Изредка наблюдаемые среди вулканитов пласты и пачки конгломератов маркируют эпизоды образования эскарпов и появления тектонического рельефа. Значительные объемы базальтов генерировались и частично изливались, возможно, еще до существенного растяжения литосферы. Впоследствии, на протяжении около 15 млн лет, вулканизм проявлялся на фоне растяжения и глубокого погружения рифта. В эволюции рифтового бассейна Кивино выделяются четыре стадии (Cannon, 1992; Cannon et al., 1989). На первой, предшествовавшей излиянию основной массы базальтов, в ряде районов в пологих обширных понижениях накапливался тонкий чехол озерных и флювиальных осадков, базальты, чередующиеся с осадочными породами этой стадии, имеют характерное подушечное строение, что предполагает субаквальный их генезис. Вторая стадия ознаменована образованием, за счет нормальных разломов и флексурообразного изгиба коры, центрального бассейна растяжения (рифта), где и происходили излияния основной массы базальтов. Рифт #

Рис. 7.5. Система рифтов в районе Большых озер на границе США и Канады, по [5]:

1 – рифты (а – Кивиноуский, б – Капускинг; в – Бурид); 2 – Мичиганский бассейн; 3 – месторождения нефти

целом был сегментирован на множество мелких бассейнов-блоков, погружавшихся независимо друг от друга. На всем протяжении Кивиноуского рифта могут быть выделены пять «зон» первого порядка (Дикас, 1991). Они, в свою очередь, подразделяются на несколько «бассейнов», каждый из которых имеет различную «поплярность», подчеркнутую собственным рисунком изопахит в пределах «бассейна», характером распределения различных гранулометрических типов пород и положением зон главных (основных) разломов. Например, в «зоне» Сьюпериор реконструированы четыре подобных «бассейна»: Маниту, Онтанафон, Чикаго и Брул. Начало третьей стадии совпало с окончанием интенсивного вулканизма. Длительное растяжение и излияния базальтов сменились на этой стадии погружением и образованием пострифового осадочного бассейна, где происходило формирование сложного комплекса красно- и сероцветных аллювиально-озерных отложений мощностью до 8–10 км. Седиментационный бассейн этого времени превосходил по размерам центральный рифт второй стадии. Признаки растяжения синхронного с осадконакоплением в разрезах верхнего Кивино отсутствуют.

В эволюции рифтогенного бассейна Кивино можно видеть известную для кайнозойских рифтов двухстадийную последовательность событий, что подтверждает, по-видимому, универсальность данного процесса. На собственно рифтовом этапе, охватывавшем две первые стадии в модели В. Кэннона и др., первоначально происходило пологое прогибание и накопление нескольких покровов зрелых озерных и флювиальных песков, сменившееся проседанием центра рифта и активным вулканизмом. Весьма примечательна отмечаемая рядом исследователей сегментация центрального рифта на множество независимо погружавшихся «боковых бассейнов», что в значительной мере сближает докембрийский Кивиноуский рифт с кайнозойскими рифтами Восточно-Африканской системы.

Рифтовые осадочные бассейны могут трансформироваться с течением времени в бассейны надрифтовых впадин или пассивных континентальных окраин (рис. 7.6).

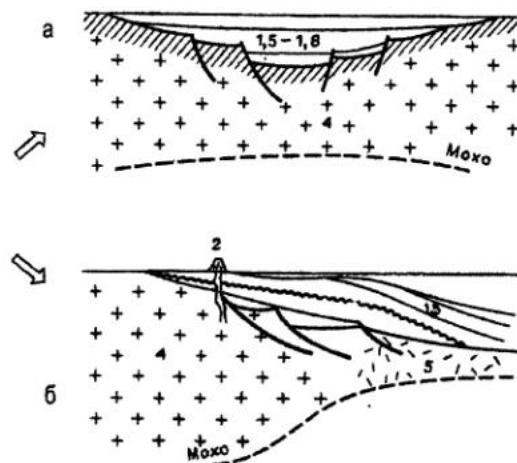
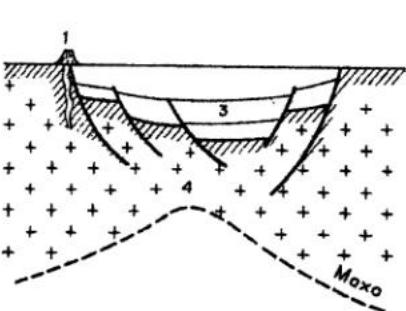
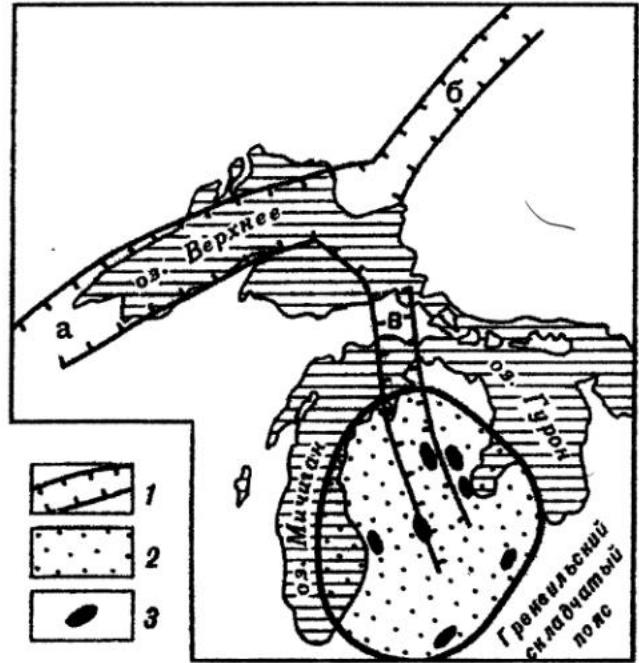


Рис. 7.6. Принципиальная схема эволюции внутриплитного осадочного бассейна [4]:

1 – щелочные вулканиты; 2 – вулканиты толеитового ряда; 3 – средний термический поток; 4 – континентальная кора; 5 – океаническая кора

7.2. Бассейны надрифтовых впадин

Хотя не все платформенные бассейны формируются обязательно после стадии рифта, в настоящее время отмечается множество переходных форм (например, бассейны Орт в Ливии или Сунляо в Китае) от простого рифта к широким платформенным бассейнам, таким, как Парижский, Мичиганский или Западно-Сибирский [3]. Платформенные бассейны характеризуются значительной стабильностью процессов осадконакопления, обусловленной существованием мощной континентальной коры и умеренными геотермическими потоками. Режим общего относительно спокойного погружения сохраняется в них под действием сил сжатия-растяжения или растяжения со сдвигом, что приводит к образованию нарушенных блоков и складок с большим радиусом кривизны. Это связано с завершением длительного процесса опускания, скорость которого падает до первых десятков метров за миллион лет, подчиняясь в основном геотермическим и гравитационным процессам. Бассейны надрифтовых впадин имеют, как правило, овальную или закругленную форму, а их площадь может достигать 1 000 000 км² [4].

Платформенные области распространены в пределах материков гораздо шире, чем складчатые пояса. Соответственно, преобладающая часть осадочных бассейнов приурочена именно к платформенным структурам. На долю бассейнов надрифтовых (платформенных) бассейнов приходится около 60 % общего числа известных осадочных бассейнов [5]. Из 20 бассейнов, отнесенных к категории богатейших и богатых нефтью и газом, 15 располагаются во внутренних или окраинных частях платформенных территорий. На территории СНГ на долю платформенных бассейнов различных типов приходится почти 90 % добычи нефти и газа. Исходя из сказанного, можно утверждать, что платформенные режимы являются наиболее благоприятными для формирования и существования осадочных бассейнов и месторождений нефти и газа. Платформенные бассейны располагаются во внутренних и периферийных частях древних и молодых платформ. В осадочных бассейнах внутренних частей древних платформ нефтегазоносны главным образом палеозойские образования; бассейны молодых платформ и окраинных частей древних, как правило, содержат скопления УВ в мезозойских, а иногда и в кайнозойских отложениях. В своем развитии платформенные (надрифтовые) осадочные бассейны проходят ряд стадий [5 и др.] (рис. 7.7). До середины 70-х гг. прошедшего века считалось, что эти бассейны формируются преимущественно за счет вертикальных колебательных движений. Появление гипотезы тектоники плит показало, что процессы мощного осадконакопления в платформенных обстановках связаны как с вертикальными, так и с горизонтальными движениями. Горизонтальные движения, связанные с процессами растяжения, и сопровождающие их значительное погружение создают сложно построенные крупные депрессии, заполняемые осадочными и осадочно-вулканогенными толщами.

Формирование осадочного выполнения платформенных бассейнов происходит многостадийно. Для внутренних частей бассейнов данного типа выделяются стадии рифтовая, синеклизная и (иногда) орогенная.

На первой стадии сплошной чехол, как правило, отсутствует и накопление осадков идет в отдельных узких и протяженных грабенах. Иногда накопление осадков имеет место и в смежных с рифтами зонах.

На синеклизной стадии общее погружение создает условия для образования сплошного чехла и появления

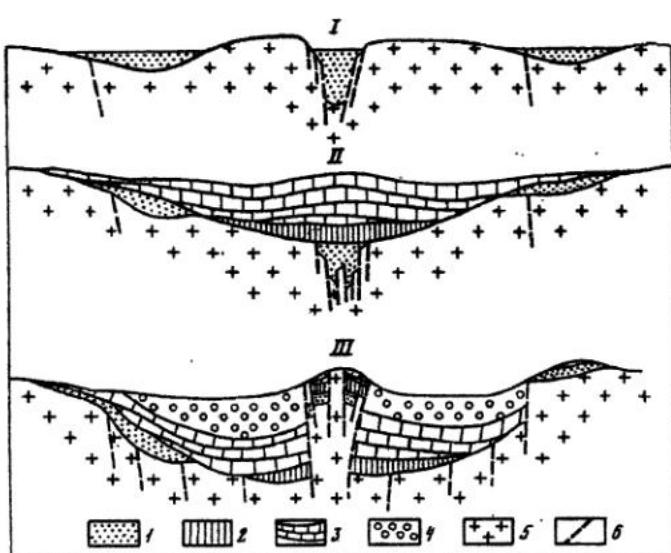


Рис. 7.7. Принципиальная схема развития надрифтовых осадочных бассейнов [5].

Отложения: 1 – осадочно-вулканогенные, 2 – терригенно-карбонатные, 3 – карбонатно-эвапоритовые, 4 – молассы; 5 – фундамент; 6 – разломы. Стадии развития: I – рифтовая, II – синеклизная, III – эпиллатформенно-орогенная

надграбеновых впадин и синеклиз. Образование сплошного осадочного чехла в платформенных бассейнах на этой стадии во многом определяется особенностями предшествовавшей рифтовой стадии. Обычно рифтовые зоны – это центры наиболее глубокого погружения, в которое втягиваются и смежные участки платформ. Вторым фактором, определяющим формирование осадочного чехла, является зависимость прогибания платформы от активности сопряженных с платформами складчатых поясов. Синеклизная стадия формирования надрифтовых осадочных бассейнов иногда разделяется на две подстадии [5] – раннюю и позднюю.

Первая характеризуется преобладанием погружения над поднятиями, обширными морскими трансгрессиями, накоплением морских терригенных и карбонатных формаций, мощность которых в наиболее погруженных частях бассейнов достигает нескольких километров.

Позднесинеклизная подстадия отличается преобладанием процессов воздымания над погружением, широкими проявлениями регрессий моря, накоплением как морских, так и континентально-терригенных, карбонатных, эвапоритовых и угленосных формаций. Наряду с вертикальными имеют место горизонтальные движения сжатия, за счет чего возникают инверсионные зоны поднятий, обычно располагающиеся над рифтовыми прогибами. Эти поднятия, если процесс инверсии заходит слишком далеко, могут иметь вид крупного горного сооружения, которое представляет собой раздел между отдельными депрессионными областями, прилежащими к подобной структуре.

Из сказанного следует, что в надрифтовых впадинах могут существовать несколько типов положительных тектонических элементов: унаследованные поднятия сводового типа и протяженные зоны поднятий инверсионного происхождения, которым в фундаменте отвечают прогибы [5]. По существу именно на этой стадии происходит накопление основных нефтегазогенерирующих и нефтегазосодержащих толщ. Благодаря процессам погружения нефтематеринские слои последовательно оказываются в зоне проявления главной фазы нефтеобразования, что приводит к генерации нефтяных УВ. В зависимости от темпа прогибания и его длительности, генерация нефти может происходить как в первой половине этой стадии, так и быть отодвинутой по времени проявления к концу стадии. Завершается синеклизная стадия сменой погружения общим воздыманием, появлением бескорневых валообразных поднятий инверсионного типа, проявлениями траппового магматизма. Последнее характерно в основном надрифтовым прогибам на древних платформах. Все это приводит к трансформации и разрушению залежей УВ.

Процессы нефтеобразования в бассейнах синеклизной стадии определяются также существованием унаследованных «ванн» прогибания. Катагенез отложений связан как с процессом последовательного погружения пород на все большую глубину и прохождением ими зон со все большими температурами, так и с резким увеличением температурных потоков. В бассейнах длительного развития преимущественным распространением пользуется сферическое в объеме и концентрическое в плане распределение скоплений нефти и газа. В наиболее глубоких частях бассейнов, по их периферии и в верхних зонах, сосредоточены преимущественно газовые залежи, а в центральных частях на средних глубинах – нефтяные и нефтегазовые скопления. Формирование зон нефтегазонакопления определяется блоковыми движениями фундамента, солянокупольной тектоникой и литолого-фациальной изменчивостью нефтегазосодержащих горизонтов. Наличие солянокупольной тектоники в одних бассейнах и инверсионных поднятий – в других обуславливает появление резких структурных несоответствий по различным горизонтам [5].

Закономерности формирования осадочного выполнения надрифтовых впадин часто определяются не только и не столько общей геодинамикой, сколько сочетанием глобальных и местных факторов, влияющих на денудационно-аккумулятивные системы (эвстатические колебания уровня океана, локальные тектонические подвижки и т. д.). Поэтому индикационные ряды формаций оказываются в значительной мере индивидуализированными, иногда же они устанавливаются эмпирически для каждого конкретного бассейна [1] (Беленицкая и др., 2001).

Наиболее характерными примерами осадочных бассейнов надрифтовых впадин являются: позднеюрско-палеогеновый Западно-Сибирский, раннекарбоновый Московский, позднекарбоново-триасовый Тунгусский, раннеюрско-позднемеловой Енисейско-Хатангский, а также – юрские Центрально-Европейские бассейны, бассейн Гудзонова залива, бассейн Мичиган и др. [1].

Западно-Сибирский мегабассейн имеет площадь около 3,2 млн км², из них 2,8 млн км² приходится на суши и около 0,4 млн км² на континентальный арктический шельф. По мнению А. Перродона [4], геоло-

гическая история этого мегабассейна представляется достаточно простой, что часто бывает залогом высокой нефтегазоносности. В Западно-Сибирском мегабассейне выделяется ряд крупных региональных поднятий, разделенных впадинами с пологими склонами, в которых субстрат расположен на глубине от 4 до 5 км, с падением слоев от 2 до 3°. Мощность осадочного выполнения бассейна составляет от 2 до 6 км. Кайнозойские отложения развиты в северной зоне, где разрез достигает максимальной мощности. Палеозойские осадочные последовательности под несогласно залегающим мезозоем выделяются в юго-восточной части бассейна. По данным, приведенным в работе (Нестеров и др., 1989), эволюция палеозойских осадочных бассейнов, существовавших на территории современной Западной Сибири, существенно отличалась от эволюции мезо-кайнозойских бассейнов. Палеонтологически доказанными домезозойскими толщами Западной Сибири являются венд-кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, нижнекаменноугольные и верхнепалеозойские. В западной части Западной Сибири эти отложения входят в состав складчатых комплексов Урала, а также Обь-Тазовской и Пайхойско-Бирянгской складчатых систем и представлены терригенно-карбонатными толщами, метаморфическими сланцами, гнейсами и гранитоидами. В восточной части Западной Сибири (к востоку от Обской губы) палеозойские толщи залегают поглощены и характеризуются слабой фациальной изменчивостью. Отражающие сейсмические границы прослеживаются здесь достаточно хорошо, и по ним вырисовываются поглощенные дислокации, часто конформные с теми, что свойственны вышележащим триас-юрским комплексам. Наибольшую ширину палеозойский бассейн нескладчатого типа имеет севернее Северного полярного круга. На широте пос. Тазовский он развит почти от Обской губы до Енисея, прослеживаясь на юг до Минусинской и Назаровской впадин. Мощность его осадочного выполнения варьирует от 800–1800 до 6000–7000 м.

В начале мезозоя на рассматриваемой территории проявились процессы рифтогенеза (рис. 7.8). В раннемезозойских грабенах были сформированы угленосные формации, а ландшафт определялся сочетанием столовых гор и озер-грабенов (типа Байкала). Эти интенсивные области поднятий и расчлененного рельефа обусловили перекомпенсированный тип осадконакопления, поэтому лишь на се-

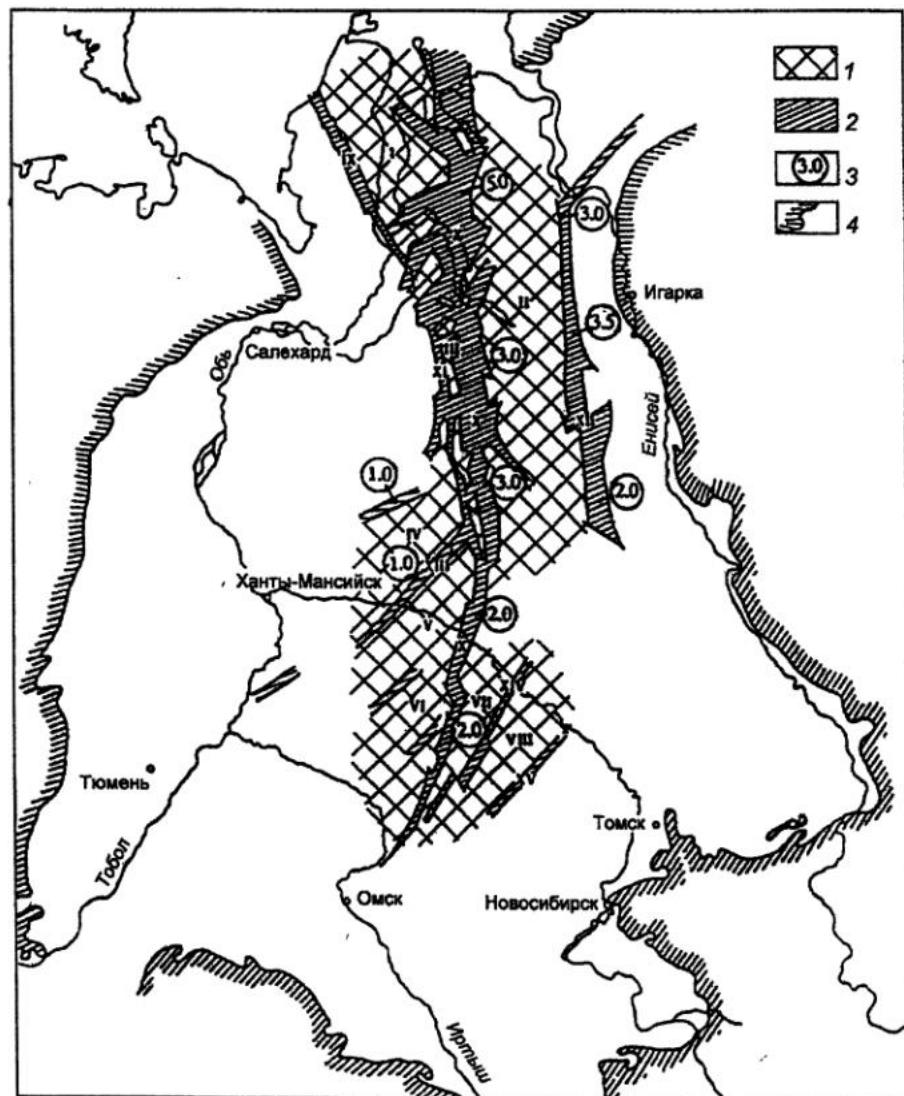


Рис. 7.8. Схема триасовой рифтовой системы Западно-Сибирской плиты, по А.Э. Конторовичу и др., заимствовано из работы [6]:

1 – межрифтовые поднятия; 2 – триасовые грабен-рифты; 3 – мощность грабенового комплекса, км; 4 – граница распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Межрифтовые поднятия: I – Северо-Ямальское, II – Красноселькупское, III – Уренгойское, IV – Сургутское, V – Нижневартовское, VI – Каймысовское, VII – Александровско-Васюганское, VIII – Сенькино-Пудинское. Грабен-рифты: IX – Ямальский, X – Колтогорско-Уренгойский, XI – Худутгейский, XII – Худосейский, XIII – Ачинский, XIV – Усть-Тымский, XV – Чузикский.

мере Западной Сибири в рассматриваемое время сформировался крупный прогиб (Ямало-Тазовская мегасинеклиза), заполнившийся песчано-глинистыми отложениями, мощность которых, плавно возрастающая к центру, достигает 2,0–2,5 км (Нестеров и др., 1989). В дальнейшем этот прогиб расширился и углубился, охватив к концу средней юры две трети современной Западно-Сибирской равнины. Мезозойские и кайнозойские образования представлены в основном глинами и песчаниками, соответствующими береговым лагунным или озерным фациям. Среди нижне- и среднеюрских отложений доминируют серые глины с прослойями песчаников и углистых сланцев или углей. Верхнеюрские трансгрессивные отложения включают черные морские глины (в основании разреза – битуминозные); вверх они переходят в лагунные глины валанжина-готериива с пропластками и пакетами песчаников. Апт-сеноманский цикл представлен чередующимися глинами, песками и пластами угля. В туроне отмечается новая трансгрессия, которая продолжалась до эоценена. В олигоцене начинает проявляться регрессия в северном направлении, которая продолжалась на протяжении всего неогена.

Нижне-среднеюрские отложения Западно-Сибирского мегабассейна представляют еще сравнительно малоизученный и новый объект исследований (Будников и др., 1989). Они характеризуются благоприятными для нефтегазообразования признаками – скопления крупных залежей УВ можно ожидать здесь в надрифтовых зонах и на склонах крупных сводовых поднятий, сложенных гранитными интрузиями или кварцодержащими породами. Геология доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты и особенности строения литосферы свидетельствуют о том, что формирование одноименного мегабассейна было связано с процессами деструкции земной коры, приведшей в раннем-среднем триасе к образованию рифтовой системы, а в последующем, на протяжении юрского, мелового периодов и всей кайнозойской эры, к относительно устойчивому погружению и накоплению отложений большой мощности. Триасовые рифты и другие структурно-формационные зоны фундамента в силу конседиментационных унаследованных движений оказывали существенное влияние на распределение фаций и изменение мощности мезозойско-кайнозойских отложений. Особенно высока была интенсивность происходящих движений в ранне-среднеюрскую и раннемеловую эпохи. Наибольшая скорость накопления осадков нижней-средней юры и нижнего мела (до 75–80 м/млн лет) характерна для зон, в которых интенсивно проявился процесс рифтогенеза и сформировалась система рифтовых зон. Рифтогенез предопределил формирование в Западно-Сибирском осадочном мегабассейне двух структурных этажей – нижне- и верхнеплитного. Верхнеплитный комплекс представлен повсеместно морскими, прибрежно-морскими отложениями верхней юры и мела. Нижнеплитный комплекс охватывает континентальные, переходные от континентальных к морским и морские отложения верхнего триаса и нижней-средней юры. На севере Западной Сибири, где земная кора подвергалась наибольшей деструкции, была образована система сближенных рифтовых зон, и в ранней-средней юре, благодаря интенсивному прогибанию территории, господствовали морские условия осадконакопления. На юге, где деструкция проявилась сравнительно слабо и выразилась в образовании сети постепенно уменьшающихся по размерам рифтов, прогибание было замедленным и господствовали континентальные условия осадконакопления.

Особенности формирования отложений позволяют выделить в гигантском ранне-среднеюрском бассейне Западной Сибири три субширотные зоны, которые условно можно трактовать как осадочные суббассейны (Будников и др., 1989): Ямало-Гыданский, Обско-Тазовский и Обь-Иртышский.

Ямало-Гыданский суббассейн расположен в самой узкой и наиболее прогнутой части Западно-Сибирского бассейна, где складчатый фундамент лежит на глубинах 8–10 км. Здесь же развита система сближенных триасовых грабен-рифтов (Ямальский, северные окончания Колтогорско-Уренгойского и Худосейского). Крупноблоковое строение фундамента обусловило значительную дифференциацию мощности отложений нижней-средней юры: составляя на поднятиях 1–2,5 км, в желобах над рифтовыми зонами фундамента она возрастает до 5 км. Осадочные последовательности представлены здесь пятью песчаными и песчано-алевролитовыми свитами (резервуары), разделенными глинисто-аргиллитовыми интервалами (региональные экраны). Пространственные соотношения основных песчаных тел, условия их формирования и, соответственно, первичные пористость и проницаемость определялись общими особенностями седиментации и взаимным положением мелководно- и прибрежно-морских, а также прибрежно-континентальных зон (Будников и др., 1989). В нижне-среднеюрских отложениях Ямало-Гыданского суббассейна прогнозируется значительное число углеводородных залежей, связанных с неантклинальными ловушками. Представляют большой интерес песчаники контурных течений, дельтовых лопастей и русел, прибрежных кос, пересыпей, береговых баров и дюн. Все эти ловушки локализованы там, где песчаные накопления были надежно перекрыты региональными экранами леонтьевской, лайдинской и других глинистых свит.

Обско-Тазовский суббассейн охватывает огромное пространство между реками Таз, Пур и Обь. Нижне-среднеюрские отложения имеют здесь характер переходных от морских к континентальным. Континентальные отложения (речные, озерные, болотные, надводные части дельты) широко представлены в базальной береговой свите, в меньшей мере – в вымской. В обеих свитах присутствуют линзы конгломератов и углей. Глубина современного залегания и мощность лейаса и доггера такие же, как в Ямало-Гы-

данском суббассейне. В доюрском фундаменте центральной части бассейна развиты крупные триасовые грабен-рифты. Толщина нижне-среднеюрских отложений над ними достигает 4 км. В течение почти всего лейаса здесь существовал ряд крупных выступов пород фундамента, размыт которых способствовал накоплению на склонах поднятых среди лейасовых отложений грубозернистых песчаников и алевролитов с хорошими коллекторскими свойствами. В пределах Обско-Тазовского суббассейна с севера на юг происходит опесчанивание глинистых толщ – они теряют свои экранирующие свойства, и количество нефтегазоносных комплексов в южной части суббассейна уменьшается. Почти половина выявленных в суббассейне залежей связана с неантклинальными ловушками; большое значение имеют также ловушки в аллювиальных фациях (врезы речных русел, речные косы и бары, песчаные накопления дельтовых проток).

Обь-Иртышский суббассейн расположен в центральной и южной частях Западно-Сибирского мегабассейна. Его осадочное выполнение почти полностью представлено континентальными отложениями. Доминирующую роль в поставке обломочного материала играли местные (локальные) источники сноса. Преобладание континентальных образований обусловило существенное уменьшение количества и качества региональных глинистых экранов.

Западно-Сибирский мегабассейн является одним из самых богатых в мире, особенно по запасам газа. Принципиальная схема строения и размещения углеводородных залежей различного типа в юрских отложениях Западной Сибири приведена на рис. 7.9. К середине 80-х гг. прошедшего века в нем были разведаны запасы около 4 млрд т нефти на более чем 200 месторождениях и более 15 трлн м³ газа (рис. 7.10).

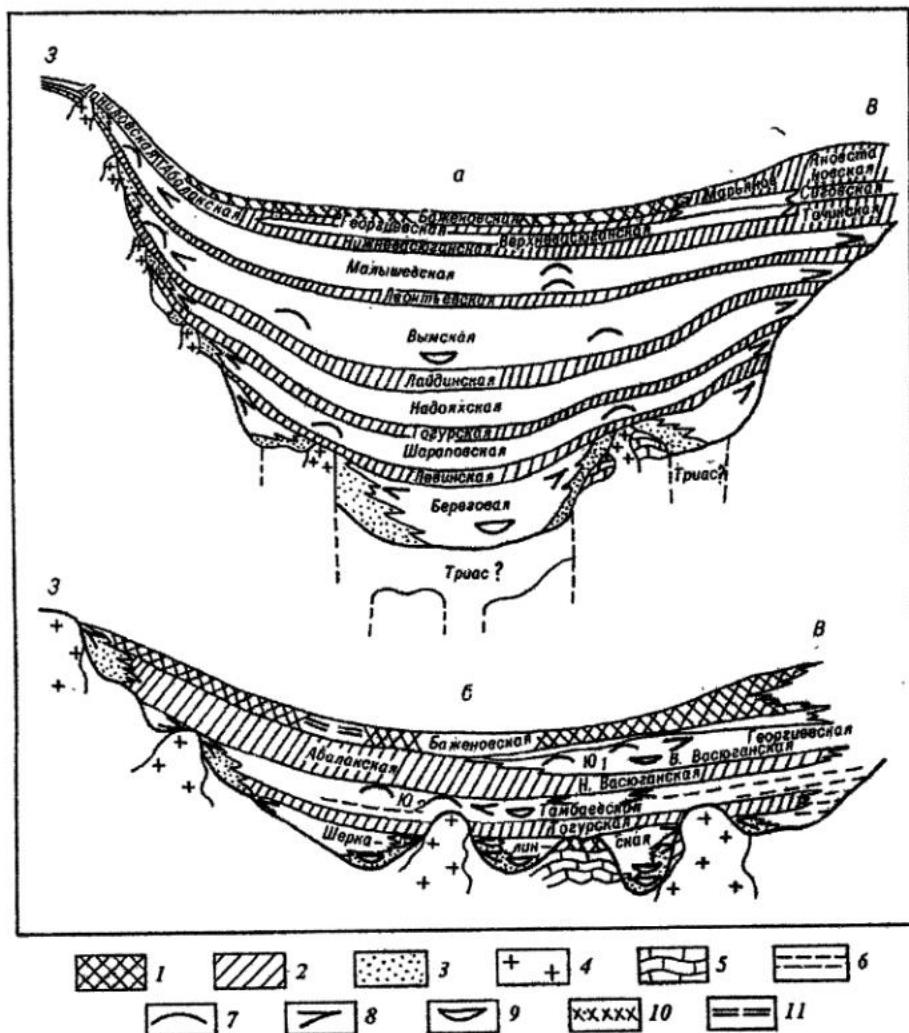


Рис. 7.9. Принципиальная схема строения и размещения углеводородных залежей различного типа в юрских отложениях Западной Сибири, по (Будников и др., 1989):

а – северная часть, б – центр и юг; 1-3 – региональные экраны: 1 – битуминозные аргиллиты, 2 – глины, 3 – песчано-гравелитовые делювиально-аллювиальные образования; 4-5 – выступы фундамента, сложенные: 4 – гранитоидами, 5 – осадочными, вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами; 6 – мощные пласти угли; 7-11 – типы углеводородных залежей: 7 – антиклинальные и структурно-литологические, 8 – литолого-стратиграфические, 9 – в русловых врезах, 10 – в дезинтегрированной поверхности фундамента, 11 – в листоватых коллекторах баженовской свиты

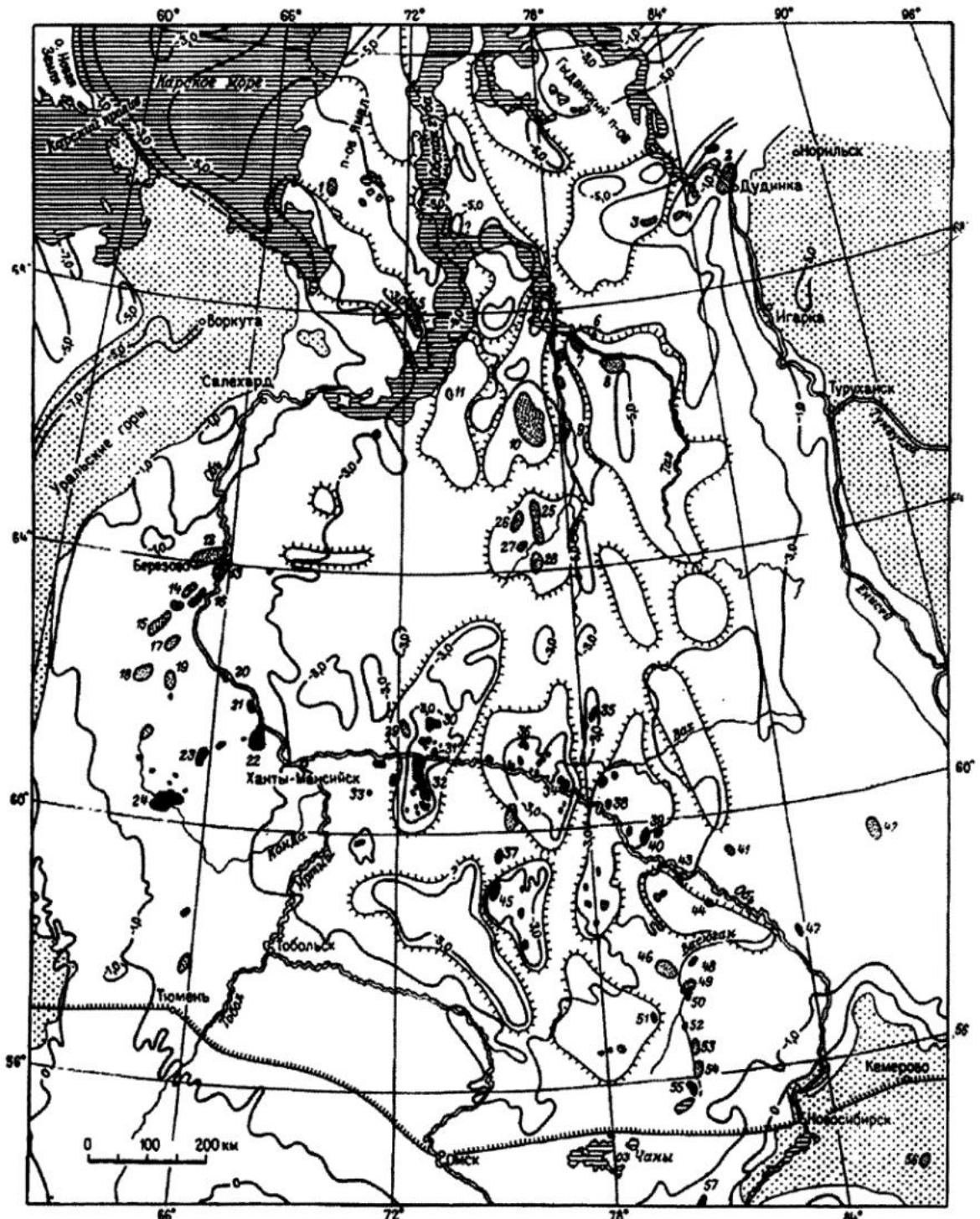


Рис. 7.10. Схематическая карта размещения месторождений нефти и газа в Западно-Сибирском нефтегазоносном осадочном мегабассейне, по [4].

Месторождения: 1 – Арктическое; 2 – Мессояхское; 3 – Соленинское; 4 – Пелятинское; 5 – Новопортовское; 6 – Русское; 7 – Заполярное; 8 – Тазовское; 9 – Пурпейское; 10 – Уренгойское; 11 – Медвежье; 12 – Чуэльское; 13 – Алхазовское; 14 – Турское; 15 – Игризмское-I; 16 – Нижнетугиянское; 17 – Пунгинское; 18 – Игризмское-II; 19 – Надымское; 20 – Малоатгымское; 21 – Каменное; 22 – Западно-Сургутское; 23 – Мортмынинское; 24 – Шаймское; 25 – Губкинское; 26 – Северо-Комсомольское; 27 – Ныдинское; 28 – Вынгапурское; 29 – Сургутское; 30 – Усть-Балыкское; 31 – Балыкское; 32 – Южно-Балыкское; 33 – Мамонтовское; 34 – Самотлорское; 35 – Белоозерное; 36 – Мегионское; 37 – Малореченское; 38 – Назинское; 39 – Нижневартовское; 40 – Советское; 41 – Александровское; 42 – Охтеурьевское; 43 – Соснинское; 44 – Сильгинское; 45 – Нововасюганское; 46 – Северо-Васюганское; 47 – Колпашевское; 48 – Пудинское; 49 – Мальдинское; 50 – Катылгинское; 51 – Межовское; 52 – Моисеевское; 53 – Усть-Сильгинское; 54 – Среднесильгинское; 55 – Убинское; 56 – Борисовское; 57 – Веселовское

Здесь расположено большое число гигантских месторождений, в частности самые крупные в мире месторождения газа: Уренгойское (7,5 трлн м³), Заполярное (1,5 трлн м³), Ямбургское (4 трлн м³), Тазовское (1,1 трлн м³), Юбилейное (2 трлн м³), Медвежье (1 трлн м³), Арктическое (1,7 трлн м³), Харасавэйское (1 трлн м³). Запасы месторождений нефти на середину 80-х гг. XX века составляли: Самотлорское (2 600 млн т), Федоровское (400 млн т), Усть-Балыкское (170 млн т), Советско-Варговское (150 млн т), Мамонтовское (300 млн т), Западно-Сургутское (100 млн т), Лянторское (150 млн т), Правдинское (130 млн т), Русское (100 млн т), Мегионское (50 млн т) [4].

Самотлорское месторождение, открытое в 1965 г. в труднодоступном районе среди болот и озер, являлось самым крупным месторождением нефти в СССР и занимало четвертое место в мире. На нем в середине 80-х гг. прошедшего века добывалось около 150 млн т нефти в год. По структуре месторождение представляет крупную, сильно сплющенную антиклиналь площадью более 800 км². Основными коллекторами здесь являются юрские песчаники, залегающие на глубине 2400 м и расположенные несколькими уступами в толще мощностью 600 м. Песчаники слабо сцементированы и отличаются повышенными пористостью и проницаемостью. Коллекторами являются также апт-альб-сеноманские алеврито-песчаные отложения, перекрытые туронскими трансгрессивными глинами. Общая высота залежи нефти 50 м, давление 245 бар и температура 88 °C. Средние дебиты скважин 110 м/сут, максимальные – 1000 м/сут. Нефть материнскими породами в Западно-Сибирском бассейне являются окремненные радиоактивные черные битуминозные глины верхнеюрской баженовской свиты, которые богаты органическим материалом (5–20 %) гумусового типа в краевых зонах и сапропелевого типа – в центральной части бассейна. В последней мощность их достигает 50–150 м. Также нефть материнскими являются глины нижнего мела, особенно в северной части бассейна. Глинистые отложения баженовской свиты предположительно достигали стадии созревания на глубине 2–2,8 км при температуре примерно 80 °C. Так как подобные условия существовали одновременно на громадной части Западно-Сибирского бассейна, это обусловило формирование в нем колоссальных запасов УВ.

Ловушки нефти и газа в мегабассейне представлены различными структурными типами, в основном куполами и антиклиналями с большим радиусом кривизны; предполагается, что они приурочены к приподнятым зонам гранитного фундамента и характеризуются ранним, начиная с юрского периода, заложением. Их размеры в среднем 6–8 × 10–12 км, реже 30 × 70 км, при площади замкнутой поверхности до 1500 км². Высота замыкания может достигать 300–500 м в центральной зоне и 1000–1500 м – в северной. Приурочены ловушки в основном к крупным региональным поднятиям, играющим роль «макроловушек», и получают питание из соседних синклинальных областей за счет латеральной и, частично, вертикальной миграции. Газ накапливается в более молодых (постседиментационных) сводовых структурах.

По представлениям Б.А. Соколова [5], аналогом Западно-Сибирского мегабассейна является Северо-Европейский (Североморский) мегабассейн, примерно соответствующий акватории Северного моря. Северо-Европейский мегабассейн, как и Западно-Сибирский, отличается огромной нефтегазоносностью. В бассейне обнаружено около 250 месторождений (из них только в собственно Северном море – 136) с разведанными запасами нефти более 3,5 млрд т и газа 6 трлн м³. Рассматриваемый бассейн располагается преимущественно в пределах древней платформы. Ее докембрийский фундамент перекрыт почти 6-километровой толщей осадочных пород. Бурением вскрыта только верхняя часть отложений, отвечающая среднему и верхнему палеозою, мезозою и кайнозою. По данным Б.А. Соколова [5], в становлении бассейна могут быть намечены три этапа: ранний (дорифтовый), собственно рифтовый и синеклизный, каждому из которых отвечает свой структурный этаж.

На первом этапе, охватывающем палеозой и триас, была сформирована нижняя часть осадочного выполнения бассейна. Распределение фаций и мощностей отложений нижнего структурного этажа контролируется системой впадин и поднятий, отражающих неоднородность строения фундамента и разнонаправленность вертикальных движений его крупных блоков. Отдельные поднятия представляли области размыва и служили поставщиками обломочного материала в смежные впадины. Особенностью первого этапа является широкое распространение континентальных и угленосных отложений. Континентальные красноцветные песчаники установлены среди девонских, нижнепермских, нижне- и верхнетриасовых отложений. Примерно 2-километровый разрез карбона характеризуется высокой угленосностью. Верхнепермские отложения представлены солями с пачками морских известняков, доломитов и битуминозных глин; суммарная их мощность составляет более 1 км. Карбонатные породы небольшой мощности развиты в среднем триасе. В верхнем триасе в отдельных прогибах получили развитие преимущественно морские песчаники и глины мощностью до 3 км.

Собственно рифтовый этап развития Североморского мегабассейна охватывает юру и ранний мел. Он характеризовался образованием значительного числа рифтов, что обусловило появление системы ветвящихся узких (до 50 км) и протяженных (до 300 км и более) прогибов. В их пределах накопились толщи осадков мощностью от 2 до 3 км, тогда как на смежных поднятиях («плечах рифтов») синхронные отло-

Рис. 7.11. Схема расположения некоторых пермских и мезозойских грабенов в Североморском осадочном мегабассейне (Артошков, 1993)

жения имеют заметно меньшую мощность. В плане рифтовые прогибы образуют так называемое тройное сочленение (рис. 7.11), а также смещаются относительно друг друга поперечными нарушениями. Рифтообразование в пределах Северного моря проявилось, по-видимому, одновременно с формированием северной части Атлантического океана. Процесс образования рифтов сопровождался обширной трансгрессией и накоплением песчано-глинистых отложений юры и нижнего мела (рис. 7.12). С этим временным интервалом связан и рост пермских соляных куполов, начавшийся еще в среднем триасе. В совокупности с вертикальными подвижками отдельных блоков в рифтовых прогибах это привело к образованию достаточно сложных структур и сыграло важную роль при формировании нефтяных и газовых месторождений бассейна, предопределив их типы.

Третий этап развития Северо-Европейского бассейна, который условно может быть назван синеклизным, охватывает вторую половину мелового периода и весь кайнозой [5]. В границах современного Северного моря на этом этапе формируется обширная, меридионально ориентированная синеклиза, выполненная в нижней части карбонатным верхним мелом и, частично, палеоценом мощностью до 1,5 км, а также толщей терригенных пород кайнозоя (свыше 3 км). На рубеже мела и палеогена некоторые рифтовые прогибы испытали инверсионные движения, что привело к размыю меловых известняков и усложнению строения допалеогеновых отложений.

Главный газогенерирующий комплекс Северо-Европейского мегабассейна – угленосная толща карбона, располагается в пределах нижнего структурного этажа. Значительная часть этой толщи попала в условия главной фазы газообразования в юрский и меловой периоды. Категории нефтематеринских, вероятно, относятся также глинистые породы верхней перми и верхнего триаса. Нижнепермские песчаники являются главным газоносным горизонтом юга бассейна, чему способствовала прекрасная соленосная покрышка верхней перми. Газовые залежи установлены также в песчаных горизонтах внутри соленосной толщи верхней перми и в отложениях нижнего триаса. Считается, что и для этих месторождений источником газа является угленосная толща карбона.

В центральной и северной частях Северного моря обнаружены нефтяные залежи в отложениях девона (месторождение Арджисил), нижней и верхней

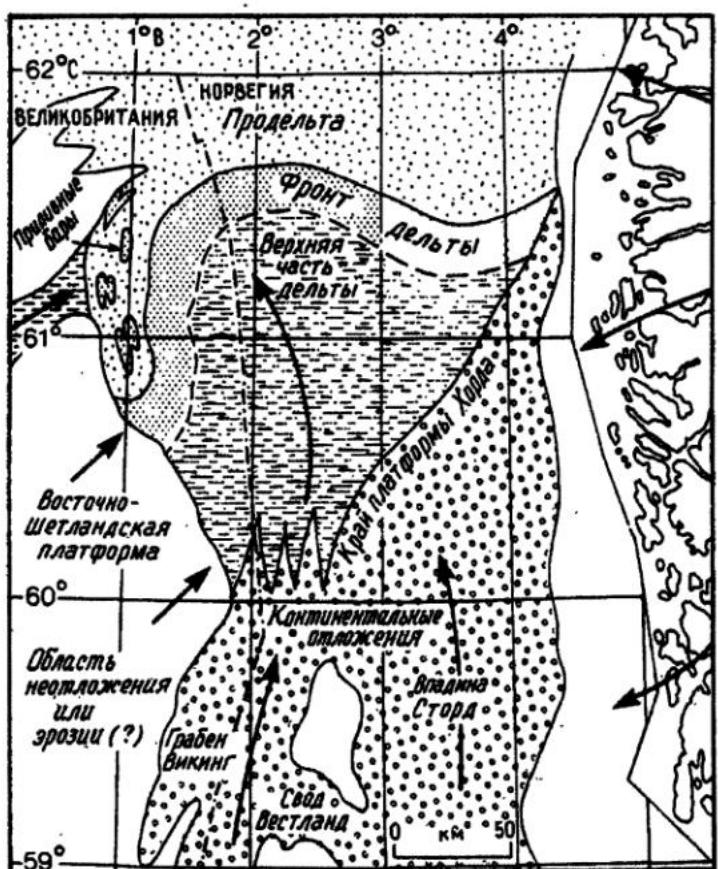
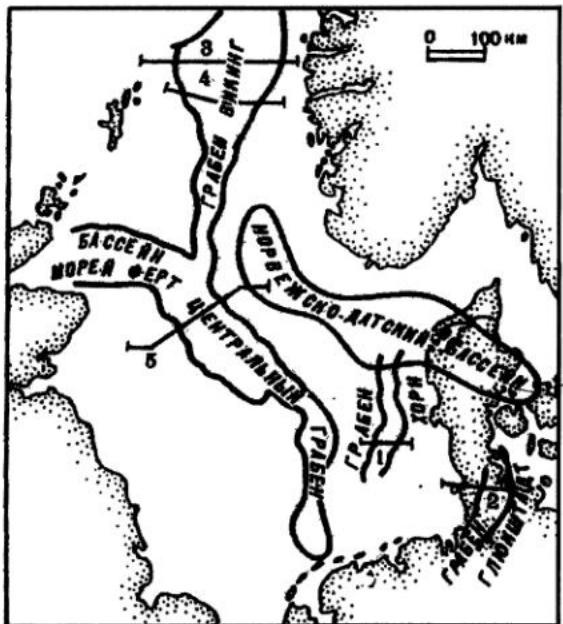


Рис. 7.12. Палеогеографическая схема северной части Североморского осадочного бассейна в средней юре по данным, приведенным в работе [3]

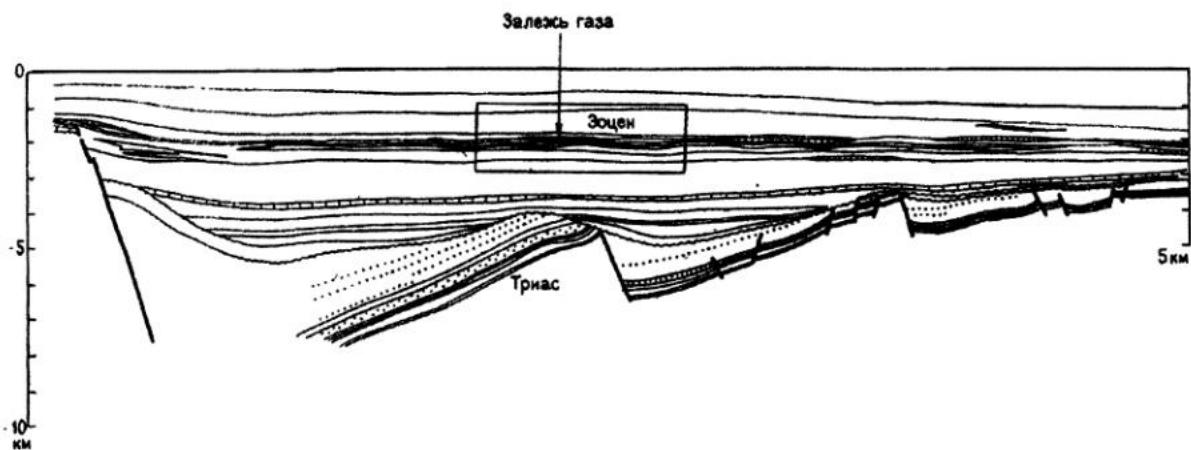


Рис. 7.13. Принципиальная схема строения полуграбеновых осадочных бассейнов Северного моря, по [4]

перми (Ок, Арджайл) и верхнего триаса (Брент, Стат-фьорд). Нефтегазогенерирующими для них считаются более молодые глинистые толщи юры и мела, трансгрессивно перекрывающие отложения палеозоя и триаса. В среднем структурном этаже располагаются основные нефтегенерирующие толщи Североморского бассейна – нижне- и среднеюрские, находящиеся в главной зоне нефтеобразования. К категории нефтепроизводящих, возможно, относятся и глинистые пачки нижнего мела. Юрские песчаники являются и основными нефтеносными горизонтами в месторождениях бассейна. В верхнем структурном этаже можно выделить две основные нефтеносные толщи: первая приурочена к маастрихтским и датским известнякам (месторождение Экофиск и др.), вторая соответствует песчаникам среднего и верхнего палеоцена (месторождения Фортис, Монтроз и др.). Питающими горизонтами могут служить как нефтепроизводящие породы юры и мела, так и глинистые пачки палеогена. В песчаниках верхнего палеоцена и нижнего эоцена на месторождениях Фригг, Один, Хеймдал, Код, Ломонд обнаружены крупные скопления газа.

Все сказанное выше показывает существование в Северо-Европейском мегабассейне достаточно четкой вертикальной зональности в размещении нефтяных и газовых скоплений, отражающей термическую зрелость нефтегазоматеринских слоев: 1) в верхней части осадочного выполнения, в отложениях эоцена и верхнего палеоцена, где материнские породы не достигли главной зоны нефтеобразования, присутствуют залежи газа; 2) в юрско-палеоценовых отложениях, находящихся в главной зоне нефтеобразований, известны скопления нефти; 3) в основании разреза, в отложениях перми и триаса, вскрыты вновь только газовые залежи.

Нефтяные и газовые месторождения Североморского мегабассейна возникли в результате блоковых подвижек фундамента и солянокупольного тектогенеза, приведшего к неоднократной перестройке структурных планов, фациальной невыдержанности и неравномерности постдиагенетических преобразований коллекторов, угловым несогласиям и перерывам, невыдержанности экранирующих горизонтов. Характерной особенностью месторождений Северо-Европейского бассейна является их связь, в первую очередь, с блоковыми поднятиями (горст-антклинальные, блоково-эрэзионные, блоково-подсоленосные) [5] (рис. 7.13).

Бассейн Северного моря включает несколько осадочных суббассейнов девонского и каменноугольного возраста, а также пермский на юге и третичный на севере (во владине Викинг), имеющих особенно большое значение для нефтегазодобычи (рис. 7.14). Запасы Южного бассейна составляют примерно 1400 млрд м³ газа и распределены между 20 залежами; около 2/3 этих запасов сосредоточено на 4 гигантских месторождениях: Леман, Индефатигейбл, Викинг и Вест-Соул.

Рис. 7.14. Поперечный разрез осадочных бассейнов Северного моря от Великобритании до Норвегии через месторождение Экофиск, по [4]



Месторождение Леман, открытное в 1966 г., представляет собой приподнятый нарушенный купол с размерами $30 \text{ км} \times 8 \text{ км}$ и имеет относительно простое строение. Основной продуктивный коллектор этого месторождения достигает мощности ~ 240 м и расположен на глубине 1800 м. Извлекаемые запасы месторождения Леман оцениваются примерно в 330 млрд м³. Месторождение Индефатигейбл было открыто в 1966 г. и локализовано между двумя нарушенными блоками и под мезозойской синклиналью. Извлекаемые запасы данного месторождения составляют около 220 млрд м³. Месторождение Викинг, найденное в 1969 г., имеет запасы газа около 100 млрд м³. Месторождение Вест-Соул (1965 г.) представляет собой приподнятую нарушенную зону. Его запасы составляют порядка 75 млрд м³.

Схематический разрез Северного бассейна, построенный по данным МОВ, приведен на рис. 7.15. В юрских отложениях Северного бассейна (рис. 7.16), в основном в северной его части (месторождения Стать-фьорд, Брент, Ниниан и Корморан), сосредоточено более 1,2 млрд т нефти и более 500 млрд м³ газа. На месторождении Большой Экофиск в датских и маастрихтских отложениях, образующих комплекс из шести диапировых антиклиналей, сосредоточено примерно 250 млн т нефти и 260 млрд м³ сопутствующего газа. Запасы палеоценовых отложений Северного бассейна составляют около 900 млн т нефти и 600 млрд м³ газа (месторождения Фортис, Фригг (рис. 7.17) и др.).

Месторождение Стать-фьорд открыто в 1974 г.; оно имеет запасы нефти, оценивающиеся примерно в 350 млн т и 70 млрд м³ газа. Продуктивная толща представлена песчаниками доггера и нижней юры-верхнего триаса; площадь месторождения составляет около 580 км². Месторождение Брент⁷ открыто в 1971 г. Запасы нефти в нем составляют до 280 млн т нефти и около 100 млрд м³ газа. Главными коллекторами нефти являются отложения даггера и лейаса (рис. 7.18). Месторождение Магнус (1974 г.) имеет запасы около 100 млн т нефти; главным коллектором здесь являются породы верхнего оксфорда. Месторождение Фортис (1970 г.) представляет собой вытянутый купол с очень слабым падением крыльев. Продуктивная толща представлена турбидитовыми песчано-алевролитовыми отложениями палеоценового возраста, залегающими на глубине в среднем 2200-2300 м. Извлекаемые запасы месторождения составляют порядка 250 млн т нефти. Месторождение Экофиск, открытое в 1969 г., имеет запасы не-

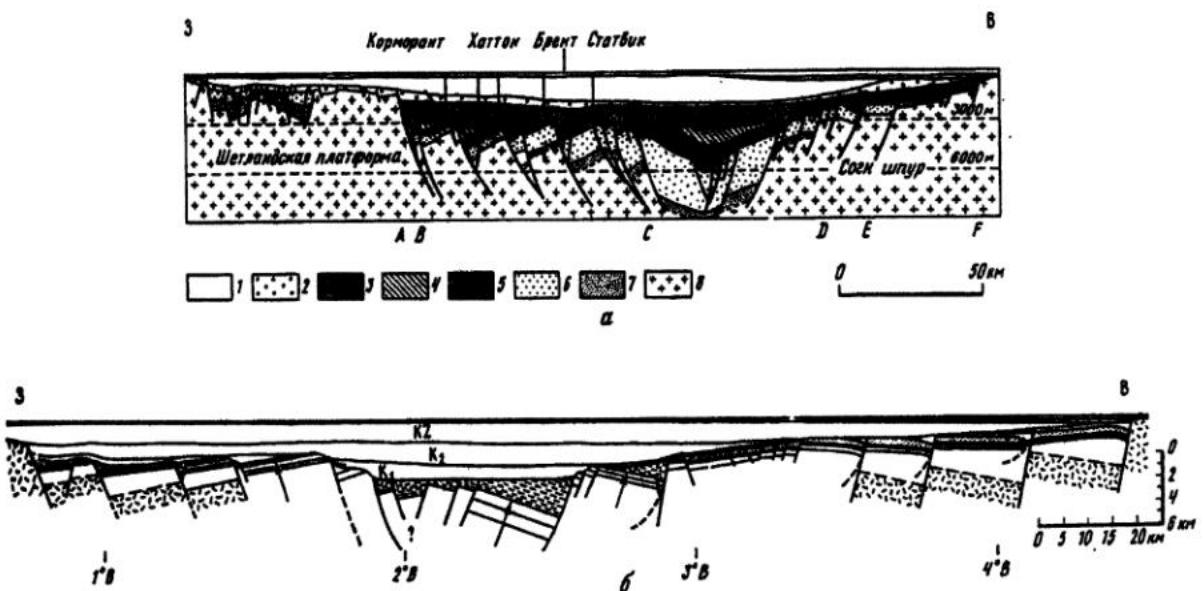


Рис. 7.15. Схематические сейсмические профили грабена Викинг, построенные по данным о времени прихода отраженных волн, заимствовано из работы (Артюшков, 1993):

а – схематический профиль вдоль линии 3 (см. рис. 7.11), вертикальное увеличение 5:1. 1 – эоцен-плейстоцен; 2 – палеоцен; 3 – поздний мел; 4 – ранний мел; 5 – юра; 6 – триас; 7 – ротлигенд и девон; 8 – фундамент.

б – профиль вдоль линии 4 на рис. 7.11, вертикальное увеличение 2:1

⁷ Именно это месторождение дало свое имя марке нефти «Брент», котирующейся на Лондонской и Нью-Йоркской биржах и в значительной мере определяющей стоимость доллара в России

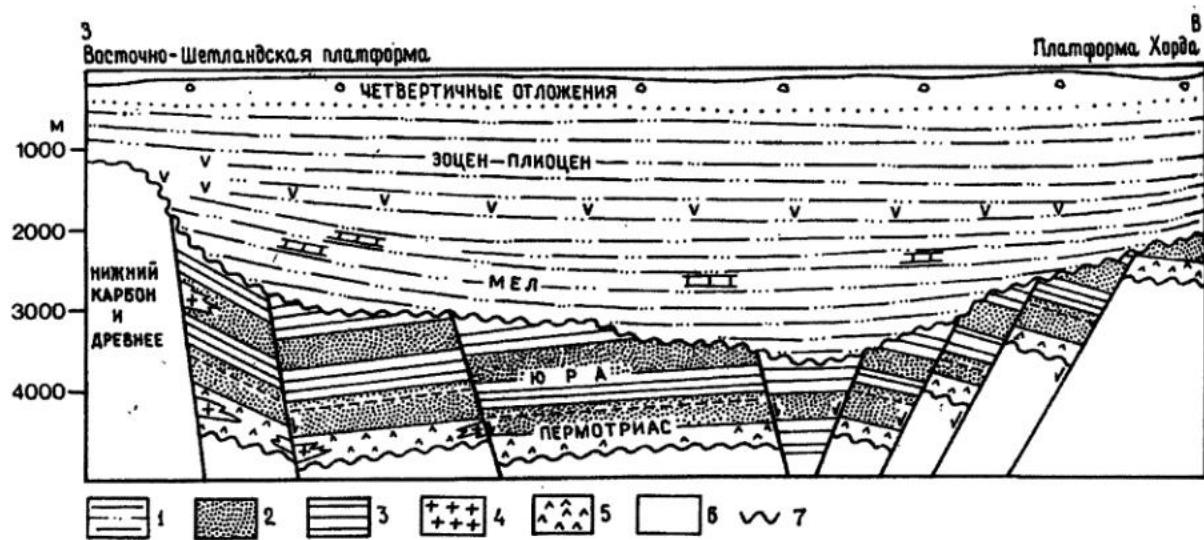


Рис. 7.16. Схематический геологический разрез через грабен Викинг в Северном море [3]:
1 – аргиллиты с алевропесчаной примесью; 2 – песчаники; 3 – аргиллиты; 4 – ангидрит; 5 – галит;
6 – вулканиты; 7 – несогласие

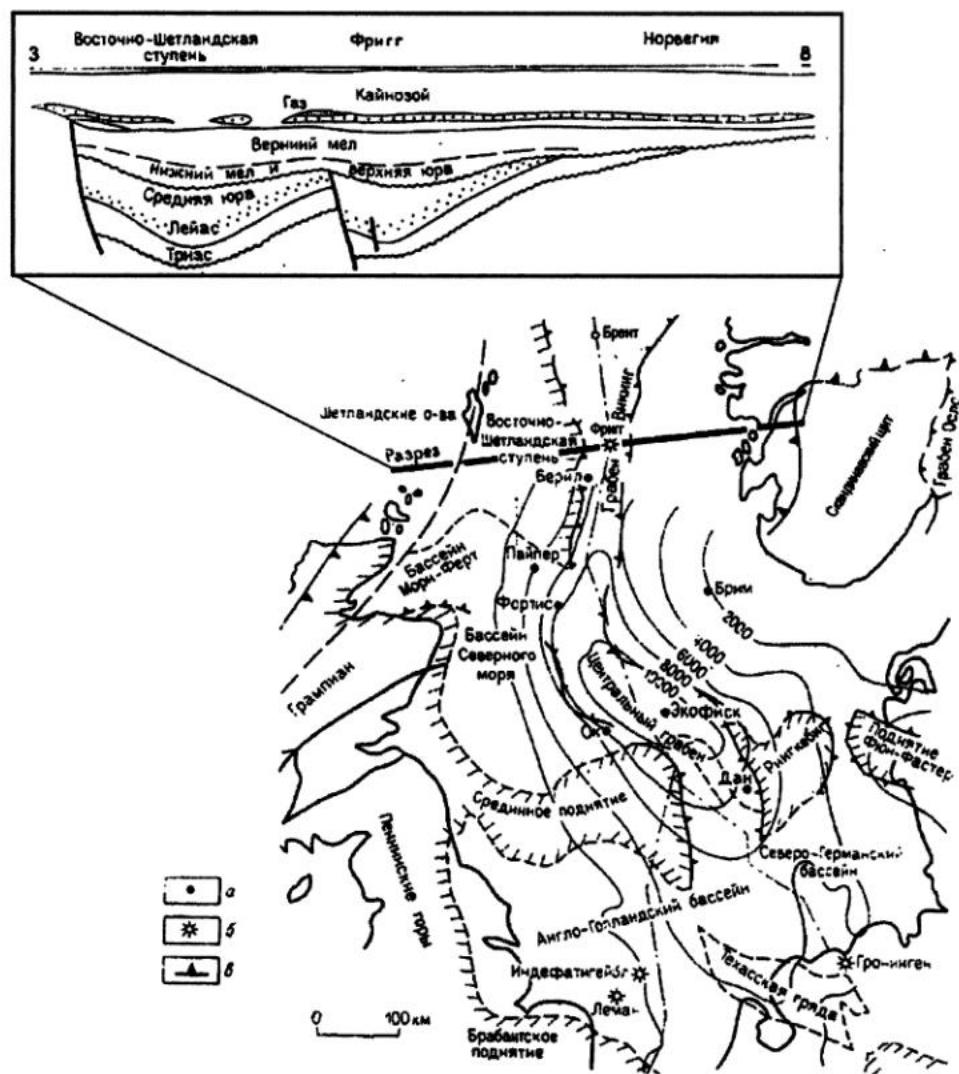
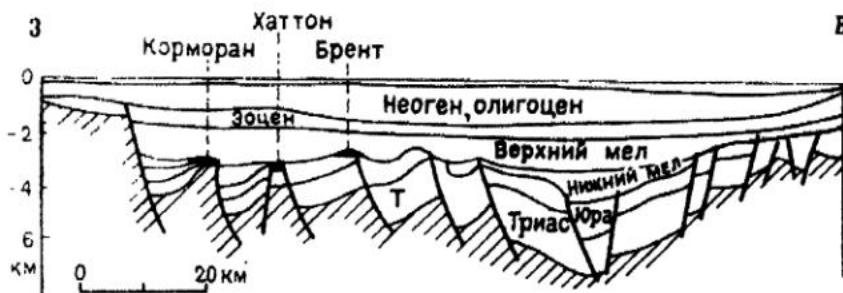


Рис. 7.17. Схематическая структурная карта по подошве палеозоя и поперечный разрез месторождения Фригг в Североморском нефтегазоносном осадочном бассейне, заимствовано из работы [4]:

а – нефтяные месторождения; б – месторождения газа; в – фронт каледонских складчатых образований

Рис. 7.18. Схематический геологический разрез осадочного бассейна (грабена) Викинг на широте месторождения Брент [4]



фти порядка 170 млн т и газа — 125 млрд м³. Окруженнное по периферии шестью другими залежами, месторождение Экофиск образует т. н. «Большой Экофиск» с общими запасами 240 млн т нефти и 200 млрд м³ газа. Формирование огромных запасов нефти и газа, сконцентрированных в довольно узких впадинах, вытянутых вдоль средней линии Северного моря, обусловлено сочетанием ряда факторов, главными из которых являются следующие [4]: 1) наличие глинистых материнских пород юрского возраста, богатых сапропелевым материалом, которые в относительно недавнее время были помещены на оптимальную глубину, часто очень значительную; 2) присутствие множества достаточно мощных терригенных и карбонатных коллекторов, в том числе и среди глубоководных отложений; 3) наличие многочисленных надежных эвапоритовых и, особенно, глинистых покрышек; 4) наличие региональных несогласий, в частности герцинского, но особенно — позднекиммерийского; 5) большое разнообразие структурных ловушек, часто сложного строения, связанных с тектоникой растяжения, вызывающей образование нарушенных антидиптических блоков, или с соляной тектоникой, приводящей к возникновению непротыкающих диапиров или структур в виде панциря черепахи; 6) относительно недавним значительным опусканием, обеспечившим формирование более чем 2500-метровой толщи третичных осадков.

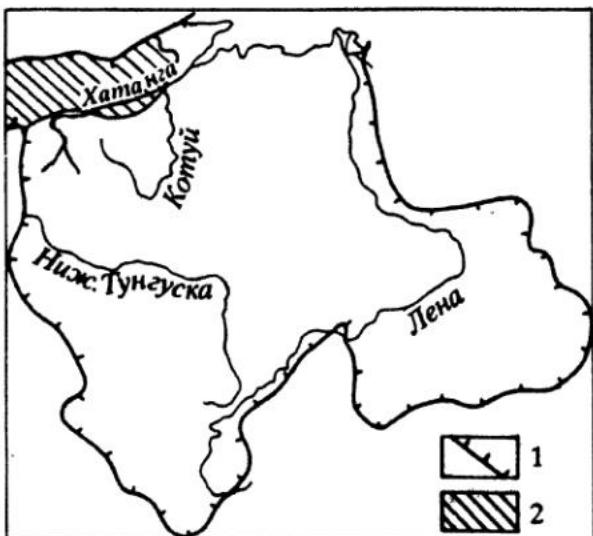
К рассматриваемому типу принадлежит также Енисей-Хатангский бассейн, расположенный на северо-западной окраине Сибирской платформы и сформированный над внутриконтинентальной палеорифтовой системой доюрского возраста (Геология нефти..., 1981; Хайн, Соколов, 1984; Нефтегазоносные бассейны..., 1994).

Енисей-Хатангский бассейн вытянут в субширотном направлении от низовьев Енисея на западе до Хатангского залива на востоке (рис. 7.19). Длина его составляет около 1100 км, ширина варьирует от 230 до 650 км. С позиций геосинклинальной концепции названный бассейн рассматривается в качестве краевой платформенной структуры синеклизного типа (Геология нефти..., 1981). В плейттектонических реконструкциях он фигурирует как структура, сформированная над внутриконтинентальной палеорифтовой системой доюрского возраста (Хайн, Соколов, 1984; Нефтегазоносные бассейны..., 1994).

В рифеев территории современного Енисей-Хатангского прогиба развивалась как грабенообразная (рифтогенная) депрессия. Толща накопившихся в ней осадков оценивается в 2000-3000 м. В венде-раннем карбоне на его территории существовали платформенные условия. Так же, как и на Сибирской платформе и Таймыре, в пределах прогиба в течение этого этапа сформировалась толща карбонатных отложений мощностью около 4 км; в верхней ее части наблюдалось чередование карбонатных, сульфатно-карбонатных и глинисто-карбонатных пород. В начале среднего карбона процессы карбонатонакопления сменяются аккумуляцией терригенных осадков. С этой эпохой связана значительная структурная перестройка. В конце карбона и в пермское время на значительной части территории Енисей-Хатангского прогиба имело место сводовое поднятие и глубокий размыв, ранее сформировав-

Рис. 7.19. Положение Енисей-Хатангского осадочного бассейна Сибирской платформы (Нефтегазоносные бассейны..., 1994):

1 — граница платформы; 2 — Енисей-Хатангский бассейн



шихся осадочных толщ. Конец пермского-начало триасового периодов – время активной магматической деятельности. В прилегающих к Енисей-Хатангскому прогибу районах Сибирской платформы и на Таймыре сформировались лавовые толщи, мощность которых достигала 1500–3000 м. Обстановка растяжения на данном этапе привела к образованию осевого грабена. В среднем и позднем триасе осевая зона проседаний заметно расширилась, в ней шло формирование вулканогенно-осадочных толщ. Триасовый период завершился дифференцированными подвижками по разломам.

Начало формирования собственно осадочного выполнения Енисей-Хатангского бассейна пришлось на юрское время, когда произошло существенное расширение площади седиментации (Геология нефти..., 1981; Нефтегазоносные бассейны..., 1994). Исходящие движения в региональном плане были слабодифференцированными и привели к обособлению значительного числа впадин и прогибов. Суммарная амплитуда прогибаний в ранней и средней юре составила 3000–3500 м (Нефтегазоносные бассейны..., 1994). Дальнейшее расширение площади седиментации связано с поздней юрой, когда параллельно произошло усложнение внутренней структуры бассейна за счет формирования протяженной системы мегавалов (рис. 7.20). Позднемеловой этап развития Енисей-Хатангского бассейна был тектонически относительно спокойным. Весьма существенную роль в формировании современной структуры Енисей-Хатангского бассейна сыграли движения неотектонического этапа, когда территория бассейна испытала региональный подъем, величина которого изменялась от 50 до 500 м.

Основными структурными элементами Енисей-Хатангского бассейна являются внешняя, переходная и внутренняя зоны (Микуленко, 1983). Внешняя зона выделяется только на северном склоне регионального прогиба и характеризуется пологим (менее 1°) залеганием и малой (до 2500 м) мощностью отложений чехла. Переходная зона присутствует на обоих склонах прогиба. Для нее характерны преимущественно моноклинальное строение, осложненное единичными локальными поднятиями и структурными мысами, относительно крутое падение пород (2–6° на северном и до 15° на южном склонах), резкое нарастание мощности стратиграфических подразделений и увеличение стратиграфического объема чехла на северном склоне за счет присутствия в разрезе нижне-среднеюрских отложений. Внутренняя зона бассейна характеризуется максимальной мощностью и стратиграфической полнотой разреза осадочного чехла, а также максимальной структурной дифференцированностью.

Наибольшие массы ОВ смешанной природы в Енисей-Хатангском осадочном бассейне сосредоточены в среднеюрских отложениях (средние концентрации $C_{\text{орг}}$ в глинистых породах средней юры, келловея, волжского яруса, нижнего берриаса и готерив-баррема ~ 1,2–1,6 %). Повышенные содержания $C_{\text{орг}}$ обус-

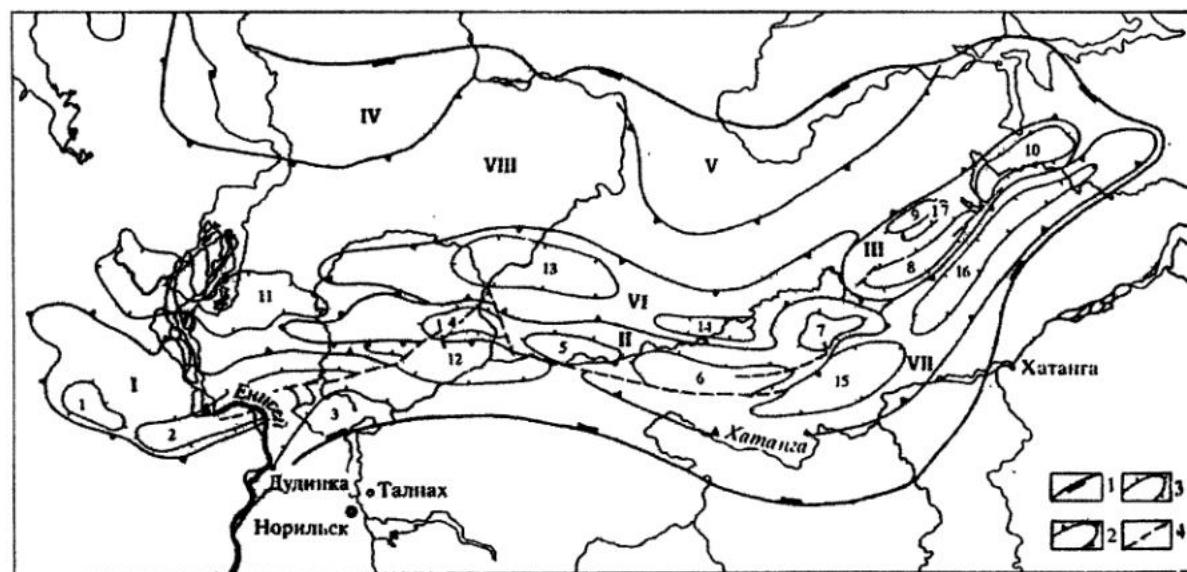


Рис. 7.20. Тектоническая схема Енисей-Хатангского осадочного бассейна, заимствовано из работы (Нефтегазоносные бассейны..., 1994).

Контуры: 1 – осадочного бассейна, 2 – крупных и 3 – средних структур; 4 – разрывные нарушения. Крупные структуры: I – Танамско-Малохетский, II – Рассохинский, III – Балахнинский мегавалы, IV – Таймырский и V – Янгдо-Горбитский выступы, VI – Центрально-Таймырский и VII – Боганидско-Жданихинский мегапрогибы, VIII – Паясинская полувпадина. Средние структуры: Куполовидные поднятия: 1 – Соленинское, 7 – Курино-кое, 3 – Агапский структурный мыс. Валы: 2 – Малохетский, 4 – Джангодский, 5 – Тундровый, 6 – Волочанский, 8 – Балахнинский, 9 – Кубалахский, 10 – Владимировский. Прогибы: 11 – Носковский, 12 – Дудыптинский, 13 – Агапский, 14 – Пайтурминский, 15 – Боганидский, 16 – Жданихинский, 17 – Таридский.

ловлены и тем обстоятельством, что Енисей-Хатангский прогиб сообщался с Западно-Сибирским бассейном, обладавшим высокой биологической продуктивностью и имевшим специфический состав органического мира (Нефтегазоносные бассейны..., 1994). Толщам, имеющим высокое содержание C_{org} , свойственные и высокие концентрации битумоидов. Средне-, верхнеюрские и неокомские отложения Енисей-Хатангского бассейна по содержанию C_{org} и битумоидов, а также общей массе содержащегося в них органического вещества могут рассматриваться в качестве газоматеринских.

Ниже приведена краткая характеристика наиболее крупных месторождений Енисей-Хатангского бассейна, открытие которых началось в 1967 г. и продолжалось до конца 80-х гг. прошедшего века.

Пеляткинское газоконденсатное месторождение (рис. 7.21) приурочено к одноименной локальной структуре, осложняющей северо-западный склон Танамско-Малохетского мегавала. Структура место-

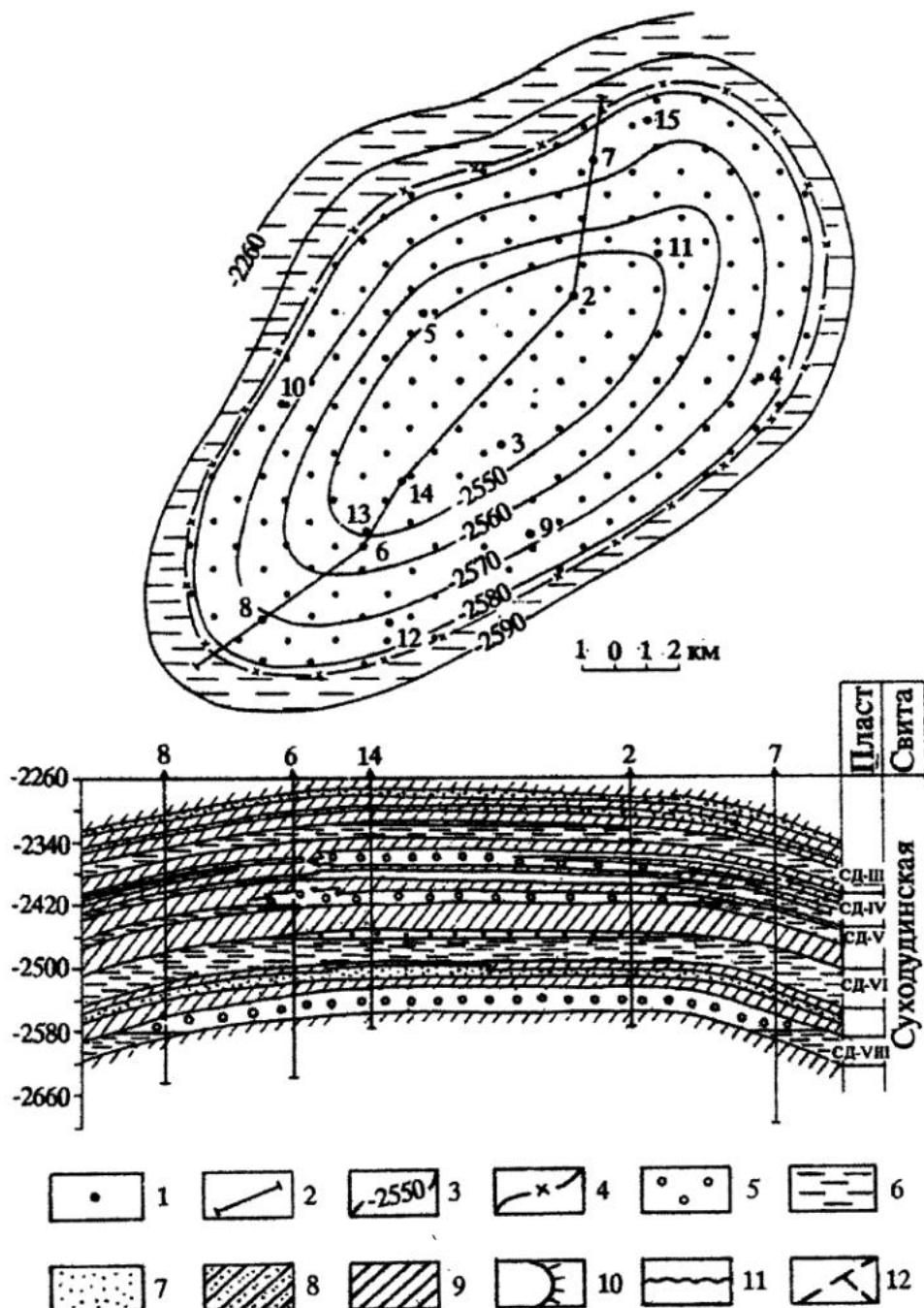


Рис. 7.21. Схематическая структурная карта по кровле продуктивного пласта и продольный геологический разрез Пеляткинского газоконденсатного месторождения (Нефтегазоносные бассейны..., 1994):

1 – скважины; 2 – линия профиля; 3 – изогипсы кровли продуктивного пласта; 4 – газоводяной контакт в залежи; 5 – газовая залежь; 6 – вода; 7 – песчаники; 8 – непроницаемые песчаники; 9 – аргиллиты и шверолиты; 10 – линия выклинивания коллектора; 11 – несогласия; 12 – тектонические нарушения

рождения представляет брахиантиклиналь с размерами 24×13 км и амплитудой 75 м. Всего на месторождении обнаружено шесть залежей. Мощность продуктивных пластов варьирует от 5 до 58 м. Средние значения открытой пористости составляют 12–19 %. Газ по составу метановый. По типу ловушек залежи принадлежат к пластовым и пластово-массивным сводовым.

Северо-Соленинское газоконденсатное месторождение приурочено к северной вершине крупной Соленинской структуры, осложняющей сводовую часть Танамско-Малохетского мегавала. В нижнемеловых отложениях эта вершина представляет собой купол размерами 13×10 км и амплитудой 40 м. Всего на месторождении обнаружено шесть залежей. Мощность продуктивных пластов в пределах ловушки изменяется от 0 до 46 м, открытая пористость пород варьирует от 15 до 25 %. Газ имеет преимущественно метановый состав. По типу залежи относятся к пластовым или пластово-массивным сводовым, иногда литологически экранированным.

Мессояхское газовое месторождение (рис. 7.22) приурочено к одноименной локальной структуре, осложняющей сводовую часть Танамско-Малохетского мегавала. В нижнемеловых отложениях эта структура представляет собой брахиантиклиналь с размерами 18×10 км и амплитудой 100 м. Общая мощность проницаемых газонасыщенных пород около 70 м. Средние значения открытой пористости песчаных пород составляют 24 % (Нефтегазоносные бассейны..., 1994). Вместе с метаном в небольшом количестве на месторождении присутствует нефть. Предполагается, что некоторая часть объема газа существует в гидратном состоянии. По типу ловушки залежь относится к массивным, сводовым.

Дерябинское газоконденсатное месторождение приурочено к одноименной локальной структуре, осложняющей пояс сочленения Таймырского выступа и Пясинской полувпадины. В верхнеюрских отложениях эта структура представляет собой треугольный купол с размерами 14×14 км и амплитудой 75 м. Всего на месторождении открыто 9 залежей. Мощность продуктивных пластов в пределах ловушки изменяется от 38 до 0 м. Открытая пористость пород не превышает 14–18 %. Вместе с метаном в ряде залежей присутствует небольшое количество нефти. По типам ловушек залежи относятся к пластовым, сводовым, литологически экранированным и структурно-литологическим.

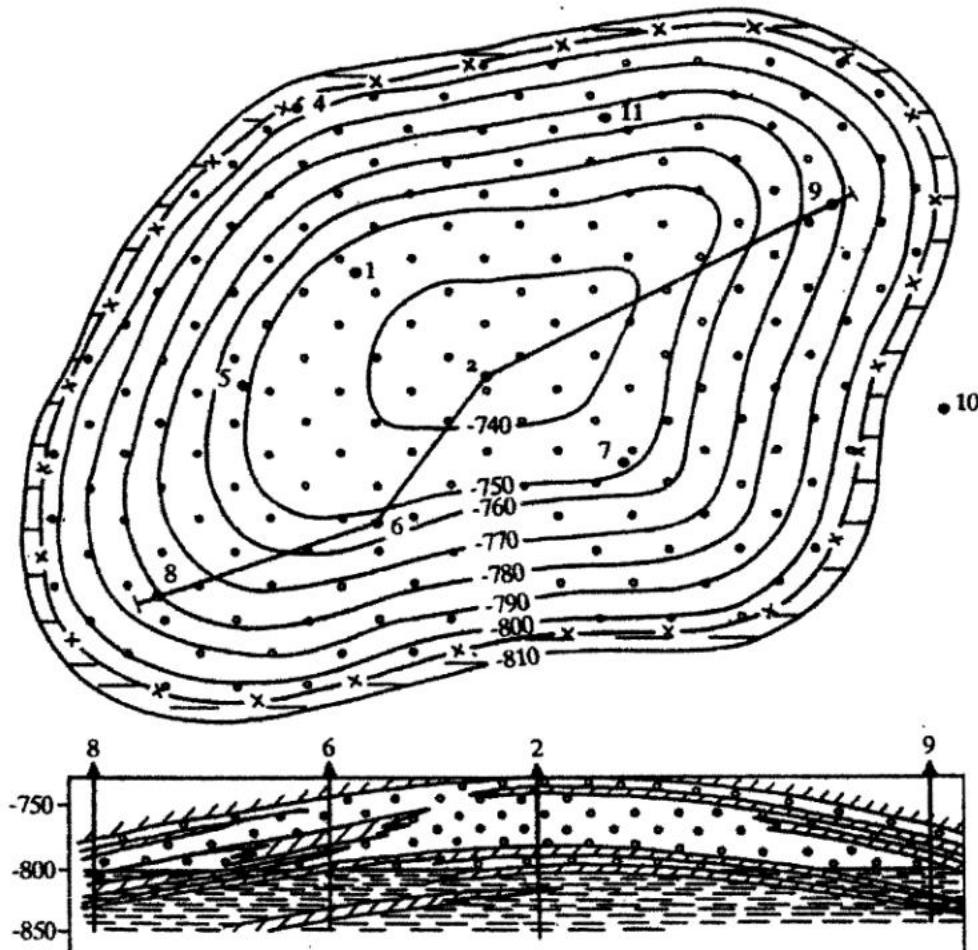


Рис. 7.22. Схематическая структурная карта по кровле продуктивной толщи и геологический разрез Мессояхского газового месторождения, по данным работы (Нефтегазоносные бассейны..., 1994):

Условные обозначения см. на рис. 7.21

Озерное газовое месторождение (рис. 7.23) приурочено к одноименной локальной структуре, осложняющей западный склон Рассохинского мегавала. В нижнемеловых отложениях эта структура представляет собой антиклиналь субширотного простирания с размерами 27×7 км и амплитудой 100 м. Залежь приурочена к толще песчано-алевролитовых пород в нижней части резервуара. Мощность проницаемых газонасыщенных пород в пределах ловушки изменяется от 15 до 31 м. Открытая пористость пород достигает 27 %. По типу ловушки залежь относится к массивным свободным (Нефтегазоносные бассейны..., 1994).

Палеозойский бассейн Мичиган представляет стабильную область со средней нефтеносностью ($500 \text{ т}/\text{км}^2$ при площади 300 тыс км^2), в которой и рифовым постройкам приурочены небольшие, но продуктивные залежи [4]. Бассейн сформировался в ордовикское время над серией более древних грабенов; в конце миссисипского-начале пенсильванского времени (конец раннего-начало среднего карбона) он подвергся слабо выраженному складкообразованию. Основные нефтеносные горизонты расположены здесь: 1) в тектонически нарушенных и доломитизированных породах ордовика; 2) антиклинальных ловушках девонского возраста с меняющейся пористостью; 3) силурских рифах (рис. 7.24). Последние образуют две полосы шириной 15–30 км и длиной 270 и 160 км, которые расположены на северо-западном и юго-восточном окончаниях бассейна (рис. 7.25). Эти зоны, погружающиеся с градиентом 6–26 м/км, представляют собой обрамление древнего континентального плато на границе бассейна. Рифы имеют штокообразную форму и расположены перед рифовым барьером со строматопорами. Они состоят из водорослей, кораллов, строматопор и остатков иглокожих, которые заключены в оболочку из компактных карбонатных и эвапоритовых пород. Развитие рифов было сопряжено с колебаниями уровня моря и эпохами ускоренного опускания. Для рифов характерна ограниченная площадь – от 0,12 до 3,4 км^2 при средней площади в северо-западной зоне 0,32 км^2 . Высота рифов достигает 180 м, а углы наклона склонов составляют 30–45°. Они располагаются на глубинах от 900 м до 2 км. Пористость рифовых построек варьирует от 3 до 37 %. В северо-западной краевой зоне Мичиганского бассейна залежи нефти распределются равномерно: наиболее выдвинутые рифы являются водоносными; со стороны бассейна они ограничены полосой залежей нефти, которые в сторону континента переходят в цепочку газоносных штоков. Рифы, расположенные в наиболее мористой части бассейна, часто цементируются солью, которая обеспечивает покрышку. С 1969 г., года открытия первой залежи, до конца 1976 г. в северо-западной краевой зоне бассейна Мичиган было обнаружено 360 продуктивных рифов, в 221 из которых присутствовали залежи нефти, а в 139 – газовые скопления и только 72 рифа, или около 20 % от их общего числа, оказались непродуктивными. Разведанные запасы бассейна оцениваются в 50 млн т нефти и 80–140 млрд м^3 газа [4].

Специфическим элементом платформенных (надрифтовых) осадочных бассейнов являются карбонатные платформы. Понятие «карбонатная платформа» пришло в лексикон литологов и тектонистов из нефтяной геологии; четкого его определения до настоящего времени нет (Чувашов, 2000). Обычно под карбонатной платформой понимается значительная по размерам и мощности толща

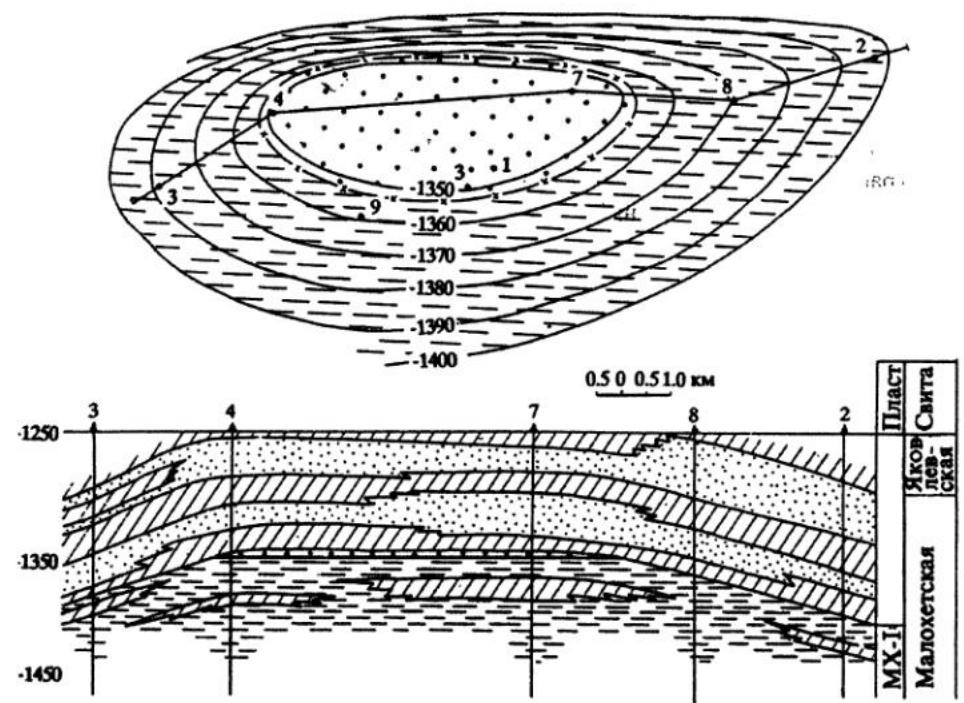


Рис. 7.23.
Схематическая
структурная карта
по кровле продук-
тивной толщи и гео-
логический разрез
Озерного газового
месторождения
(Нефтегазоносные
бассейны..., 1994).

Условные
обозначения см. на
рис. 7.21

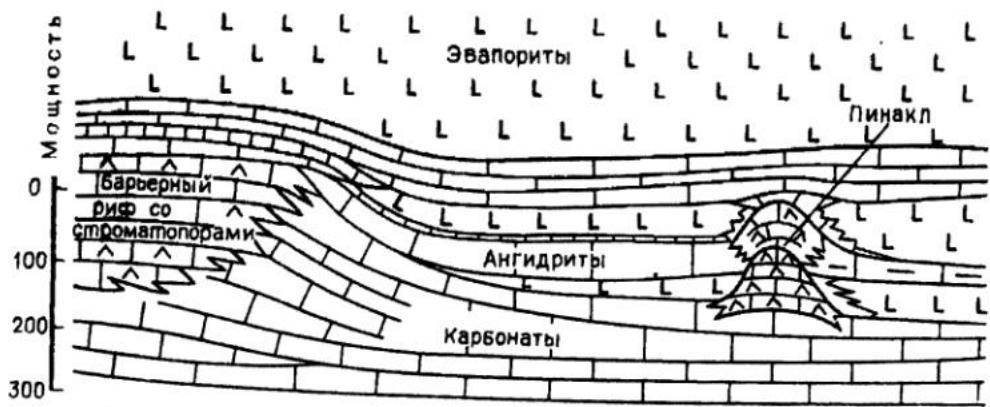


Рис. 7.24. Схематический разрез отложений силура на северной границе бассейна Мичиган, заимствовано из работы [4]

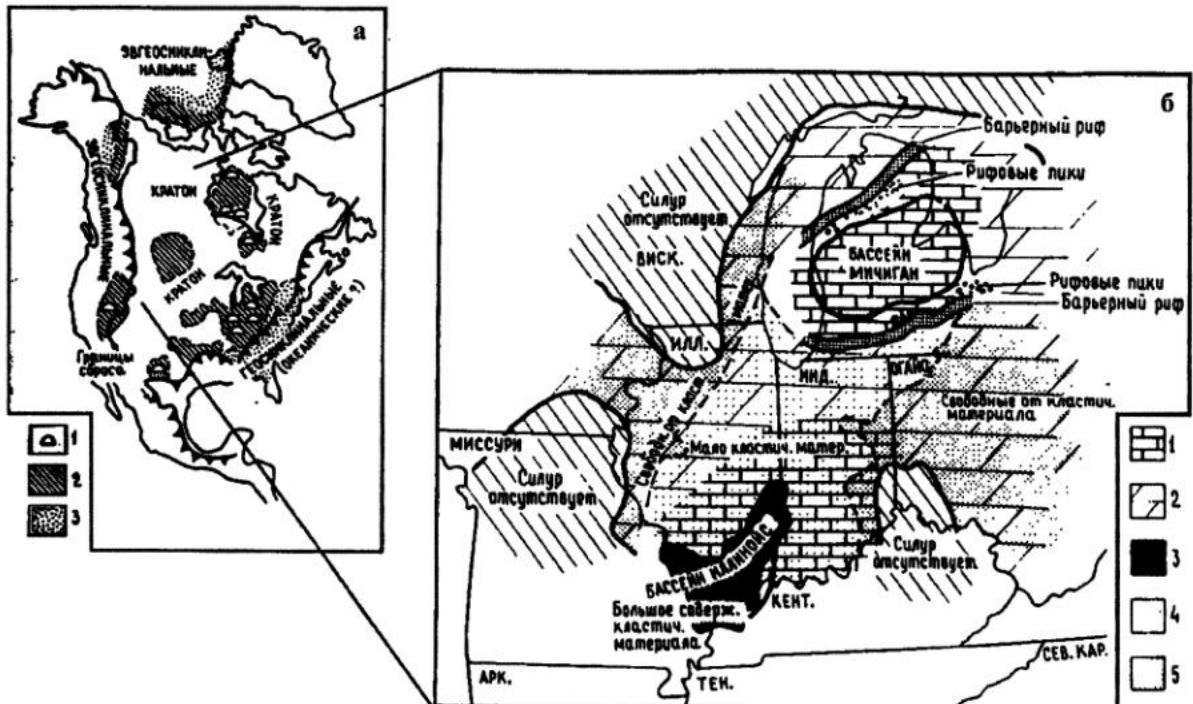


Рис. 7.25. Схема размещения карбонатных построек и фаций среднего силура на Среднем Западе США, по данным из работы [3].

а. Литофации верхов среднего силура: 1 – рифы; 2 – шельфовые карбонаты; 3 – терригенные кластичные (граптолитовые).

6. 1 – преимущественно известняки; 2 – преимущественно доломиты; 3 – «кластические» породы применительно только к карбонатам; 4 – с большим содержанием кластического материала; 5 – с низким содержанием кластического материала; 6 – свободные от кластического материала

генетически связанных мелководных слоистых известняков, характеризующихся сходными особенностями по всей площади развития платформы (рис. 7.26).

Необходимым условием для начала формирования любой карбонатной платформы считается выровненный рельеф. Еще одним фактором ее развития является устойчивое длительное погружение, которое компенсируется накоплением карбонатных илов и песков. Как правило, такое погружение не бывает равномерным и непрерывным, а сопровождается имеющими различную длительность перерывами в осадконакоплении и размывами уже накопившегося осадка. Отдельные характерные слои или пачки в теле карбонатной платформы могут прослеживаться на десятки и сотни километров, что указывает на выдержанность однообразных обстановок на зна-

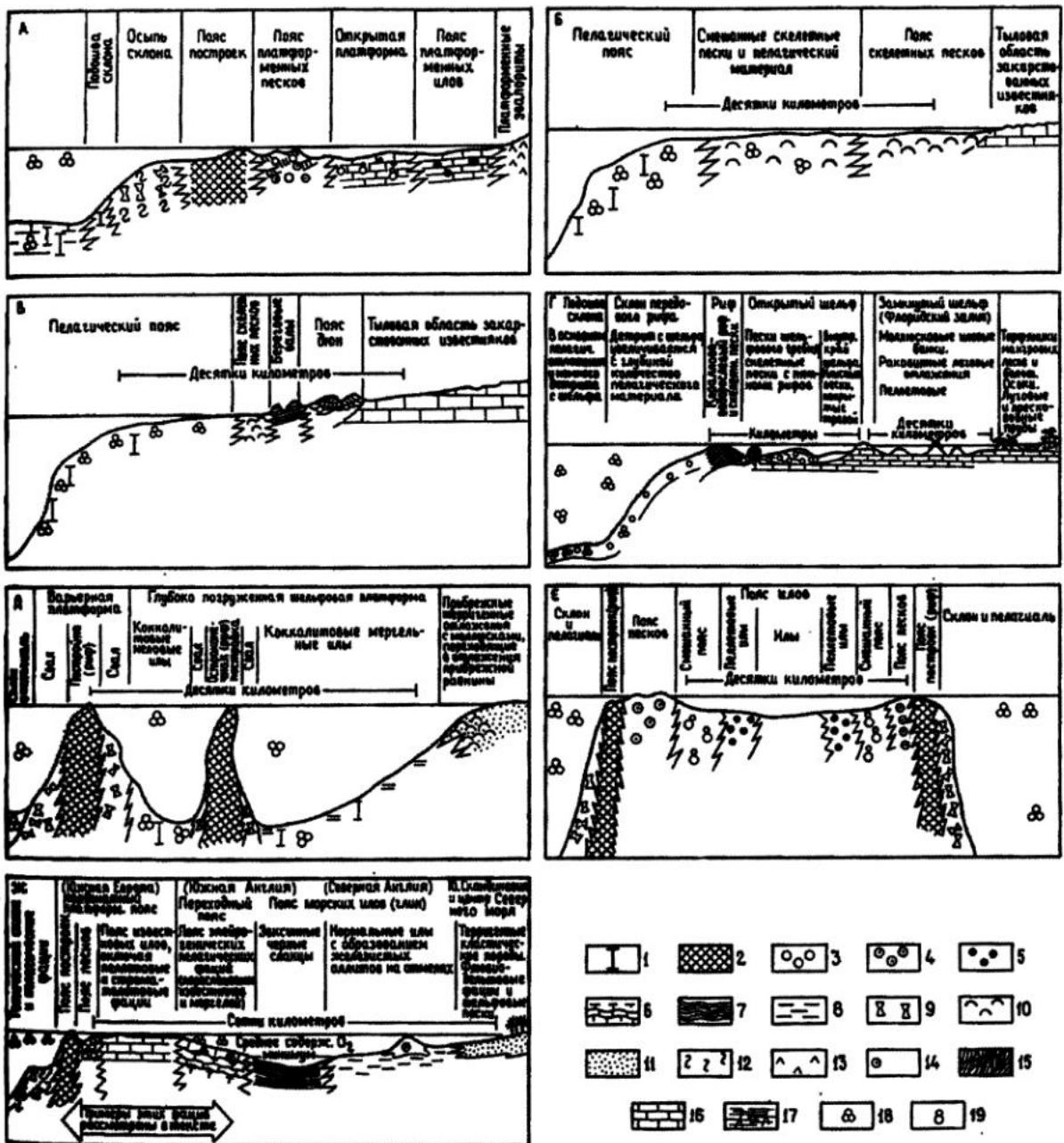


Рис. 7.26. Сравнительное сопоставление моделей современных и древних фациальных поясов мелководных морских карбонатных обстановок [3]:

А – пояс стандартных фаций Уилсона; **Б** – открытый шельф (рамп) современного острова Юкатан; **В** – открытый шельф (склон) поздневисконсинского Юкатана; **Г** – идеализированный шельф полуострова Флорида; **Д** – Гондурас; **Е** – идеализированная окаймленная платформа с шельфовой лагуной; **Ж** – расположение карбонатных фаций на эпейрогеническом шельфе Европы в ранней юре.

1 – меловые известковые илы; 2 – рифовые постройки; 3 – известковые пески; 4 – оолитовые известковые пески; 5 – пеллетовые известковые илы; 6 – мергели и прослои известняков; 7 – битуминозные сланцы; 8 – аргиллиты; 9 – известковые конгломераты и интракласты; 10 – скелетные пески; 11 – терригенные пески; 12 – оползни; 13 – эвапориты; 14 – шамозитовые и сидеритовые железняки; 15 – косая слоистость; 16 – недифференцированные карбонаты; 17 – торф; 18 – пелагический материал; 19 – грейпстоуны или агрегаты

чительных территориях. В то же время даже небольшие по амплитуде колебания уровня Мирового океана (несколько десятков метров) могли привести к прекращению роста карбонатной платформы и вызвать ее разрушение. Сочетание указанных выше условий приводит к тому, что большинство карбонатных платформ имеет сложное, многоярусное строение и обладает определенной, часто значительной подвижностью границ.

Так, например, западная граница визейско-серпуховской карбонатной платформы, расположавшейся в восточной части Русской платформы, в башкирский век сместилась на восток до меридионального течения Волги, т. е. на расстояние 500–600 км, а во второй половине московского века она почти вернулась на то место, где располагалась в серпуховском веке (меридиан г. Москвы). Восточная же ее граница, примыкавшая к Уральскому подвижному поясу, сместилась не столь значительно, но не оставалась долго неподвижной (рис. 7.27).

Примером карбонатной платформы, длительно существовавшей без значительного перемещения границ и без длительных перерывов, является платформа в окрестностях прикаспийского нефтяного гиганта – месторождения Тенгиз, где накопление мелководных карбонатов происходило с фаменского века позднего девона до башкирского века среднего карбона. За это время здесь сформировалась преимущественно известняковая толща, мощность которой превосходит 1,5 км.

По периферии Мексиканского залива в раннем мелу также были сформированы крупные карбонатные платформы (рис. 7.28, 7.29).

Одним из наиболее известных районов развития карбонатных платформ является периферия Мексиканского залива от района Тампико до побережья Юкатана. Доказанные запасы в рассматриваемом бассейне составляют около 8 млрд т нефти и 2,2 трлн м³ газа; потенциальные запасы оцениваются примерно в 30 млрд т нефти [4]. Бассейн карбонатных платформ подразделяется на два суббассейна – Тампико и Реформа-Кампече. Площадь суббассейна Тампико составляет примерно 100 тыс км². Этот суббассейн был единой областью осадконакопления в середине мезозоя, а в меловое время в нем обособилось несколько приподнятых зон, что и определило впоследствии размещение залежей. Например, на северо-западе суббассейна, на погружении Сьерра-Тамаулипас, формировались плотные микритовые известняки с битуминозными пропластками, осложненные в результате складкообразования трещинами. В описываемом районе начальные запасы нефти составляли около 140–180 млн т. На краю выступа фундамента

мощность известняков резко возрастает; здесь преобладают биостромы с кораллами, напоминающие современные Багамы. Это т.н. «фауна Эль-Абра», представляющая собой дугообразную цепь выступов фундамента длиной около 200 км. К выступам приурочены мощные рифовые массивы, вмещающие ряд залежей с начальными запасами примерно в 250 млн т. Западнее этого пояса залегают известняки с рудистами и биокластические известняки с водорослями и рифовыми постройками («фауна Тамабра»). На второй цепи выступов, образующей группу месторождений Песа-Рика, расположено самое крупное в рассматриваемом бассейне месторождение, имевшее начальные запасы нефти более 400 млн т. В рассматриваемом суббассейне нефтеносными являются также юрские калькаринты. Характерной особенностью большинства коллекторов в суббассейне Тампико является их высокая средняя пористость (35–40 %) и очень высокая проницаемость, обеспечивающие дебиты скважин до 38 тыс т/сут. Глубины залегания коллекто-

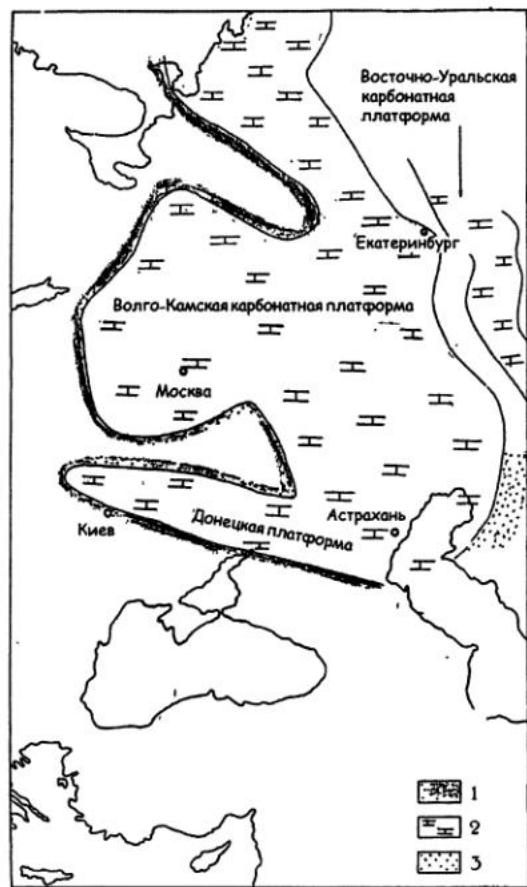


Рис. 7.27. Визейско-серпуховские карбонатные платформы Уральского подвижного пояса (Чувашов, 2000):

1 – эрозионная западная граница КП; 2 – Волго-Камская и Восточно-Уральская КП; 3 – глубоководные, преимущественно некарбонатные отложения, разделяющие КП

Рис. 7.28. Схематическая карта расположения основных нефтегазоносных провинций Мексиканского залива на юге США, по (Перродон, 1991)

ров варьируют от 400 до 2400 м. Мощность глинистых покрышек достигает нескольких сотен метров; возраст их варьирует от позднего мела до олигоцена.

Суббассейн Реформа-Кампече расположен в южной части Мексиканского залива и подразделяется на две крупные зоны: на суше это т. н. зона Реформа, на континентальном шельфе, у побережья п-ова Юкатан, - зона залива Кампече. Наземная часть суббассейна соответствует приподнятой зоне, разделяющей два миоценовых прогиба – Макуспана и Истм. Начальные запасы нефти составляли в них около 170 млн т нефти и 215 млрд м³ газа. Начало формирования осадочного выполнения суббассейна пришлось на юрское время, когда произошло накопление относительно мощного комплекса солей, мергелей и черных известняков. С его дальнейшим преобразованием связано образование некоторых куполов. Черные известняки, как предполагается, являются основной нефтематеринской породой. Отложения келловейско-сеноанского интервала представлены мощной карбонатной серией, в составе которой реконструированы отложения открытой части бассейна, присклоновые фации и близбереговые образования. Последние представлены мелкозернистыми известняками с пропластками черных мергелей. В качестве коллекторов выступают обломочные карбонаты, калькарениты и отложения рифовых фаций. В позднем мелу накапливались более глубоководные известняки, известняковые турбидиты, мергелистые осадки и глины.

Палеоценовые отложения на континентальном шельфе представлены мелководными карбонатными образованиями, а на суше – плотными известняками и ангидритами. Главной покрышкой выступают здесь плотные темно-серые мергели. Выше палеоценовых отложений залегает мощная (3–3,5 км) песчано-глинистая последовательность, характе-

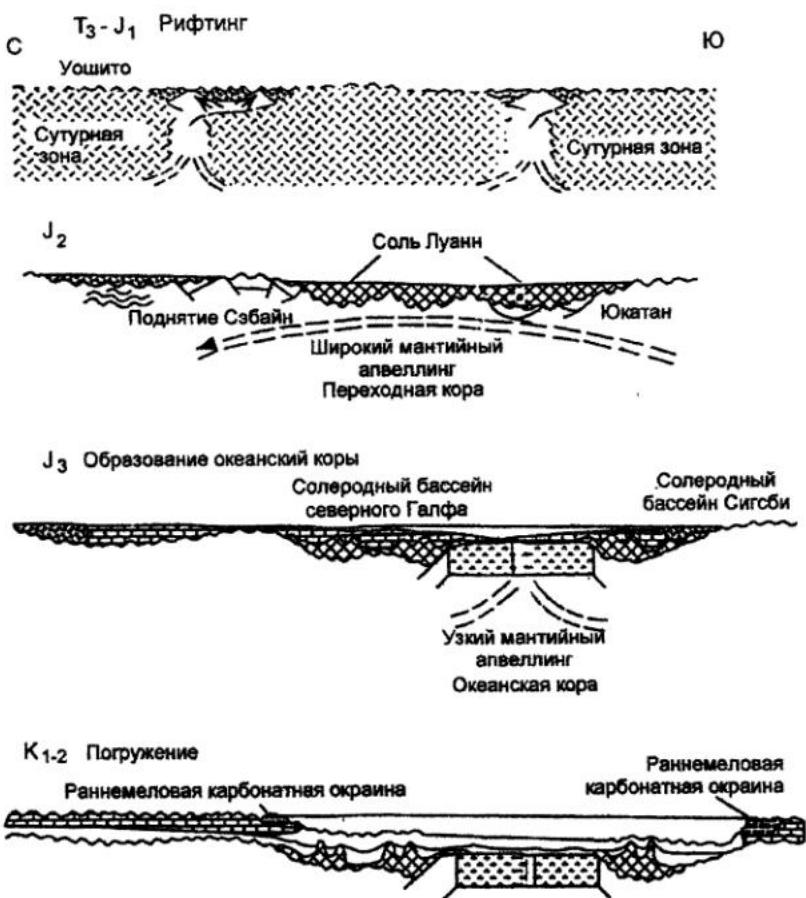
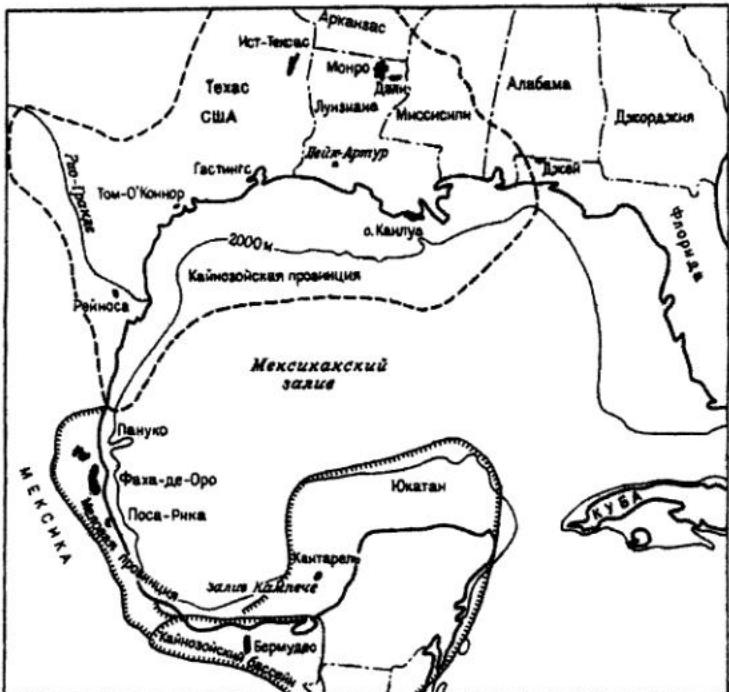


Рис. 7.29. Основные этапы эволюции впадины Мексиканского залива [6]

ризующаяся повышенной известковистостью в области шельфа. Главными типами коллекторов в суббассейне Реформа-Кампче являются средне- и верхнемеловые карбонаты, биокластические известняки и калькарениты, которые часто доломитизированы, нарушены трещинами и содержат карстовые пустоты. Средняя их мощность составляет 500 м, но иногда она превышает 1000 м. В мористой области суббассейна продуктивными являются также и палеоценовые известняки. Мощность всего комплекса коллекторов в зоне Реформа варьирует от 200 до 3000 м; на сушу он располагается на глубинах 4–5 км, в море – около 3 км. Средние дебиты скважин составляют здесь от 1 до 1,2 тыс т/сут; максимальные дебиты равны ~ 4,5 тыс т/сут [4]. Покрышки в описываемом суббассейне образованы третичными глинами, мощность которых достигает нескольких сотен метров. Подавляющая часть ловушек принадлежит смешанному типу: частично это структурные ловушки, связанные с соляной тектоникой и горстовыми структурами, которые наложены на первичные стратиграфические ловушки. Присутствуют также ловушки в рифовых постройках. Общие запасы нефти в рассматриваемом суббассейне в начале 1984 г. оценивались примерно в 7 млрд т [4]. Эти запасы распределяются по нескольким гигантским месторождениям, образованным, как это часто бывает, за счет слияния залежей, первоначально считавшихся самостоятельными. В суббассейне Реформа находится несколько месторождений (Самария, Куандуакан, Ирид и др.), которые, вероятно, входят в состав единого гигантского комплекса Бермудес, имеющего площадь 150 км² и запасы на уровне 600 млн т нефти. Площадь еще одного гигантского месторождения в зоне залива Кампче – месторождения Кантарель – достигает 200 км²; запасы его составляют около 2,8 млрд т. Общие запасы зоны залива Кампче оцениваются примерно в 4 млрд т нефти [4].

По форме среди карбонатных платформ различаются изометричные, клиновидные, линейные, расщепленные и мозаичные (Чувашов, 2000) (рис. 7.30).

Изометричные платформы имеют близкие значения длины и ширины и характеризуются примерно равными мощностями карбонатной толщи на всем протяжении. Наиболее ярким примером такого типа платформ является визейско-серпуховская платформа Русской платформы и Урала (мощность карбонатов этого возраста у восточной окраины платформы на западном склоне Урала превосходит мощность подмосковного разреза не более чем в 2 раза).

Клиновидные платформы имеют резкие различия в мощностях у противоположных краев. Примером платформ этого типа являются раннепермские платформы Русской платформы.

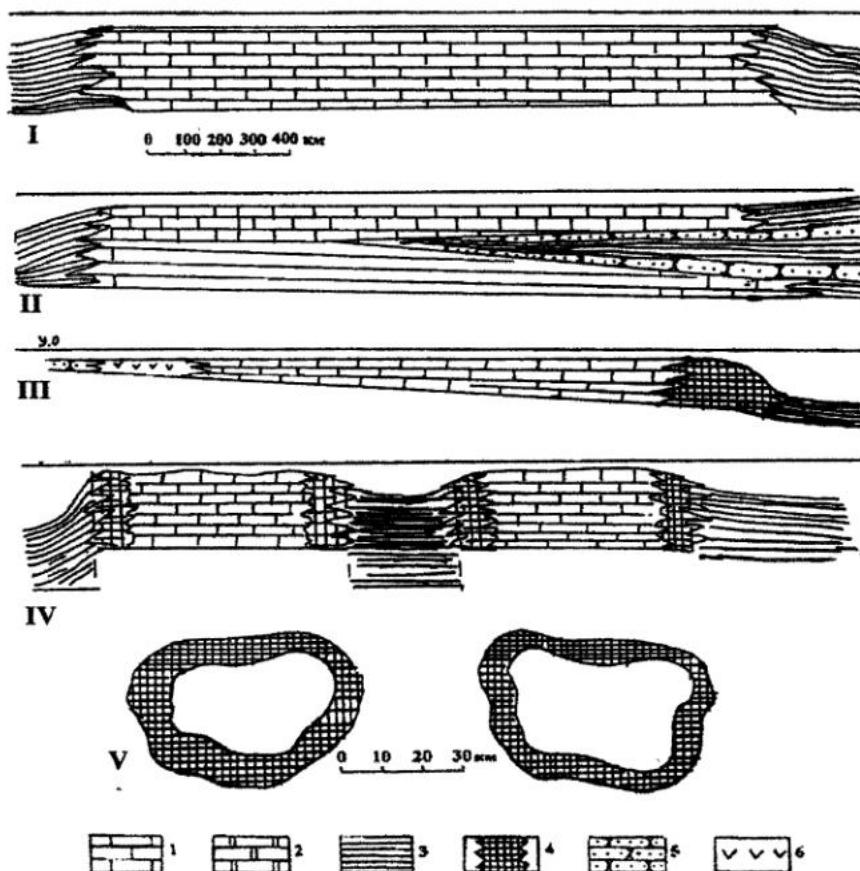


Рис. 7.30. Основные морфологические типы карбонатных платформ (Чувашов, 2000):

I – изометрическая КП с однообразными границами; II – расщепленная КП с вклиниванием осадков другого типа; III – клиновидная КП с разным ограничением; IV, V – мозаичная карбонатная платформа (IV – на профиле, V – в плане).

1 – слоистые известняки; 2 – доломиты; 3 – аргиллиты; 4 – органогенные постройки; 5 – песчаники; 6 – эвaporиты

Линейные платформы отличаются абсолютным преобладанием длины по отношению к ширине. Этот тип платформ характерен для подвижных поясов. Как правило, линейные платформы образуются на удлиненных горстовидных блоках, куда не поступает терригенный материал.

Расщепленные карбонатные платформы могут включать по периферии мощные клинья пород другого типа. Хорошим примером может служить раннекаменноугольная платформа Русской плиты в момент накопления наземных угленосных отложений раннего-среднего визе, которые с севера вклиниваются между карбонатами турне и верхнего визе.

Мозаичные платформы представляют сочетание серии относительно небольших, генетически связанных карбонатных платформ, каждая из которых отделена от другой относительно глубоководными, маломощными глинисто-мергельными отложениями. Наиболее яркими примерами современных образований подобного рода являются Багамские острова в Карибском море и Белиз-Юкатанская группа островов (Gishler, Lomando, 1999).

Ископаемая мозаичная карбонатная платформа существовала в позднем девоне на территории Волго-Уральской области, представлявшей серию поднятий и прогибов (рис. 7.31). На поднятиях накапливались мелководные известняки и доломиты; во второй половине франского века поднятия были окружены рифовым кольцом, наподобие современных атоллов. В редких случаях в центральной части атолла была обособлена лагуна с эвапоритами (Чувашов, 1968). В фамене на поднятиях формировались преимущественно доломиты, по периферии поднятий они были окружены кольцом слоистых карбонатных пород. Местами среди этих карбонатов залегают бактериально-строматолитовые биогермы. Поднятия были разделены полями развития существенно иных отложений – маломощных сильно битуминозных темно-серых и черных аргиллитов, мергелей, глинистых известняков и кремней («доманикиты») (рис. 7.32), содержащих относительно глубоководный комплекс органических остатков. Суммарная мощность позднедевонских карбонатов зон поднятий достигает 1000 м, и суммарная мощность одновозрастных «доманикитов» в грабенах составляет всего 200–300 м.

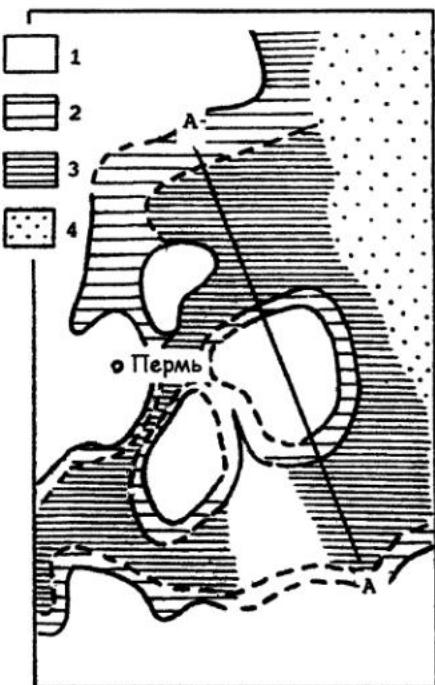


Рис. 7.31. Расположение поднятий и депрессий на западном склоне Среднего Урала и в Пермском Прикамье (Чувашов, 2000):

1 – сводовые части поднятий (зона развития слоистых карбонатов); 2 – полосы распространения органогенных построек; 3 – глубоководные глинисто-мергельные отложения («доманикиты»); 4 – глубоководные отложения Лемвинской структурно-фациальной зоны.

А-А – позиция профиля (см. рис. 7.32)

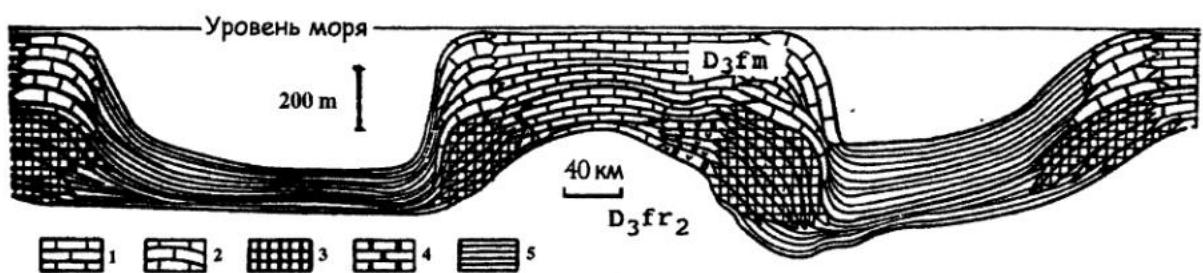


Рис. 7.32. Профиль через Кыновско-Чусовское поднятие (Чувашов, 2000):

1 – слоистые известняки; 2 – грубоплитчатые фаменские агломерты; 3 – аскынские органогенные постройки «пермяковского типа»; 4 – доломиты; 5 – глубоководные глинисто-мергельные битуминозные маломощные отложения (доманикиты)

Мозаичные платформы существовали также в позднем девоне на территории Западной Канады (провинции Альберта и Британская Колумбия) (Whalen et al., 2000) и в поздней перми в Южном Китае (Wang et al., 1994). Образование мозаичных карбонатных платформ свидетельствует об особых условиях седиментогенеза в условиях крупномасштабного растяжения (Чувашов, 1999), сопровождающегося стабильным, но неравномерным погружением.

По периферии карбонатная платформа обычно окружена терригенными или вулканогенными породами, по отношению к которым она занимает более возвышенное положение, исключающее постоянный привнос кластического материала или распространение на территорию платформы вулканогенных пород.

Для Уральского складчатого пояса характерны удлиненные линейные карбонатные платформы (рис. 7.33), которые соседствовали либо с вулканогенными, либо с терригенными образованиями, либо теми и другими совместно. Такая форма карбонатных платформ отражает первичную особенность субстрата, расчлененного на субмеридиональные поднятия и грабены шириной в 30–50 км.

Крупные карбонатные платформы существовали на восточной пассивной палеозойской окраине Восточно-Европейской платформы и территории современного Урала в позднем девоне и раннем карбоне. Их появлению предшествовала перестройка структурного плана и образование системы грабенов и разделяющих их горстов, в результате чего восточный край платформы оказался разделен на две крупные области с разным структурным планом и различной историей седиментогенеза. Позднедевонские грабены хорошо реконструируются здесь по резкому увеличению мощности и изменению литологии некоторых горизонтов верхнего девона. Так, например, в Казанско-Кажимском авлакогене мощность среднекыновского горизонта раннего франа составляет почти 800 м, а слагающие его породы представлены чередованием аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников (Румянцев, 1967), тогда как обычная мощность полного кыновского горизонта на Русской платформе и на западном склоне Урала изменяется от 0 до 15–25 м. Процессы растяжения, сопровождавшиеся значительной вулканической активностью, привели к образованию мозаичной карбонатной платформы – системы глубоководных депрессий с глинисто-мергельно-кремнистыми осадками и поднятий, на которых накапливались мелководные карбонаты. Начиная с кыновского времени рассматриваемая территория находилась в состоянии длительного погружения, которое полностью компенсировалось осадконакоплением на поднятиях, а в депрессиях (грабенах) за счет недокомпенсации глубина моря резко возрастала. К началу ассынского времени своды отдельных поднятий оказались выше уровня моря. После краткого замедления погружение возобновилось и на краях поднятий сформировались органогенные постройки мощностью 100–300 м. На границе франского и фаменского веков равновесие между погружением и осадко-

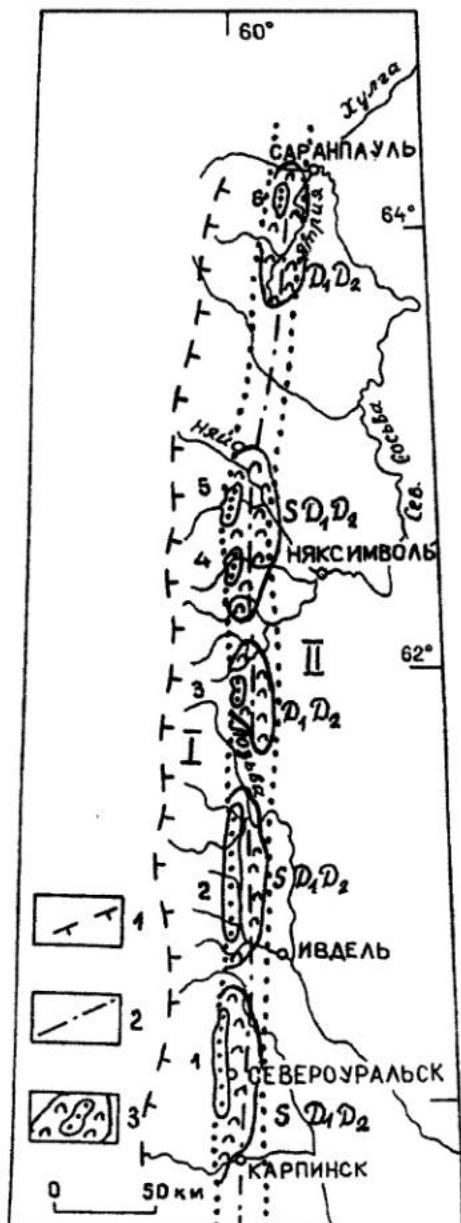


Рис. 7.33. Карбонатная платформа линейного типа – силурийско-девонские карбонатные отложения Тагильского погружения, по В.П. Шатрову с изменениями, заимствовано из работы (Чувашов, 2000):

1 – Кумбинско-Петропавловская структурно-фациальная зона; II – Туринская структурно-фациальная зона. 1 – западная граница Тагильского погружения; 2 – глубинный листрический Крутоловско-Коноваловский разлом; 3 – контуры выходов карбонатов на дневную поверхность (сплошная линия); прерывистой линией показаны предполагаемые площади развития карбонатов

накоплением вновь нарушилось. В лытвинское время на всей территории современного западного склона Урала наблюдается быстрая смена всех типов осадков мелководными известняками с богатой и разнообразной фауной, что свидетельствует о повышении уровня моря и существенном обновлении биоты. В Лемвинской и Сакмарской структурно-фацальных зонах в позднем девоне были развиты преимущественно глубоководные некарбонатные осадки.

В раннем карбоне на Урале и в прилегавших к нему районах сформировались две карбонатные платформы. Время формирования первой платформы – турнейский век. Период существования второй – визе и серпухов, а также полностью или частично башкирский век. В турнейском веке на востоке Русской платформы, Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской зоны продолжала существовать мозаичная карбонатная платформа, однако к концу турне она прекратила свое существование.

В раннем и среднем визе на востоке Русской платформы и на территории Западного Урала Б.И. Чувашов (2000) выделяет следующие карбонатные платформы: 1) Волго-Камскую, которая простиралась от Подмосковья до Западного Урала и 2) Восточно-Уральскую, которая продолжалась и на территории Западно-Сибирской плиты. Восточное ограничение Волго-Камской платформы на некоторых участках имеет эрозионный характер, местами сохранились ее конседиментационные очертания. Верхневизейские, серпуховские и башкирские известняки образуют на западном склоне Урала и на востоке Русской платформы единую карбонатную платформу с максимальной мощностью порядка 675 м. На восточном склоне Южного Урала карбонатные фации турне известны лишь в немногих местах; в основном же этот временной интервал представлен вулканогенными или вулканогенно-терригенными образованиями. На восточном склоне Среднего и Северного Урала фаменские карбонаты переходят в турнейские известняки, и, следовательно, фаменская мозаичная карбонатная платформа продолжала существовать и в турне. Как и на западном, на восточном склоне Урала на границе турнейского и визейского веков образовалась мощная (до 1200 м) угленосная толща. Угленосные образования ранне-го-среднего визе прослеживаются от широты Ивделя до Мугоджара. Их формирование происходило в условиях растяжения в субмеридионально ориентированных грабенах. К западу угленосные отложения переходят в морские флишоидные толщи. К востоку, в Тургайском прогибе, фаменские, турнейские и нижне-средневизейские отложения местами образуют единую мощную (более 1 км) толщу карбонатных пород. Кроме того, на этом же уровне отмечены вулканогенные и терригенные отложения. Таким образом, в Тургайском прогибе можно предполагать более длительное существование мозаичной карбонатной платформы.

Прекращение роста карбонатных платформ происходит по многим причинам, главной из которых является нарушение равновесия в скорости погружения платформы и образовании мелководных карбонатных осадков (Чувашов, 2000). Очень часто при этом на поверхности платформы возникают изолированные водоемы с эвапоритами и предшествующими им седиментационными доломитами.

7.3. Сдвиговые бассейны в пределах рифтогенных систем

Сдвиговые бассейны присутствуют в широком наборе современных обстановок: 1) вдоль зон разломов, ассоциирующих с океанскими хребтами; 2) вдоль главных трансформных границ плит внутри океана (желоб Кайман); 3) на континентальных окраинах (бассейн Карьяко в северной Венесуэле); 4) на ранних стадиях разделения континентов (Калифорнийский залив и трог Солтон); 5) в пределах континентальной коры вдоль всех зон крупных сдвигов (бассейны Калифорнийского бордерленда, Бассейн хребтов и Мертвое море). Кроме того, они могут располагаться в задутовых областях, таких, как Андаманское море [3].

С открытием взаимосвязей между глубокофокусными землетрясениями, современными орогенными поясами и конвергентными границами плит стала просматриваться возможность того, что некоторые орогенные пояса могут быть связаны с крупными сдвиговыми границами плит, однако многие глобальные плитно-тектонические построения и модели начала 70-х гг. прошлого века не рассматривали сдвиговые границы или модели. Причинами этого были как существенные упрощения в двухмерных моделях плейттектоники, так и кажущееся отсутствие следов магматической и метаморфической деятельности в районах крупных сдвигов, где кора, по образному выражению авторов монографии [3], «...скорее консервируется, чем создается или поглощается». Сдвиги являются разломами, по которым перемещение происходит параллельно плоскости разрыва. Сдвиги могут являться границами плит (например, разлом Сан-Андреас в Калифорнии, Альпийский разлом в Новой Зеландии или разломы, ог-

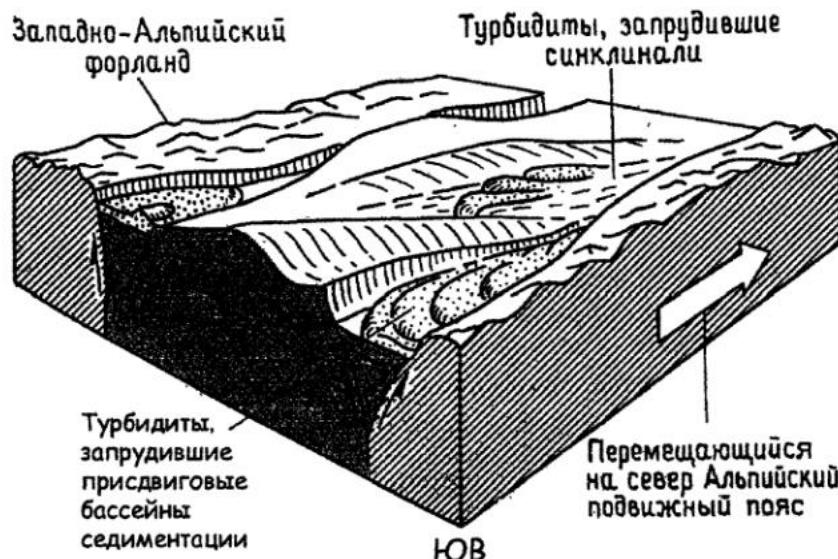
граничивающие Карибскую и Индийскую плиту) или микроплит; иногда они формируются на границе подвижного пояса и форланда (рис. 7.34). Значительно чаще геологи имеют дело, однако, с внутриплитными разломами или относительно мелкомасштабными разрывами со смещением всего в несколько сотен или даже десятков метров [3].

Трансформные сдвиги ограничивают либо спрединговые хребты, либо зоны субдукции. Они могут встречаться на континентах (например, сдвиг Сан-Андреас) или в океанах. Здесь сдвиги бывают двух типов: первичные и вторичные, хотя различие между ними провести, как правило, нелегко. Вторичные, или трансформные, разломы (срединно-океанических) хребтов являются результатом спрединга. Первичные, или граничные трансформные, разломы проявляются в виде крупных зон в океанском дне и могут быть следствием ранее существовавших разломов в континентальной коре. Они могут отделять континентальную кору от океанической, примеры чего мы видим у побережья Юго-Восточной Африки, где сдвиги формируют континентальную окраину.

Конкретные сдвиги редко прямолинейны. Они имеют тенденцию к изгибу, расщеплению на несколько ветвей, которые могут опять сливаться друг с другом. Часто они прерываются, смещающие один относительно другого, формируя эшелонированные разломы, особенно при движениях регионального масштаба (Silvester, 1988). Эта сложная картина реализуется в зонах локального сжатия и растяжения: при растяжении образуются осадочные бассейны (рис. 7.35), тогда как при сжатии подъем приводит к эрозии и, соответственно, к перемещению кластики в ряд расположенные бассейны [3].

Главная особенность сдвигов или кулисообразных сбросов заключается в том, что на контакте с ними образуются эшелонированные складки, оси которых несколько смещены по отношению к направлению разлома [4]. Такие эшелонированные антиклинали образуют хорошо замкнутые, часто веерообразные ловушки, которые к тому же формируются на стадии опускания, то есть достаточно рано. Однако часто такие складки разорваны разломами, которые могут нарушать замыкания структур. Смещения в результате растяжений и сжатий в ходе развития кулисообразных нарушений проявляются в вертикальных перемещениях различных блоков, поэтому приподнятые блоки как правило подвергаются эрозии и обеспечивать накопление осадков в рядом расположенных опущенных зонах. Коллекторы в таких нестабильных бассейнах, как правило, терригенные и неоднородные; достаточно часто встречаются глубоководные турбидитовые отложения. Образование депрессий, благоприятных для формирования замкнутых сред, способствует возникновению нефтематеринских пород, созревание которых облегчается повышенными геотермическими градиентами. Таким образом, для сдвиговых осадочных бассейнов характерны следующие особенности: 1) повышенные термические потоки; 2) относительно короткий период формирования, не превышающий, как правило, 20 млн лет [4]; 3) вытянутая узкая и глубокая форма; 4) высокие скорости осадконакопления; 5) раннее образование структур, благоприятных для улавливания УВ, и их частое нарушение разломами.

Форма сдвиговых осадочных бассейнов зависит от рисунка разломов (рис. 7.36). Изогнутые и сетчатые в плане разломы приводят к появлению клиновидных или эллипсовидных бассейнов.

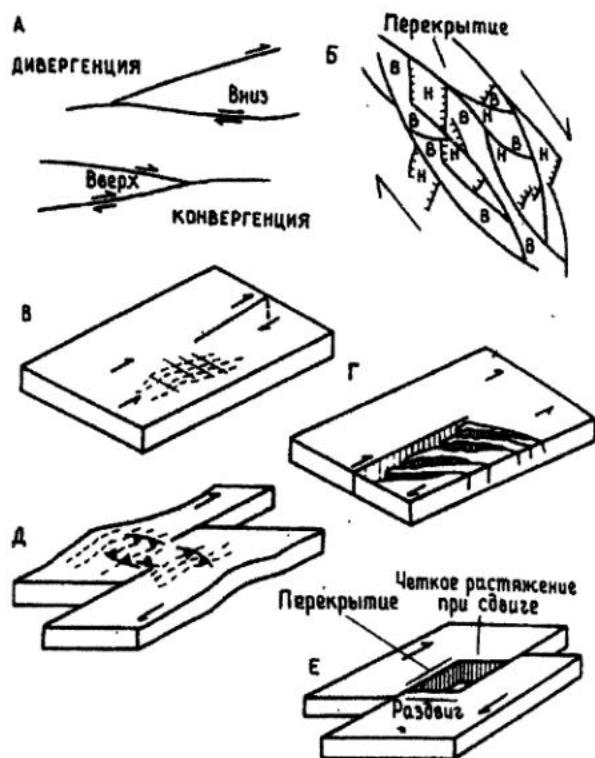


В областях сдвигов с горизонтальным смещением отдельных сегментов формируются прямоугольные или ромбовидные бассейны растяжения, примерами которых являются трог

Рис. 7.34. Принципиальная модель строения осадочных бассейнов растяжения, существовавших во время накопления флишевых отложений в Западных Альпах [3]

Рис. 7.35. Основные типы разломов, формирующиеся при правостороннем сдвиге и приводящие к образованию существующих впадин растяжения и сжатых приподнятых блоков [3]:

А – дивергенция и конвергенция разломов; Б – ветвистый рисунок разломов с клиновидными поднятиями, понижениями, а также с бассейнами растяжения вдоль сдвига; В и Г – типы выклинивания разломов; Д и Е – разломы с поперечным смещением (Е – с правосторонним). Н и В – низкие и высокие участки рельефа



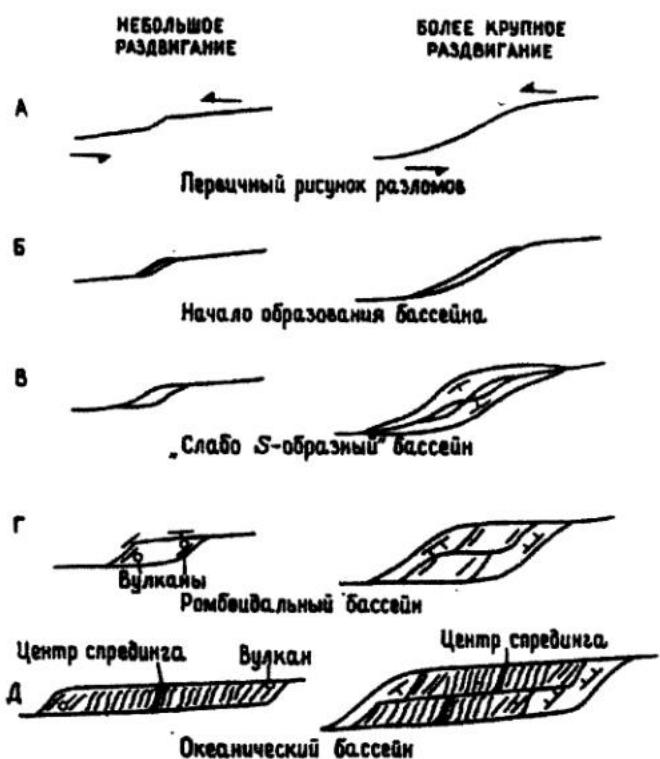
Солтон в Калифорнии и Мертвое море. Рисунок складок и разломов в сдвиговых бассейнах и соседних областях деформаций часто можно объяснить с помощью простых сдвиговых моделей. Если известно направление перемещения по горизонтальному сдвигу, то можно предсказать ориентацию складок и разломов. И, наоборот, если известен структурный рисунок, то становится предсказуемым направление перемещения в зоне сдвига. Часто по мере развития смещений в области основного сдвига происходит вращение мелких блоков и прилежащие к ним небольшие осадочные бассейны испытывают существенные, но не связанные друг с другом в ряду расположенных бассейнах деформации. Многие крупные зоны сдвига отражают разломы фундамента, по которым в прошлом происходили разнонаправленные движения.

При доминировании в целом горизонтальных перемещений по сдвигам в любом данном месте основное смещение имеет крутой наклон [3]. Это вертикальное перемещение может быть быстрым и значительным. Например, для Альпийского разлома замерены скорости перемещения до 10 м/1000 лет. Именно такое быстрое перемещение наиболее сильно влияет на осадки в сдвиговых системах. В более древних тектонических структурах, где получить доказательства латерального перемещения очень трудно, вертикальные смещения могут быть единственным свидетельством движений по сдвигу.

Опубликованные в геологической литературе модели бассейнов, связанных

Рис. 7.36. Модель развития при-сдвиговых осадочных бассейнов растяжения, по данным работы [3]:

А – зарождение бассейнов на концах непараллельных, прерывистых, с левым поперечным смещением левосторонних сдвигов; Б и В – S-образный бассейн в зоне косого сегмента разлома; Г – ромбовидный бассейн с вулканами и оползнями вдоль склонов; ширина данного бассейна растет синхронно с его длиной; Д – узкий океанический трог с короткими прямоугольными центрами спрединга



ных с зонами сдвигов, созданы на основе либо теоретических и экспериментальных, либо полевых наблюдений. Установлено, что отношение длины к ширине в бассейнах растяжения вдоль сдвигов должно, видимо, возрастать со временем, так как ширина определяется главными разломами и, следовательно, должна оставаться постоянной, в то время как длина возрастает. Тем не менее измерения, проделанные в сдвиговых бассейнах, показали замечательное постоянство отношения длины к ширине, равное 3:1. Объяснением этому парадоксу могут быть два возможных механизма: 1) слияние соседних бассейнов по мере того, как каждый из них увеличивается в длину, и 2) образование параллельных предыдущим новых разломов, компенсирующих большее по размеру смещение [3].

Трудность построения моделей, основанных на морфологии бассейнов, состоит в том, что форма бассейнов постоянно изменяется или за счет увеличения при термически обусловленном погружении, или при поверхностном образовании разломов на краях бассейна с образованием оползней, или за счет уменьшения в результате осадконакопления. Так называемые «расплющенные» сдвиговые бассейны существуют там, где сдвиги поперечны к векторам между плитных смещений и развиваются вдоль разломов, связывающих непротяженные и непараллельные сдвиги. Представляется, что эта модель больше подходит к тем бассейнам, в которых мало осадков, например к океанским впадинам, чем к тем расплющенным бассейнам, которые известны на суше, – Мертвое море и Бассейн хребтов, где седиментация и углубление со временем явно асимметричны вдоль бассейнов.

Движения по крупным сдвигам редко бывают чисто поперечными; обычно они имеют существенную боковую составляющую, и так называемое сдвиговое перемещение может быть или дивергентным (транстенсильным), или конвергентным (транспрессивным). Дивергентные сдвиги приводят к ясно видимой взаимосвязи между обычным образованием разломов, формированием осадочных бассейнов и магматической деятельностью. Конвергентные сдвиги приводят к складчатости и подъему с образованием надвигов и опрокинутых разломов. Природа многих сдвиговых систем со временем изменяется. Например, из системы разломов Сан-Андреас, и Альпийский разлом изменили характер от транстенсильных систем в миоцене до существенно транспрессивных в плиоцене [3].

Наиболее важными чертами осадочных бассейнов, связанных с крупными сдвигами, являются: ярко выраженная латеральная фациальная изменчивость выполняющих их отложений, очень большая мощность быстро накаплившихся осадков, обильное поступление осадочного материала из множества источников; синседиментационные несогласия и деформации, иногда в форме интенсивных надвигов вдоль краев бассейнов. Общие закономерности осадочного выполнения бассейнов, связанных со сдвигами, могут быть суммированы следующим образом: 1) быстрое латеральное выклинивание формаций как в продольном, так и в поперечном направлениях; 2) резкая асимметрия в распределении мощностей формаций у противоположных бортов бассейна.

Так, на примере одного из морских сдвиговых бассейнов Калифорнийского бордерленда (рис. 7.37) можно видеть, что краевые клинья обломочных осадков внутренних подводных конусов и склонах отложений к центру бассейна переносят в песчаники, накаплившиеся в подводных конусах. Основная по объему верхняя часть разреза представлена или песчаниками, или гипсоморфическими глинами в зависимости от наличия источников осадочного материала.

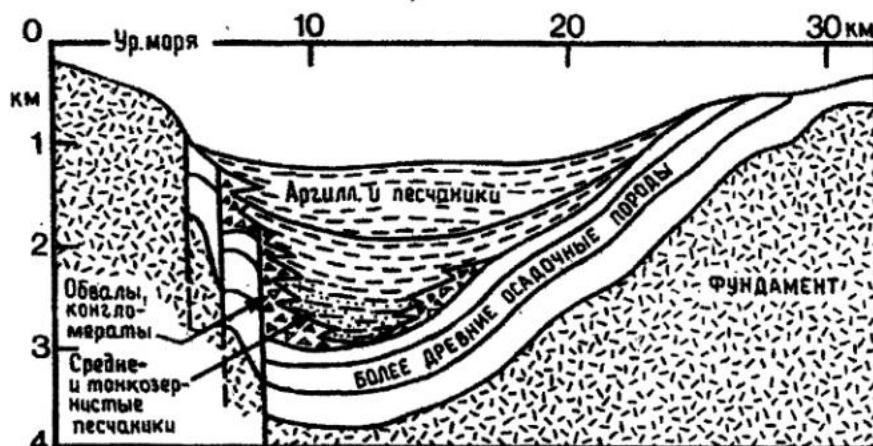


Рис. 7.37. Модель развития морского сдвигового бассейна Калифорнийского бордерленда (заимствовано из работы [3]).

Наиболее хорошо изученными осадочными бассейнами данного типа являются в настоящее время впадины Калифорнийского континентального бордерленда, неоген-четвертичный бассейн Мертвого моря и трог Солтон-Си (рис. 7.38, 7.39) [1, 3].

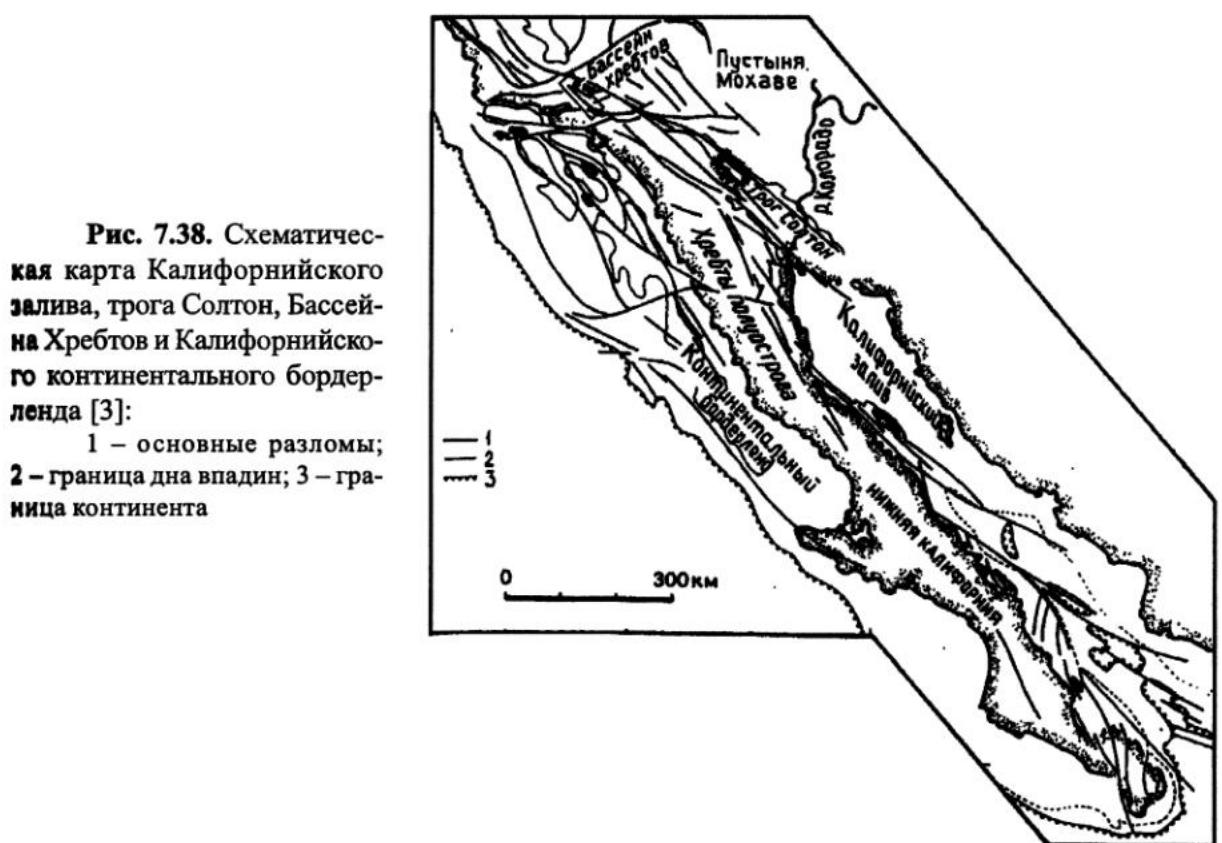


Рис. 7.38. Схематическая карта Калифорнийского залива, трога Солтон, Бассейна Хребтов и Калифорнийского континентального бордерленда [3]:

1 – основные разломы;
2 – граница дна впадин; 3 – граница континента

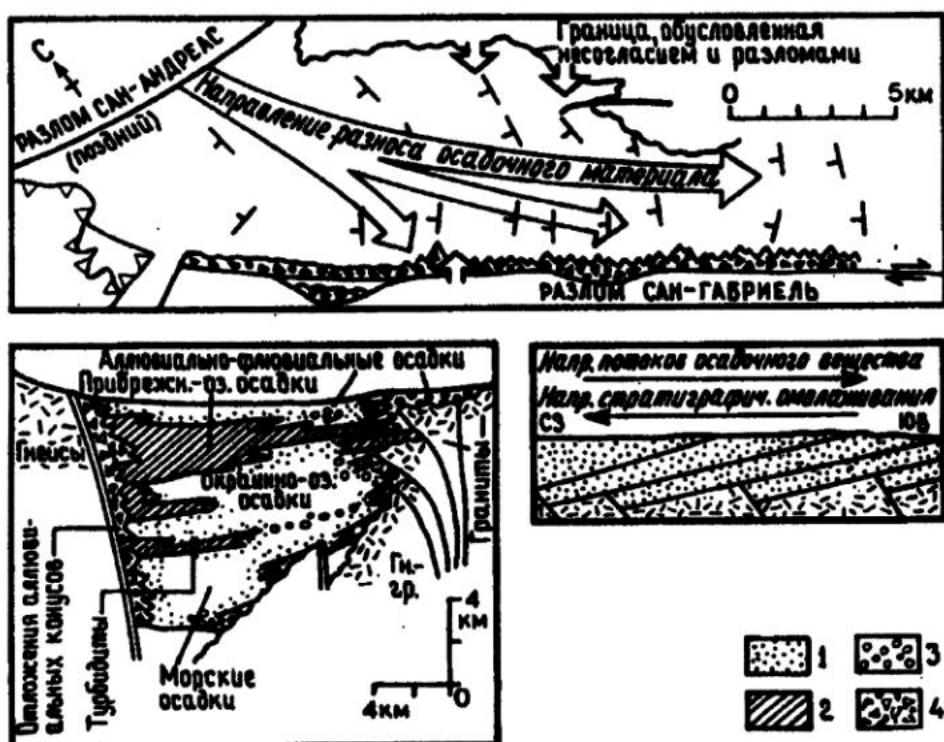


Рис. 7.39. Поперечный и продольный схематические геологические разрезы через плиоценовый Бассейн Хребтов в Калифорнии (заимствовано из работы [3]):

1 – песчаники; 2 – конгломераты; 3 – глинистые сланцы и аргиллиты; 4 – брекчи

Бассейны Калифорнийского бордерленда расположены в одноименном заливе между разломом Сан-Андреас и Восточно-Тихоокеанским поднятием в транстенсильной зоне, образовавшейся за счет правостороннего трансформного смещения, которое началось около 4 млн лет назад. Общая длина области интенсивного осадконакопления составляет порядка 1300 км; ширина – 100–250 км. Преимущественное развитие здесь имеют относительно небольшие впадины, со средними размерами 20×50 км, углубляющиеся от 600 м на севере до 3000 м на юге и разделенные порогами или «островами», которые образованы поднятиями фундамента или более древними отложениями и контролируются разломами (рис. 7.40). Некоторые из этих впадин представляют собой «расплощенные бассейны» со спрединговыми центрами в наиболее глубоких частях, высоким тепловым потоком, щелочными вулканитами и гидротермальной минерализацией. В современную эпоху осадконакопление осуществляется турбидными течениями, подводными оползнями, потоками обломочного материала и почти непрерывным «дождем» тонкозернистого терригенного и пелагического материала. Доминирующими осадками являются гиппелагические диатомовые илы, накапливающиеся со скоростью 40–120 см/1000 лет, что необычайно много для бассейна, окруженного аридной сушей и получающего очень мало алюмосиликокластики. В центральных частях бассейнов слои обычно более или менее горизонтальны, ближе к ограниченным разломами флангам впадин они сильно деформированы. Мощность позднекайнозойских осадков изменяется от 4–6 км во впадинах, расположенных на суше, как, например, в нефтеносном бассейне Лос-Анджелес, до менее 2 км в удаленных от суши некомпенсированных впадинах.

Множество небольших межгорных бассейнов, образованных в позднем мелу и кайнозое, известно и в южной части Калифорнии [4]. Они расположены примерно параллельно побережью Тихого океана, и приурочены к крупным сдвигам северо-западного простирания. Впадины разделены поперечными хребтами. Несмотря на кажущееся многообразие стилей развития впадин, они имеют ряд общих черт. За исключением бассейна Сакраменто, в котором среди преимущественно песчаных коллекторов присутствуют только залежи газа, большинство калифорнийских межгорных впадин, формирование которых происходило в относительно глубоководных обстановках, выполнено смятыми в складки и нарушенными разломами мощными песчано-глинистыми толщами неогена. В целом, исходя из характера разрезов фундамента и осадочного выполнения впадин, их геологическая история может быть реконструирована следующим образом. Фундаментом впадин являются отложения францисканской серии. На них залегают песчано-мергелистые отложения верхнего мела, мощность которых местами превышает 7,5 км и которые, вероятно, накапливались во впадине, ограничивавшей древнюю островную дугу. После ларамийского орогенеза осадконакопление на рассматриваемой территории продолжилось в узких и глубоких межгорных бассейнах. В эоцене и миоцене в условиях повышенной тектонической и вулканической активности здесь накапливались песчано-глинистые отложения, сменявшиеся в бортовых частях впадин более грубообломочными образованиями. Терригенное осадконакопление продолжилось в плиоцене и плейстоцене, когда в бассейнах, открытых в сторону Тихого океана, накопились песчано-глинистые отложения значительной мощности.

Основная часть запасов газа сконцентрирована в Калифорнии в отложениях верхнего мела и эоценена, а 95 % запасов нефти сосредоточено в неогеновых образованиях. Общие запасы УВ в межгорных бассейнах штата Калифорния оценивались перед началом их интенсивной эксплуатации в 3 млрд т нефти и

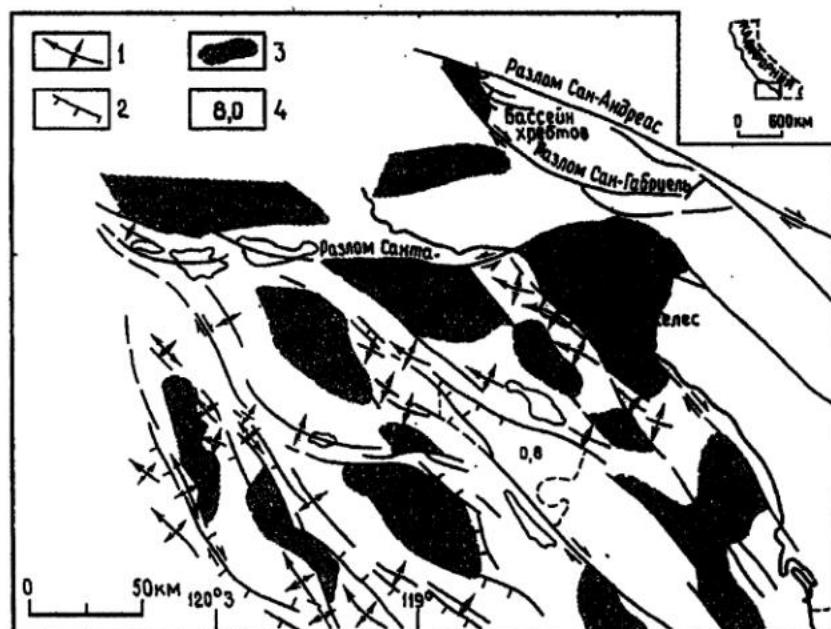


Рис. 7.40. Схематическая карта континентального бордерленда и части континентальной окраины на западе США, заимствовано из работы [3]:

1 – антиклинали; 2 – сбросы, штрихи направлены в сторону опущенного крыла; 3 – кайнозойские впадины; 4 – максимальная мощность осадков, км

900 млрд м³ газа. К этим цифрам следует прибавить еще примерно 440 млн т нефти и 100 млрд м³ газа, разведанных в прибрежной зоне. Двенадцать из общего числа известных здесь 300 месторождений относятся к категории гигантских.

Бассейн Лос-Анджелес имеет близкую к треугольной форме (рис. 7.41, 7.42). Площадь его не превышает 3500 км², однако, несмотря на это, названный бассейн является одним из самых богатых в мире [4]. Осадочное выполнение бассейна, имеющее неогеновый возраст, представлено главным образом чередованием глин, песков и песчаников. Мощность его составляет около 4–5 км (рис. 7.43). Основными коллекторами являются пески нижнего плиоцена, считающиеся отложениями турбидитовых потоков и глубоководных конусов выноса, образовавшихся при весьма высоких скоростях осадконакопления (400 м/млн лет и более) в период активного опускания и углубления бассейна. Нередко эти, насыщенные нефтью, песчаные отложения слагают до 50 % объема осадочного выполнения бассейна Лос-Анджелес в продуктивных зонах. Разведанные запасы нефти и газа в бассейне Лос-Анджелес составляли, соответственно, более 1,2 млрд т и примерно 200 млрд м³.

Бассейн Сакраменто имеет площадь около 30 тыс км² и выполнен песчано-глинистыми образованиями верхнего мела-кайнозоя. Бассейн содержит крупные залежи газа. Мощность слагающих его осадочных образований достигает в самой глубокой части 15 км; примерно половина из них приходится на отложения мела. Коллекторами являются в основном однородные и выдержаные по простиранию песчаники эоцен и линзовидные тела верхнемеловых песчаников, имеющие дельтовый и/или аллювиальный генезис. Пористость песчаников составляет в среднем 25–35 %, проницаемость доходит до 1 дарси. Источником газа, по-видимому, являются нагретые до 140–200 °С верхнемеловые черные углистые глины, в которых содержание ОВ гумусового типа не превышает 1 %. Основным типом ловушек в центральной части бассейна Сакраменто являются антиклинали и нарушенные блоки эоценовых песчаников, а в краевых зонах, где коллекторы представлены песчаниками мелового возраста, преобладают структурные ловушки, связанные с зонами выклинивания и несогласиями [4]. Всего в бассейне Сакраменто насчитывается около 100 месторождений газа, общие запасы которых превышают 200 млрд м³. Наиболее крупное из этих месторождений, Рио-Виста, открытое в 1936 г., приурочено к нарушенному куполу с площадью замкнутой поверхности 90 км²; продуктивные коллекторы представлены б горизонтами песчаников эоцен-пaleоценового возраста, залегающими на глубинах 1100–1600 м. Начальные запасы месторождения составляли примерно 100 млрд м³ [4].

Бассейн Сан-Хоакин занимает площадь 40 тыс км². Он имеет вытянутые очертания (рис. 7.44) и четко выраженный асимметричный профиль – западный борт, ограниченный разломом Сан-Андреас, более крутой, чем восточный. В процессе развития бассейна Сан-Хоакин депоцентр мигрировал с севера на юг, и в результате в южной его части мощность осадочного выполнения, представленного преимущественно неогеновыми отложениями, превышает 7 км (рис. 7.45). Коллекторами здесь являются в основном мощные и многочисленные пласти песчаников. Их начальная (до погружения) пористость составляла, по данным А. Перродона [4], около 35–40%; с увеличением глубины она уменьшается с градиентом 4,6–5,6 %/км.

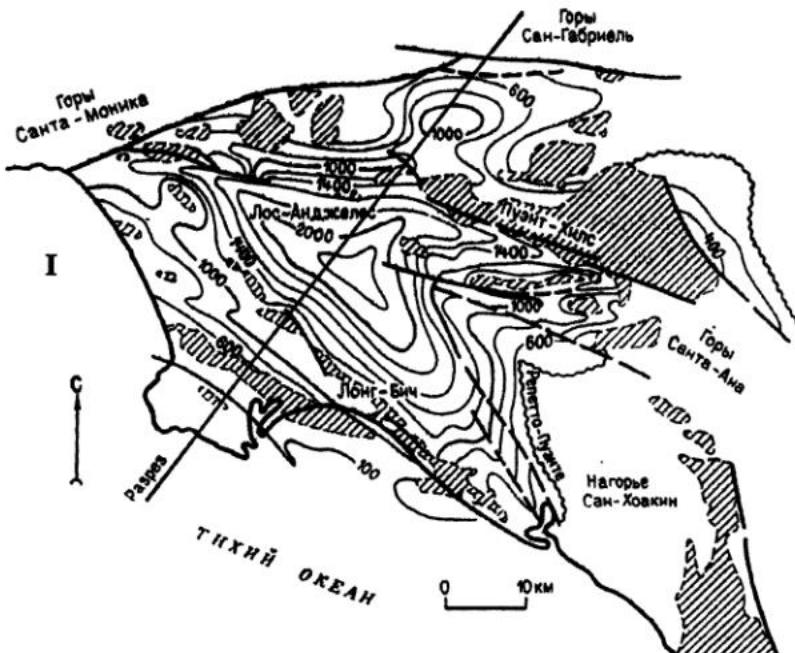


Рис. 7.41. Схематическая карта изопахит отложений верхнего миоцена и палеоценового (I) и разрез (II) осадочного бассейна Лос-Анджелес, по [4]

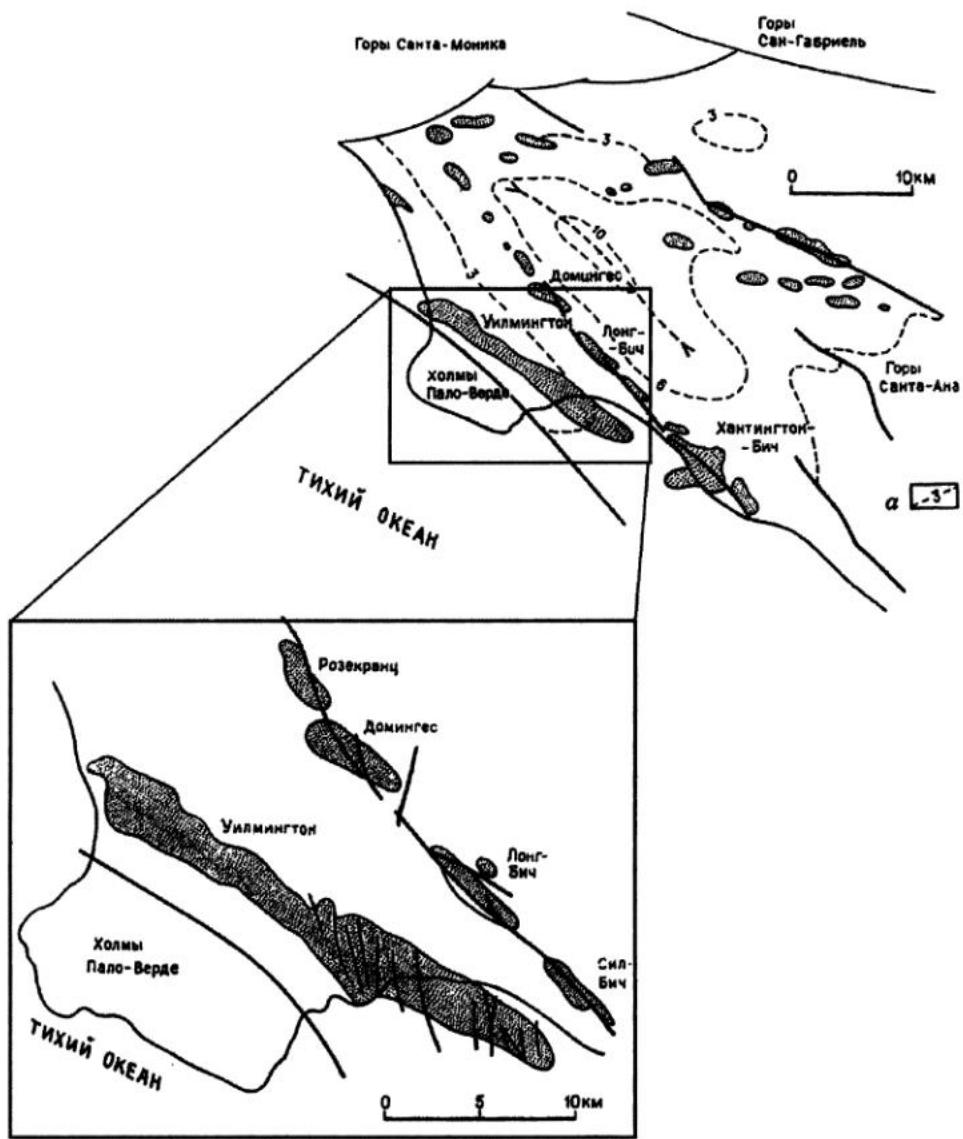


Рис. 7.42. Схематическая структурная карта бассейна Лос-Анджелес и месторождения Уилмингтон, по данным [4]:
а – изолинии глубин поверхности фундамента, км

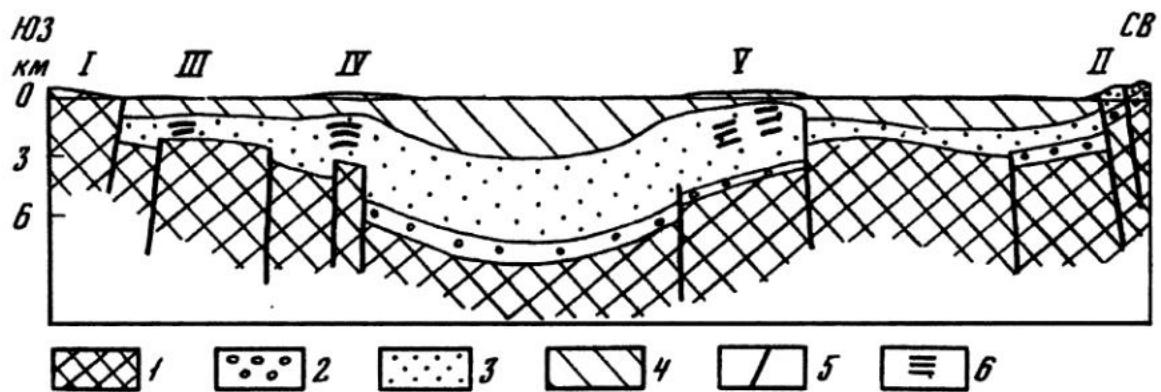


Рис. 7.43. Схематический разрез через осадочный бассейн Лос-Анджелес, по данным, приведенным в работе [5]:

1 – фундамент; отложения: 2 – доверхнемиоценовые, 3 – нижнеплиоцен-верхнемиоценовые, 4 – верхнеплиоценовые; 5 – разломы; 6 – залежи нефти. Поднятия: I – Палос-Верде, II – Сьерра-Мадре-Кукамонга; месторождения: III – Торранс, IV – Домингес, V – Монтебелло

Рис. 7.44. Схематическая карта калифорнийских осадочных нефтегазоносных бассейнов, по [4]

Проницаемость песчаников достигает нескольких дарси. Нефтематеринскими породами являются отложения формации Монтерей (верхний миоцен), представленные сланцеватыми глинами и мергелями с диатомеями, в которых содержится до 5 % ОВ сапропелевого типа. С начала плиоцена эти отложения были погружены на глубину более 4 км и находились в течение 5 млн лет под действием температур 120 °C и более. Коллекторы перекрыты глинистыми покрышками. Нефтепоявления часто встречаются не только в центральной части, но и по краям бассейна, образуя ловушки, приуроченные к асфальтовым пробкам. Преобладающим типом ловушек являются хорошо выраженные кулисообразно расположенные антиклинали, к которым приурочено около половины всех залежей. Примерно пятую часть всех ловушек представляют ловушки, связанные с разломами; около трети приходится на стратиграфические ловушки, приуроченные в основном к трансгрессивным выклиниваниям.

Всего в бассейне Сан-Хоакин открыто 130 месторождений, из которых 7 относятся к категории гигантских (шесть нефтяных и одно газовое), и выявлено примерно 1,5 млрд т нефти и более 300 млрд м³ газа [4]. В западной части бассейна первое месторождение (Мидуэй-Сансет) было открыто в 1894 г. Оно приурочено к несогласно перекрытой антиклинали и зоне выклинивания на борту бассейна. Площадь месторождения составляла 140 км². Здесь было выявлено 22 продуктивных горизонта, расположенных на глубинах от 200 до 1600 м. Начальные запасы месторождения Мидуэй-Сансет составляли 295 млн т. Рядом с ним было обнаружено месторождение Элк-Хилс, представлявшее нарушенную антиклиналь с запасами 200 млн т. В восточной краевой зоне главное месторождение Керн-Ривер (1899 г., запасы 175 млн т) приурочено к зоне стратиграфического выклинивания. В северной части бассейна, где мощность кайнозойских отложений невелика, месторождения с общими запасами около 190 млн т были приурочены к антиклинальным складкам и зонам трансгрессивного выклинивания пластов на борту бассейна. Здесь же, с 1928 г., разрабатывалось газовое месторождение Кеттлмен-Хилс (запасы 100 млрд м³), представлявшее собой антиклиналь в эоценовых и миоценовых песчаниках.

По данным А. Перродона [4], богатство калифорнийских бассейнов обусловлено геологическими особенностями, присущими именно межгорным впадинам: 1) широким развитием сдвиговых дислокаций, что обеспечило образование большого числа хорошо замкнутых кулисообразно расположенных складок; 2) интенсивным опусканием бассейнов, способствовавшим накопле-

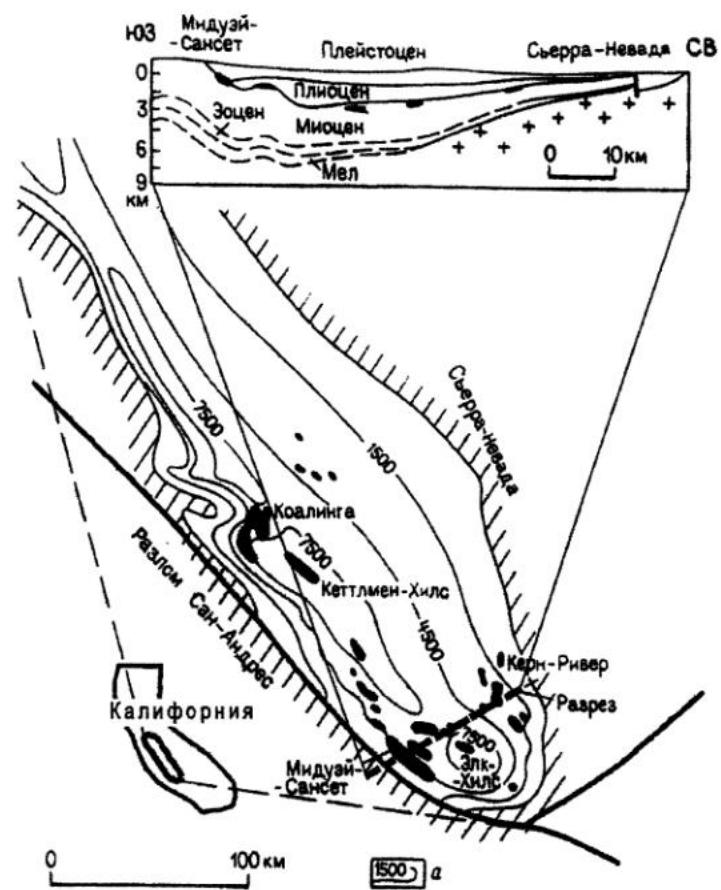
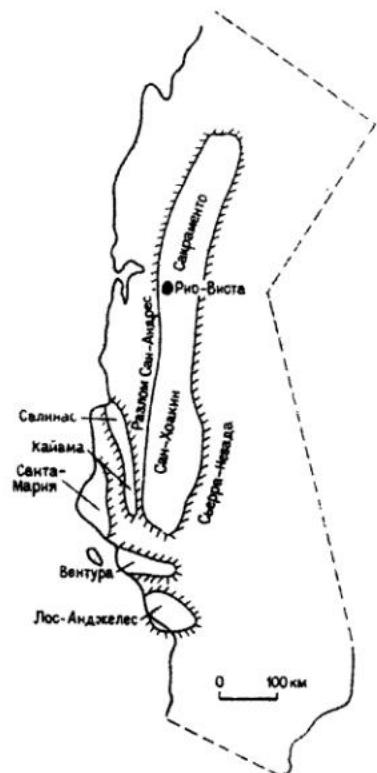


Рис. 7.45. Схематическая структурная карта и разрез осадочного бассейна Сан-Хоакин [4].

а – изопахиты, м

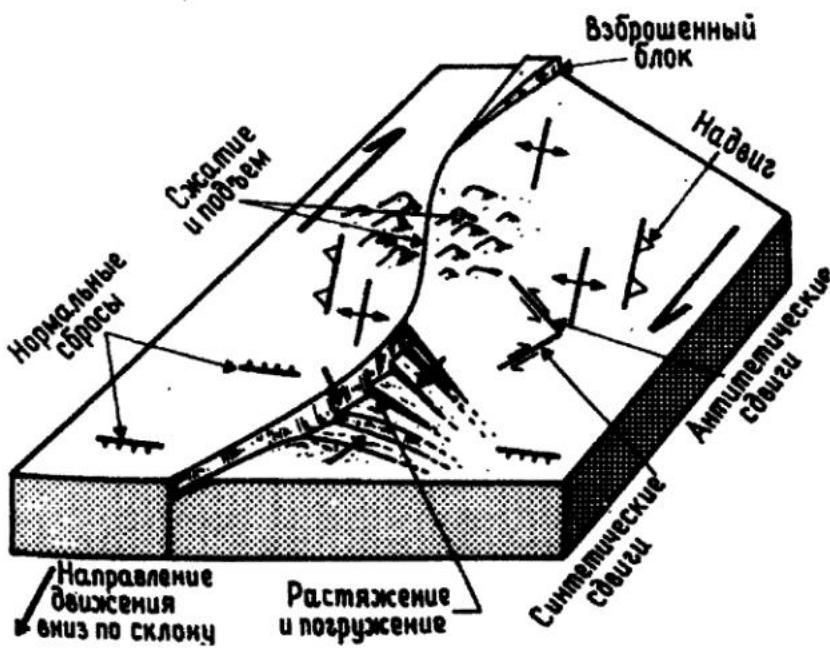


Рис. 7.46. Схематическая блок-диаграмма, иллюстрирующая строение Бассейна хребтов в Калифорнии, заимствовано из работы [3]

нию мощных осадочных серий, в которых отмечаются многочисленные трансгрессии и регрессии; 3) широким распространением продуктивных материнских пород и повышенными геотермическими градиентами; 4) большими объемами песков, образующих высококачественные коллекторы.

Схематическая блок-диаграмма, иллюстрирующая строение Бассейна хребтов, расположенного к северу от Калифорнийского бордерленда, приведена на рис. 7.46.

Классическим сдвиговым бассейном, расположенным на суше, является также бассейн Мертвого моря (рис. 7.47, 7.48), образованный за счет горизонтального смещения разлома Мертвого моря при левостороннем движении Палестинской (Левантийской) плиты относительно Арабской плиты. Изгиб разлома на север, в Ливан, привел к поднятию Левантийской плиты и обусловил ограниченный привнос кластики, тогда как здесь доминируют эвапориты и краевые аллювиальные конусы. Прерывистый левосторонний сдвиг с амплитудой почти 100 км обусловил накопление трех осадочных тел: аллювиальных красноцветов, морских эвапоритовых солей и, наконец, лагунных эвапоритовых карбонатов во впадинах, которые мигрировали на север. Скорость горизонтального смещения составила 6–10 км/млн лет, а скорость седиментации – 100 см/1000 лет.

Древние сдвиговые бассейны идентифицировать и изучать значительно труднее, так как несомненные доказательства горизонтального смещения сохраняются редко [3]. Часто наиболее

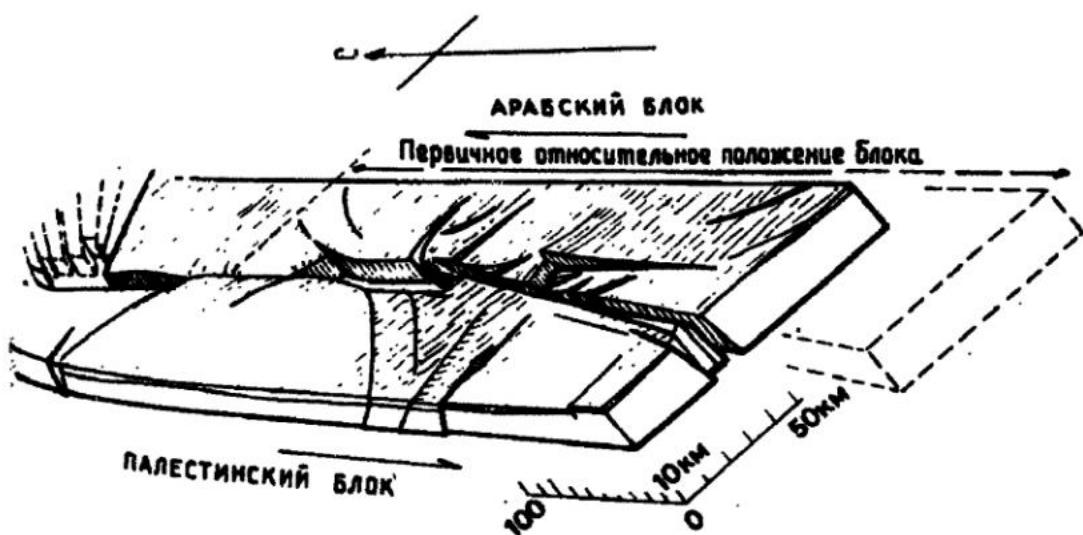
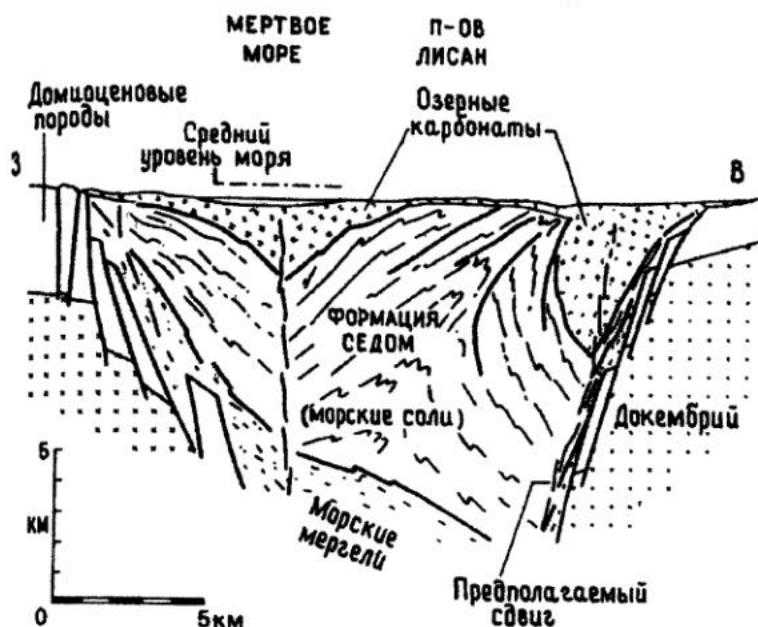


Рис. 7.47. Схематическая блок-диаграмма осадочного бассейна Мертвого моря на ранних этапах развития, по данным из работы [3]

Рис. 7.48. Схематический геологический разрез через центральную часть бассейна Мертвого моря и полуостров Лусан, заимствовано из работы [3]



очевидными для геолога-съемщика структурами вдоль зоны крупного сдвига являются только структуры сжатия и растяжения. Тем не менее регионы крупных сдвигов обладают некоторыми общими характеристиками, которые позволяют распознать их и отграничить от областей, подвергшихся региональному растяжению или региональному сжатию. К наиболее типичным из них принадлежат следующие: 1) максимальные изменения фаций имеют место в латеральном направлении; 2) очень мощные осадочные тела имеют ограниченное латеральное распространение; 3) с синседиментационными разломами связаны весьма крупные вертикальные перемещения; 4) среди широко распространенных «структурных рисунков сдвига» наиболее часто встречаются эшелонированные складки; 5) для бассейнов сдвига характерно асимметричное строение осадочного выполнения как вкрест простирации, так и вдоль. Кроме того, определенную ценность для реконструкции древних сдвиговых бассейнов имеет сопоставление горных пород и их ассоциаций, а также осадочных фаций через линию сдвига. При наличии крупных сдвиговых перемещений палеогеографические реконструкции также могут указывать на факты горизонтальных перемещений. Однако следует помнить, что совмещение фаций в большинстве случаев весьма субъективно, поскольку изменчивость и повторение их вдоль сдвига вполне обычны. Так, например, конкретный источник сноса, на который указывает состав обломков в конгломератах или песчаниках и/или состав тяжелых минералов, может исчезнуть в поднятом крыле разлома или переместиться на некоторое расстояние в сторону. Некоторые аллювиальные конусы обладают асимметричной формой из-за латеральной миграции питающего каньона относительно фена. В случае правостороннего сдвига седиментация в конусе выноса мигрирует в направлении против часовой стрелки.

В противоположность осадочным бассейнам фортранда, в сдвиговых бассейнах, как правило, отсутствует четкая региональная асимметрия, а региональный тектонический рисунок носит подчас случайный характер, без ярко выраженного направления движения.

Довольно часто (с периодом всего в несколько миллионов лет) зоны сдвигов могут испытывать смену транспрессии на транстенсию и наоборот. Это обусловлено изгибом, поперечным смещением и разветвлением сдвигов. Следовательно, в эволюции сдвиговых систем могли существовать периоды, когда доминировали либо образование бассейна и седиментация, либо деформации.

Надежно документированные примеры древних сдвиговых бассейнов и орогенных поясов редки. Они распадаются на две группы [3]: 1) отдельные бассейны, в которых детально закартированы осадочные фации и структурные формы; 2) большие по размеру области, для которых крупные сдвиги предполагаются на основе общих стратиграфических, литологических и структурных соображений, а детальные доказательства отсутствуют.

На северо-востоке Китая имеется порядка 60 вытянутых на северо-восток удлиненных позднемезозойских угленосных впадин, формирование которых было связано с эволюцией крупной и сложно построенной зоны левостороннего сдвига северо-восточного простирации. Образование описываемых впадин связывается с трансформацией транстенсильного режима в транспрессивный. Сдвиговые впадины имеют относительно небольшие размеры. Ширина их не превышает 30 км, а отношение длины к ширине составляет несколько более 5:1. Мощность осадочного выполнения впадин варьирует от 1000 до 2000 м.

Форма впадин в разрезе напоминает пологие грабены и/или грабены. По особенностям накопления осадков выделяются четыре типа рассматриваемых бассейнов-впадин [3]: глубоководные озера, мелководные озера, межгорные аллювиально-мелководноозерные системы и межгорные долины. В большинстве впадин погружение началось вслед за обширными излияниями кислых и основных лав. Впоследствии, в условиях транстенсии впадины углублялись, а в обстановках транспрессии становились менее глубокими. Показательно, что образование пластов угля в этих впадинах тесно связано с палеогеографией и тектоникой. Установлено, что широко распространенные мощные пластины формировались в обстановках мелководных озер, тогда как в глубоководных озерах торфяники, давшие начало углем, были локализованы вдоль береговой линии [3].

Обобщающая модель развития сдвиговых осадочных бассейнов получила название сдвигового цикла. Этот цикл состоит из трех перекрывающихся фаз: 1) транстенсии; 2) заполнения бассейнов и 3) транспрессии [3].

Первая фаза ведет к образованию относительно небольших впадин. Если они образуются на континентальной коре, то типичные для периферии впадин аллювиальные конгломераты и брекции сменяются по латерали тонкозернистыми озерными осадками, характерными для центральных частей впадин. В приморских регионах, таких, как Калифорнийский бордерленд (см. выше), озерные фации замещаются пелагическими и гемипелагическими осадками. По мере нарастания растяжения синхронно с процессами осадконакопления происходит формирование изверженных пород и излияния базальтов. В ряде случаев имеет место тектоническое внедрение ультрамафитов, и образуется собственно океаническая кора, как это наблюдается в современном Калифорнийском заливе.

Фаза заполнения бассейна несколько перекрывается во времени с транстенсильной фазой. Основными агентами седиментации являются на этом этапе оползни, обломочные потоки и турбидитовые течения. По мере углубления бассейнов и возрастания мощности осадочного чехла осадки испытывают разрывные деформации. После прекращения процессов растяжения впадины продолжают заполняться осадками. Особенностью этой фазы является «выход осадконакопления» за пределы бассейнов, сформированных на первой стадии, и появление крупных, более пологих депрессий.

Фаза транспрессии частично перекрывается во времени со второй фазой сдвигового цикла. В это время бассейны уже практически полностью заполнены осадками и базис осадконакопления иногда поднимается над уровнем моря. Типичные для второй фазы глубоководные турбидиты и осадки глубоководных озер сменяются мелководными озерными отложениями и/или аллювиальными образованиями. В краевых частях бассейнов широкое развитие получают структуры сжатия, в первую очередь надвиги. Продолжающийся подъем приводит к эрозии деформированных осадков.

В результате сдвигового цикла формируются разрезы, в которых можно видеть переходы от дофлишевых толщ через флиши к молассе, т. е. разрезы, отвечающие классической геосинклинальной последовательности в понимании Ж. Обуэна. Таким образом, деформации растяжения начальной фазы цикла к концу его сменяются деформациями сжатия. На большой площади может образоваться несколько впадин, частично синхронно, а частично разновременно. Последовательность выполняющих их отложений может, на первый взгляд, создать впечатление большого стратиграфического объема осадков. Если вся область развития сдвиговых деформаций проходит в своем развитии полный сдвиговый цикл, то в результирующем разрезе мы будем иметь «классический геосинклинальный цикл». Однако для появления последнего не нужны ни широкие океаны, ни субдукция, ни коллизия. Следовательно, по строению формирующихся при сдвиговом цикле последовательностей осадков он похож на цикл Уилсона, однако процессы, вызвавшие оба названных цикла, кардинально различны⁸.

⁸ Возможен любой переход от поясов, где за относительно небольшой транстенсией следует транспрессия без создания океанического дна и всецело в пределах континентальной коры, к тем поясам, где имеется ограниченный спрединг и определенное уменьшение океана при субдукции поясам, где происходит раскрытие и закрытие крупных океанов с весьма незначительными сдвигами. Таким образом, цикл Уилсона и сдвиговый цикл являются конечными членами непрерывного ряда, и обе модели обладают равной ценностью в качестве пособий для понимания геосинклинально-орогенного развития. Модель Уилсона более применима к крупномасштабным структурам, океанским плитам и континентальным окраинам; сдвиговая модель – к континентальным плитам и небольшим бассейнам [3]

Вопросы для самопроверки

1. Назовите стадии развития континентальных рифтов.
2. Что собой представляет идеализированный вертикальный ряд осадочных формаций зрелых внутриконтинентальных рифтов?
3. Какие стадии развития проходят авлакогены?
4. Приведите примеры индикационных рядов осадочных формаций авлакогенов.
5. В чем заключаются различия авлакогенов и внутриконтинентальных рифтов?
6. Назовите месторождения, приуроченные к осадочному выполнению авлакогенов.
7. Какова стадийность формирования осадочного выполнения надрифтовых впадин?
8. Приведите характерные примеры карбонатных платформ.
9. Назовите характерные черты формирования, особенности осадочного выполнения и основные закономерности эволюции сдвиговых бассейнов.
10. Дайте характеристику основных фаз сдвигового цикла.

Глава 8. Осадочные бассейны рифтогенных межконтинентальных и океанических обстановок

К категории осадочных бассейнов дивергентного режима принадлежат бассейны межконтинентальных рифтов, бассейны океанических рифтов и бассейны пассивных окраин континентов и микроконтинентов (Беленицкая и др., 2002).

8.1. Осадочные бассейны межконтинентальных рифтов

По мере расширения, вследствие спрединга, внутриконтинентальных рифтов генерируется новая океаническая кора, и две половинки рифта разделяются. Располагающийся в центре новообразованного океана срединный спрединговый хребет по направлению к континентам переходит в абиссальные равнины, простирающиеся до континентальных подножий. Наиболее яркими примерами молодых океанических бассейнов, связанных с ранними стадиями спрединга океанического дна, являются Красное море и Аденский залив. Здесь рифтовая долина, наблюдающаяся в северной части Красного моря, переходит на юге в «эмбриональный океан». На следующей стадии эволюции находится Атлантический океан с хорошо выраженным срединно-оceanическим хребтом (рис. 8.1).

Осадочный бассейн Красного моря представляет вытянутую депрессию длиной около 2000 км и шириной 250-400 км. В его северной и центральной частях располагается главный трог глубиной 600-1000 м. В южном сегменте Красного моря располагается узкий осевой трог с глубинами до 2000 м и шириной от 4 до 30 км. В нем известны вулканические поднятия, а в нескольких изолированных впадинах (Атлантик, Атлантик-II и др.) обнаружены горячие источники и нагретые металлоносные рассолы. Ранняя, дорифтовая, стадия термически обусловленного сводообразования (поздний эоцен и ранний олигоцен) совпала в описываемом районе с излияниями щелочных оливиновых базальтов на краевых сводах Эфиопии и Аравийского полуострова. В возникшем вследствие процессов рифтогенеза главном троге накопились мощные толщи эвапоритов, отложений аллювиальных конусов и вулканитов. В течение последних 4 млн лет сформировался осевой рифт, возникла океаническая кора и накопились плиоценовые четвертичные морские биогенные илы. Схематический разрез центральной части Красного моря приведен на рис. 8.2.

8.2. Бассейны океанических рифтов

Океанические хребты могут быть сильно нарушены трансформными разломами, как, например, Срединно-Атлантический хребет, имеющий низкую скорость спрединга, или же характеризоваться относительно слабой нарушенностью (Восточно-Тихоокеанское поднятие) и более быстрым спредингом. «Медленный» Срединно-Атлантический хребет имеет центральный рифт, расположенный параллельно хребту. Вкрест простирания рифтовой долины на довольно близком расстоянии расположены сбросы с вертикальными уступами высотой до 20 м. Осадочные образования в этой зоне представлены пачками брекчий и отложениями осыпей, мощность которых не

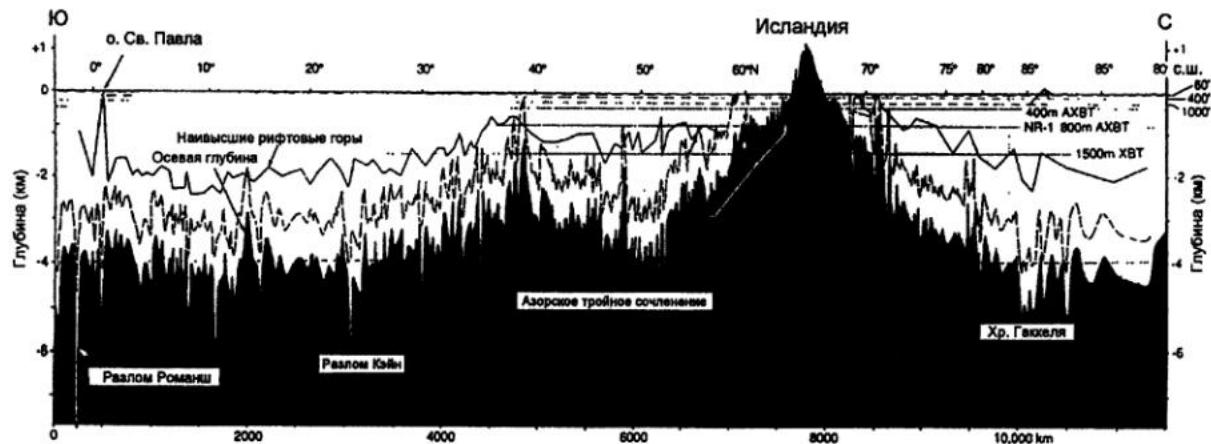


Рис. 8.1. Продольный топографический профиль Срединно-Атлантического хребта между районами Тристан-да-Кунья и Ян-Майен [6]

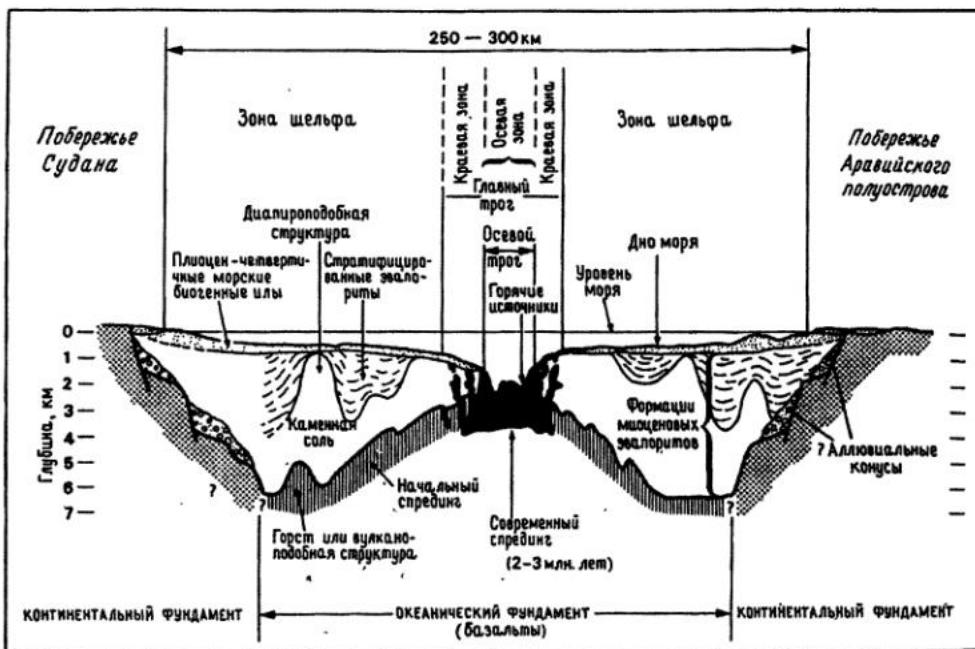


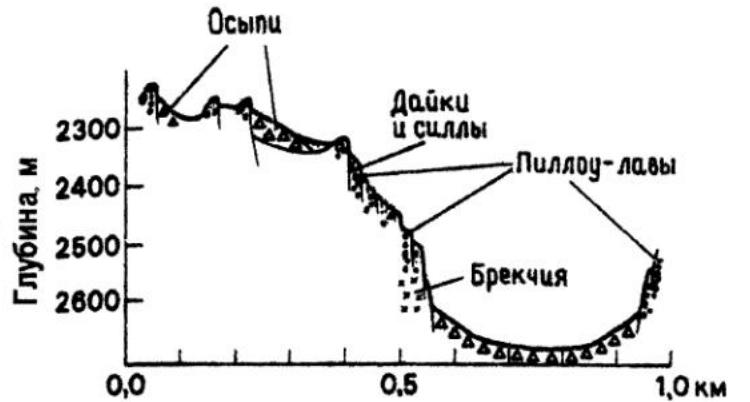
Рис. 8.2. Схематический разрез центральной части Красного моря, по данным работы [3]

превышает 50–85 м. Они переслаиваются с пиллоу-лавами и прорваны многочисленными дайками. Срединно-океанические хребты обладают в большинстве случаев хорошо выраженным блоковым рельефом. В их поперечном сечении чередуются поднятые блоки и депрессии (рис. 8.3), разделенные сбросами, параллельными простирианию хребта; перпендикулярно к срединно-океаническому хребту располагаются трансформные разломы [3].

На небольшом удалении от оси срединно-океанического хребта наблюдаются более крупные впадины и прогибы, заполненные осадками. Примерами подобных структур являются заполненные осадками депрессии, которые лежат в 75–100 км от оси Срединно-Атлантического хребта между 22 и 23° с. ш. (рис. 8.4). Их размеры составляют примерно 10–30×5–10 км, а окружающие поднятия возвышаются над днищами долин почти на 1500 м. Депрессии лежат на глубине около 4000 м, мощность их осадочного выполнения составляет примерно 500 м. Осадки состоят из тонкозернистых пелагических карбонатных турбидитов, принесенных с окружающих поднятий.

Другие бассейны расположены более или менее поперечно к оси хребта и связаны с теми зонами, где ось срединного хребта пересекается трансформными разломами (рис. 8.5, 8.6). По

Рис. 8.3. Разрез части западного эскарпа, ограничивающего рифтовую долину Срединно-Атлантического хребта (заимствовано из работы [3])



мере охлаждения пород вновь сформированного океанического дна и его погружения до глубин порядка 4000 м, примерно соответствующих уровню распространения абиссальных равнин, ранее образованные осадки спрединговых хребтов перекрываются пелагическими осадками, состав которых зависит от локальной океанской циркуляции и положения глубины карбонатной компенсации.

В некоторых случаях, если достаточно близко расположены континентальные или островные источники, вместо пелагических осадков в рассматриваемых депрессиях развиты турбидиты, а во многих местах пелагические осадки перекрываются турбидитами.

Базальтовые лавы срединно-океанических хребтов обычно перекрыты металлоносными отложениями, которые в процессе спрединга также перемещаются в области абиссальных равнин. Гидротермальные оксиды и гидроксиды железа (охры) и/или марганца (умбры) с низкими концентрациями рассеянных и редких металлов образуют осадки, корки и конкреции на поднятиях рельефа, прилегающих к разломам поблизости от осевой рифтовой зоны срединно-океанических хребтов. Железо-марганцевые конкреции, сформированные из материала, осаждающегося из морской воды, в основном накапливаются на современной поверхности дна океана и редко сохраняются под границей раздела вода-осадок. Они состоят из оксидов и гидроксидов железа и марганца, содержат более высокие концентрации рассеянных металлов и растут медленнее гидротермальных отложений. Эти конкреции образуются на склонах океанских поднятий, плато и на абиссальных равнинах, в основном на глубинах более 4000 м, там, где осадки аккумулируются чрезвычайно медленно – со скоростью не более 0,7 см/1000 лет. Конкреции, представляющие потенциально промышленный интерес, известны в северной половине Тихого и в южной части Индийского океанов.

Еще одним, специфическим, типом осадков, связанным с срединно-океаническими хребтами, являются металлоносные илы и/или тяжелые горячие рассолы. Мет-

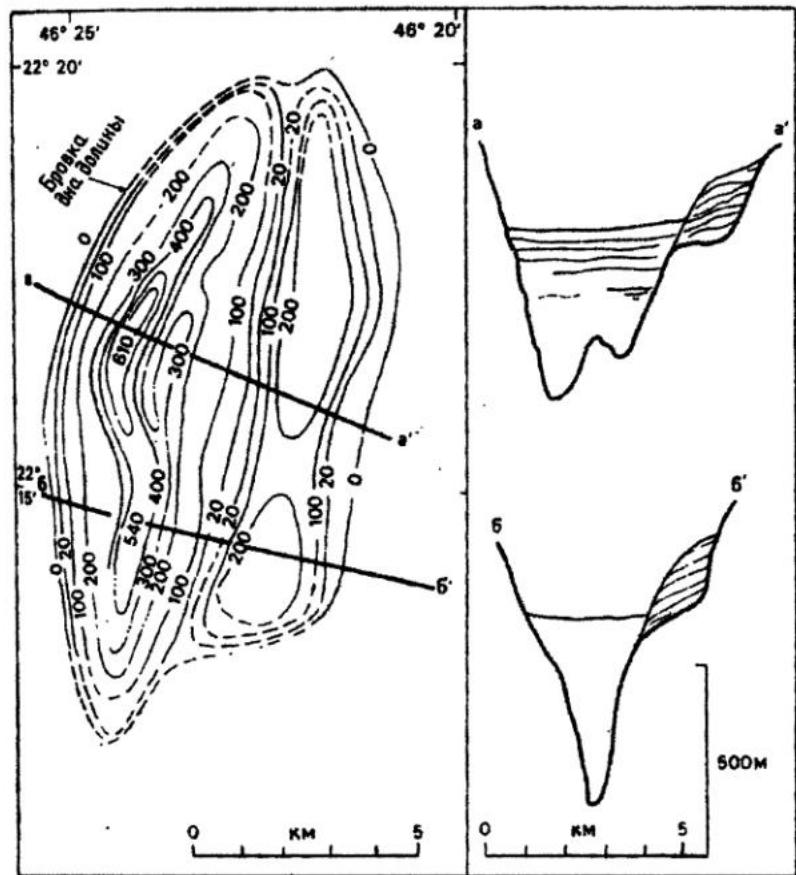


Рис. 8.4. Схематическая карта изопахит и разрезы через прогиб Саут-Понд, частично заполненный осадками и расположенный примерно в 100 км от оси Срединно-Атлантического хребта [3]

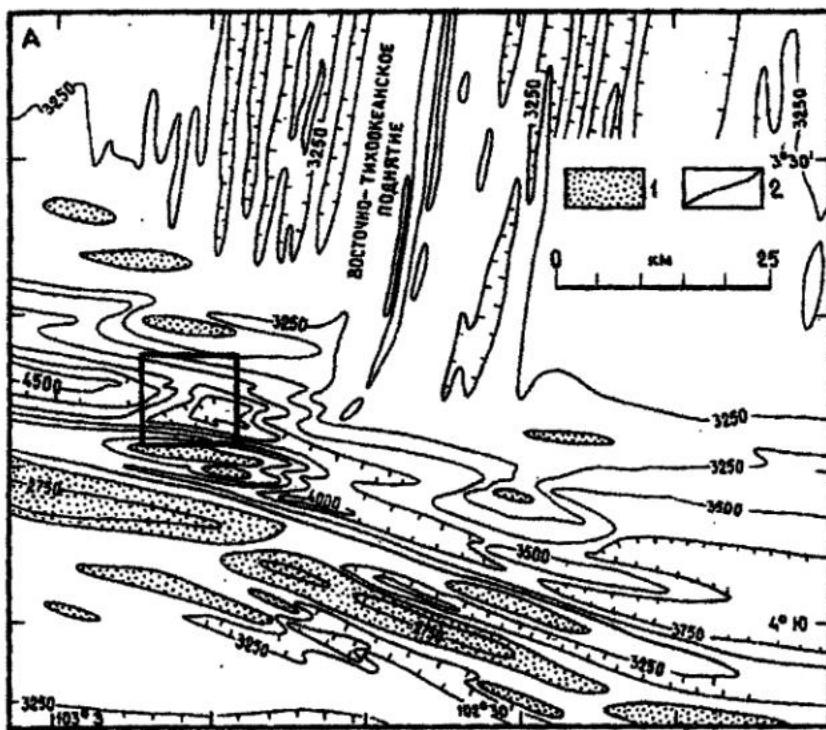


Рис. 8.5. Осадочные впадины и хребты в зоне пересечения Восточно-Тихоокеанского поднятия и трансформного разлома Кебрада, по [3]:

Квадратом показано положение рисунка 8.6.

1 – глубины менее 3000 м; 2 – батиметрия в метрах

ные железом отложения перекрывают пласты, содержащие промышленно важные сульфиды цинка и меди. При этом горячие гидротермальные источники расположены и между этими образованиями и над ними. Термальные источники и металлоносные отложения, вероятно, связаны с пересечениями спредингового хребта трансформными разломами. «Массивные» сульфиды известны в ряде районов Восточно-Тихоокеанского поднятия к западу от Мексики, на Галапагосском рифте, хребте Хуан-де-Фука и ряде других мест.

На Восточно-Тихоокеанском поднятии описаны струи горячих (до 350 °C) металлоносных растворов, получившие название «курильщики». Некоторые из современных сульфидных отложений, известные на океанических хребтах, образованы, вероятно, за счет деятельности подобных «курильщиков». Предполагается, что аналогичный генезис имеют

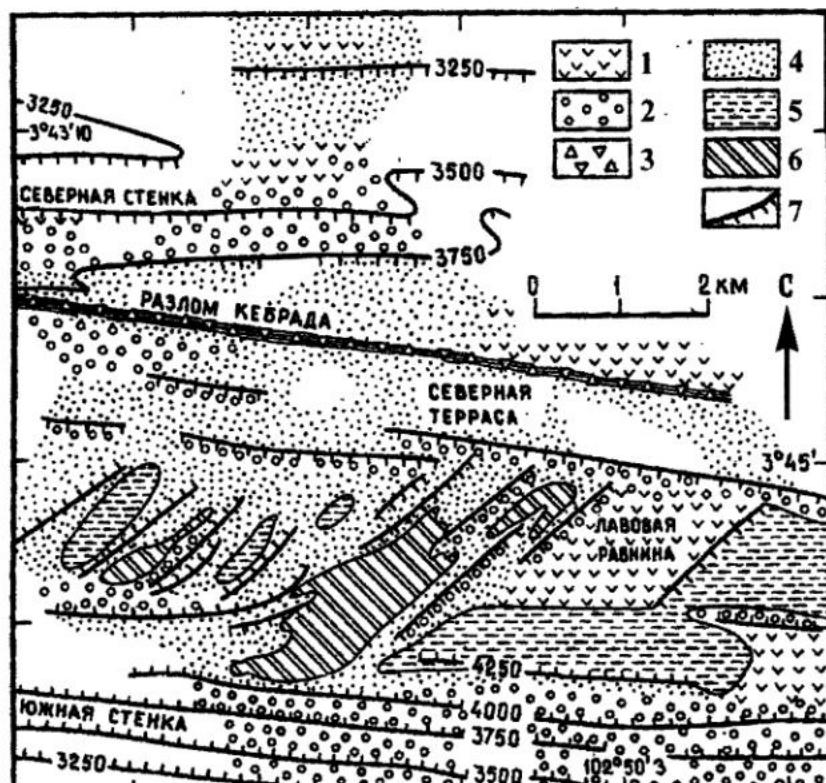


Рис. 8.6. Схема строения зоны трансформного разлома Кебрада с хорошо выраженным трансформной долиной, уступами разломов и впадинами растяжения, образованными за счет левостороннего сдвига [3]:

1 – лавы; 2 – осьпи; 3 – приразломные брекчии; 4 – неконсолидированные осадки; 5 – осадочная западина; 6 – горст; 7 – разломные уступы

верхнемеловые стратиформные медно-pirитные руды Кипра и других районов, например, рудные скопления в породах мелового покрова Семайль в Омане и ордовикские руды Ньюфаундленда.

Древние «курильщики» установлены и в различных структурах Уральского складчатого пояса: внутридуговых рифтах, рифтах окраинного моря, междугового и задугового бассейнов. Они представлены одиночными и сдвоенными сульфидными холмами или сложными многоярусными сооружениями. Главными критериями их выделения являются холмообразная морфология сооружений, присутствие продуктов подводного разрушения и окисления сульфидных руд и реликты пригидротермальной фауны (Зайков, Масленников, 1998). В ряде случаев, после окончания активного функционирования, постройки были полностью разрушены вследствие подводной эрозии, и их былое присутствие может быть реконструировано только по горизонтам переотложенных брекчевых руд.

По данным В.В. Зайкова и В.В. Масленникова, одиночные холмы имеют высоту от 20 до 40 м и диаметр от 300 до 500 м. Примером их является сульфидная залежь месторождения Яман-Касы, характеризующаяся асимметрично-линзовидной формой. Ее центральная зона, возникшая над рудоподводящим каналом, представлена холмообразным сооружением высотой от 12 до 22 м и поперечником около 100 м. Кровля залежи неровная, с двумя вершинами. На восточном и южном флангах холм окружен клиновидным шлейфом обломочных сульфидных отложений с максимальной мощностью порядка 10 м. Западный склон холма крутой с отдельными выступами. В кровле рудного тела присутствуют два биострома с поперечником в несколько метров, сложенные сульфидизированными остатками вестиментифер, альвинеллид, двусторчатых моллюсков и моноплакофор. Часть вестиментифер, трубы которых достигают 40 см в длину с диаметром 3–4 см, сходны с современными *Riftipachiptila*. Наряду с хорошо сохранившимися трубками встречаются сплющеные, смятые формы, что свидетельствует об отсутствии скелета.

Двойной холм «черного курильщика» известен на месторождении Таш-Тау. Общая длина залежи массивных руд достигает здесь 450 м. В кровле залежи выделяются два холма высотой 20–25 м и диаметром от 50 до 100 м. С юго-западной и северной стороны к постройке примыкают горизонты обломочных руд мощностью 1–3 и шириной 100–120 м. В осевой части холмов преобладают халькопирит-сфалерит-пиритовые руды с высоким содержанием меди (11–16 %). Южный холм перекрыт брекчевыми лавами дацитов и частично эродирован. В лавах содержатся обломки пирит-халькопиритовых, халькопирит-сфалерит-пиритовых, пирит-баритовых и баритовых руд величиной от первых сантиметров до 1–4 м. В западной части южного холма сохранились фрагменты ненарушенной кровли, перекрытой вулканогенно-обломочными породами. Здесь над агломератовыми халькопирит-пиритовыми рудами располагаются два сульфидных горизонта. Нижний представлен однородными халькопирит-пиритовыми песчаниками, верхний имеет трехслойное строение (Зайков, Масленников, 1998): 1) в подошве располагается сфалерит-халькопирит-пиритовая массивная руда с гнездами блеклой руды и включениями борнита; 2) выше присутствуют борнит-сфалерит-халькопиритовые руды с прожилками барита; 3) в кровле залегают сфалерит-халькопирит-пиритовые песчаники.

Многоярусные холмы «черных курильщиков» имеют высоту от 80 до 110 м. Примером их является месторождение Сибай. Главная сульфидная залежь на этом месторождении представлена тремя расположеннымися друг над другом холмами высотой 20–40 м, соприкасающимися в осевой части. Диаметр залежи достигает 700 м. Холмы имеют зональное строение. В их осевой зоне залегают пиритовые руды, окруженные халькопирит-пиритовыми и сфалерит-халькопирит-пиритовыми рудами. В каждом из трех холмов наблюдается закономерное чередование текстурно-минералогических типов руд. В сульфидной залежи месторождения Сибай на нескольких уровнях присутствуют фрагменты биостромов с сульфидизированными остатками предковых форм вестиментифер *Tenvia*, *Oasisia*, и *Ridgeia*, альвинеллид и двусторчатых моллюсков типа *Caliptogena* (Кузнецова и др., 1991).

В разрезах палеоокеанических структур Урала выявлены также подводные палеогидротермальные поля – локальные ареалы подводных гидротермальных отложений и продуктов их разрушения и окисления. Они приурочены к определенным стратиграфическим уровням и к единым структурам (Зайков и др., 1993). В пределах полей выделяются отдельные палеогидротермальные площадки, фиксируемые гидротермальными отложениями, формировавшимися у одиночных или сближенных источников. По латерали поля иногда группируются в гидротермальные районы, охватывающие крупные вулканические и вулкано-тектонические сооружения площадью в сотни квадратных километров. Сочетание палеогидротермальных полей на нескольких сближенных уровнях в стратиграфическом разрезе фиксирует многоярусные палеогидротермальные системы (Зайков, Масленников, 1998).

Индивидуальные особенности гидротермальных полей определяются типом вмещающих вулканических структур и палеорельефом, глубинами формирования, типами и температурами гидротерм. В локализации «черных курильщиков» важное значение имеют высокотемпературные палеогидротермальные поля, приуроченные к локальным рифтам. Большое влияние на состав сульфидных залежей оказывают не только гидротермальные, но и подводные гипергенные процессы. Типизация палеогидротермальных полей основана на соотношениях этих процессов и на анализе соответствующих им минеральных фаций.

К типичным бассейнам океанических рифтов относятся, как считают многие исследователи, впадины и прогибы, известные в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, а также на Аравийско-Индийском, Срединно-Атлантическом, Галапагосском хребтах и хребтах Эксплорер, Хуан-де-Фука и др. К этому же типу принадлежат, по всей видимости, бассейны и впадины на абиссальных равнинах Тихого, Индийского и Атлантического океанов (Беленицкая и др., 2001).

Вопросы для самопроверки

- Почему бассейн Красного моря следует рассматривать как модель осадочных бассейнов межконтинентальных рифтов?
- Дайте характеристику структурных особенностей и характера осадочного выполнения осадочных бассейнов океанических рифтов.
- Приведите примеры индикационных рядов осадочных формаций межконтинентальных рифтов.
- В чем заключаются особенности металлогении древних и современных океанических и межконтинентальных рифтовых бассейнов?

Глава 9. Осадочные бассейны пассивных окраин континентов и микроконтинентов

По мере продолжения спрединга каждая половина рифта становится пассивной континентальной окраиной, которую также называют неактивной или окраиной «атлантического типа». Эти окраины состоят из шельфа, континентального склона и континентального подножия (рис. 9.1). Иногда в сторону суши они переходят в эпиконтинентальные шельфовые моря. Наиболее изученные современные пассивные окраины расположены к востоку от Северной Америки (рис. 9.2), вдоль Северо-Западной Африки, Северо-Западной Европы и Северо-Западной Австралии. Шельфовая толща развивается как утолщающаяся по направлению к океану миогеосинклиналь или миогеоклиналь, ограниченная со стороны океана хребтом внешнего шельфа. В некоторых случаях этот хребет представляет собой перемещающийся в сторону бассейна (проградирующий) карбонатный риф (рис. 9.3, 9.4). В других случаях он может быть срединным хребтом фундамента, поднятым непосредственно перед развитием океанической коры и затем покрытым карбонатами, или вынужденной в субазральных условиях океанической корой. Мористее хребта внешнего шельфа располагается вторая осадочная призма, которая утоняется в направлении от суши [3].

В современном Атлантическом океане можно наблюдать, как в процессе межконтинентального рифтогенеза формируются два латерально эквивалентных разреза. На окраине континента мощные шельфовые осадки перекрывают эвапориты, ниже которых расположены красноцветы и аллювиальные конусы ранних рифтовых прогибов. В сторону океана происходит переход от континентального подножия через абиссальную равнину к срединно-оceanическому хребту. Результатирующий разрез содержит (снизу вверх) породы океанической коры, пелагические осадки и турбидиты.

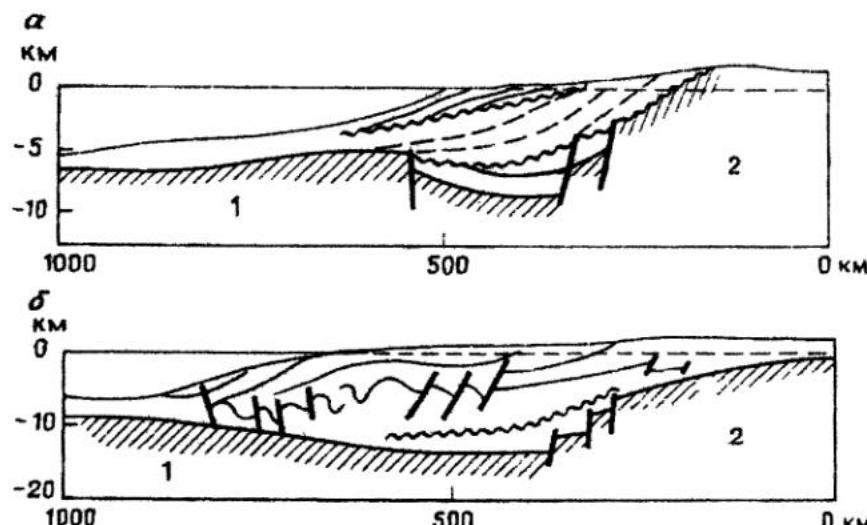


Рис. 9.1. Схематические разрезы осадочных бассейнов пассивной окраины, по [4]:
а – бассейн простого (габонского) типа; б – бассейн дельтового типа.
1 – океаническая кора;
2 – континентальная кора

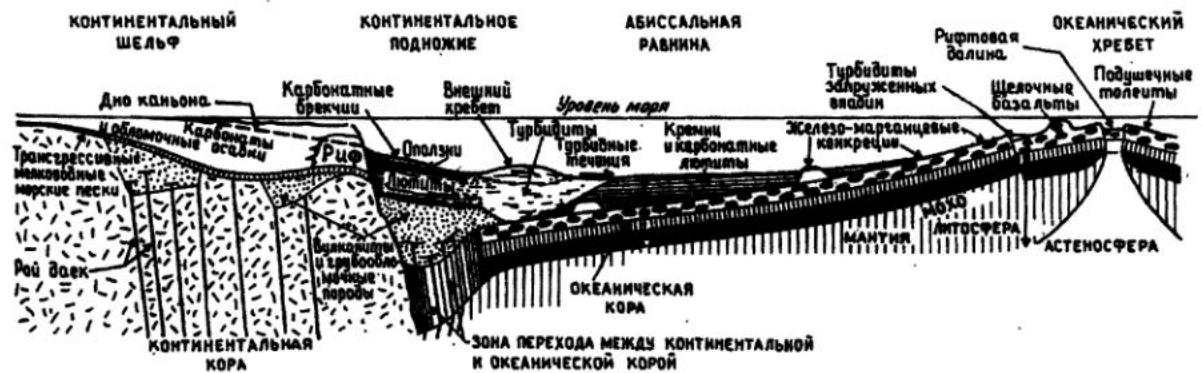


Рис. 9.2. Генерализованный геологический разрез через Западную Атлантику [3]

В большинстве своем шельфы ограничены, с одной стороны, прибрежной равниной, а с другой – океаном. Несколько более сложное строение имеет шельф северо-западной Европы – здесь шельфовые моря от океана отделяют крупные острова (рис. 9.5).

Для пассивных окраин атлантического типа характерны так называемые нормальные шельфы, т. е. шельфы с небольшим уклоном, с достаточно ровным дном, в пределах которых по морфологическим особенностям можно выделить три зоны: прибрежное мелководье (с глубинами до 20–30 м), среднюю зону умеренных глубин (до 50–80 м) и внешнюю зону (с глубинами до 130–200 м), завершающуюся бровкой шельфа, за которой уже начинается континентальный склон. Незначительные глубины осадконакопления на шельфе предопределяют активное воздействие на этот процесс таких гидродинамических факторов, как волновой режим, приливно-отливные и прибрежные течения, сильные шторма [1]. Эти факторы влияют на зернистость, текстуры и внутреннюю стратификацию накапливающихся отложений, но сама их последовательность и формационный облик все же являются следствием более общих причин: колебаний климата, интенсивности погружения прибрежной зоны,

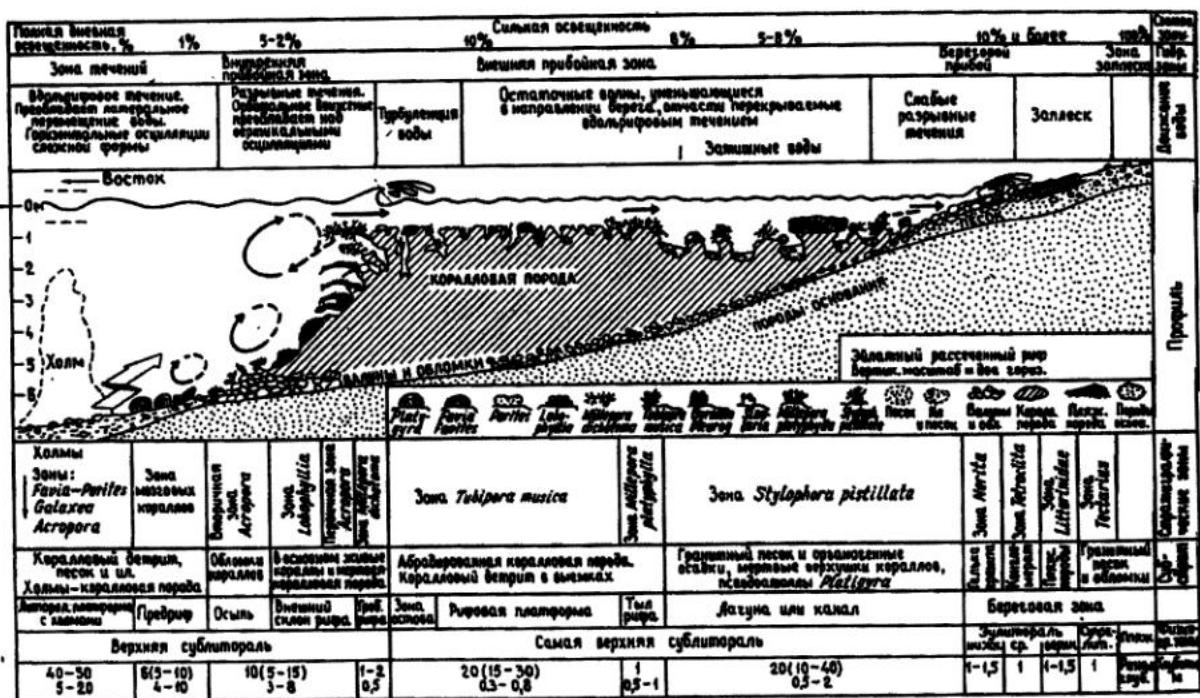


Рис. 9.3. Схематический профиль через северный край рифа Эйлат, демонстрирующий основные экологические зоны и контролирующие их факторы, по данным из работы [3]

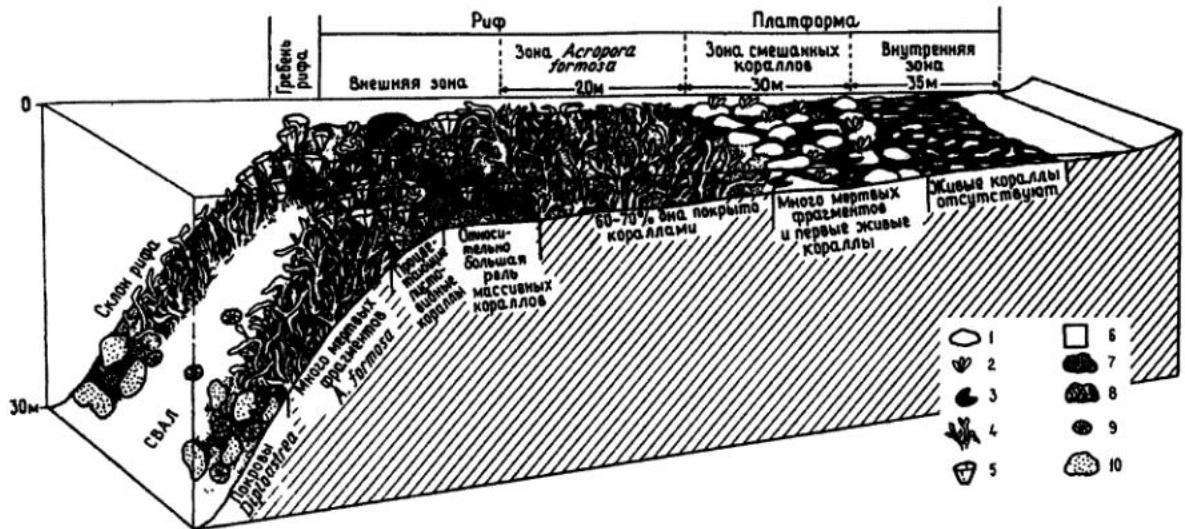


Рис. 9.4. Блок-диаграмма зональности коралловых построек в лагунном рифе Ган (наиболее активная зона роста кораллов – гребень рифа) [3]:

1 – фрагменты мертвых кораллов; 2 – A. Digitifera; 3 – A. Convexa; 4 – A. Formosa; 5 – Echinopora; 6 – песок; 7 – Goniastrea; 8 – Leptoria; 9 – Fungiids; 10 – Diploastrea

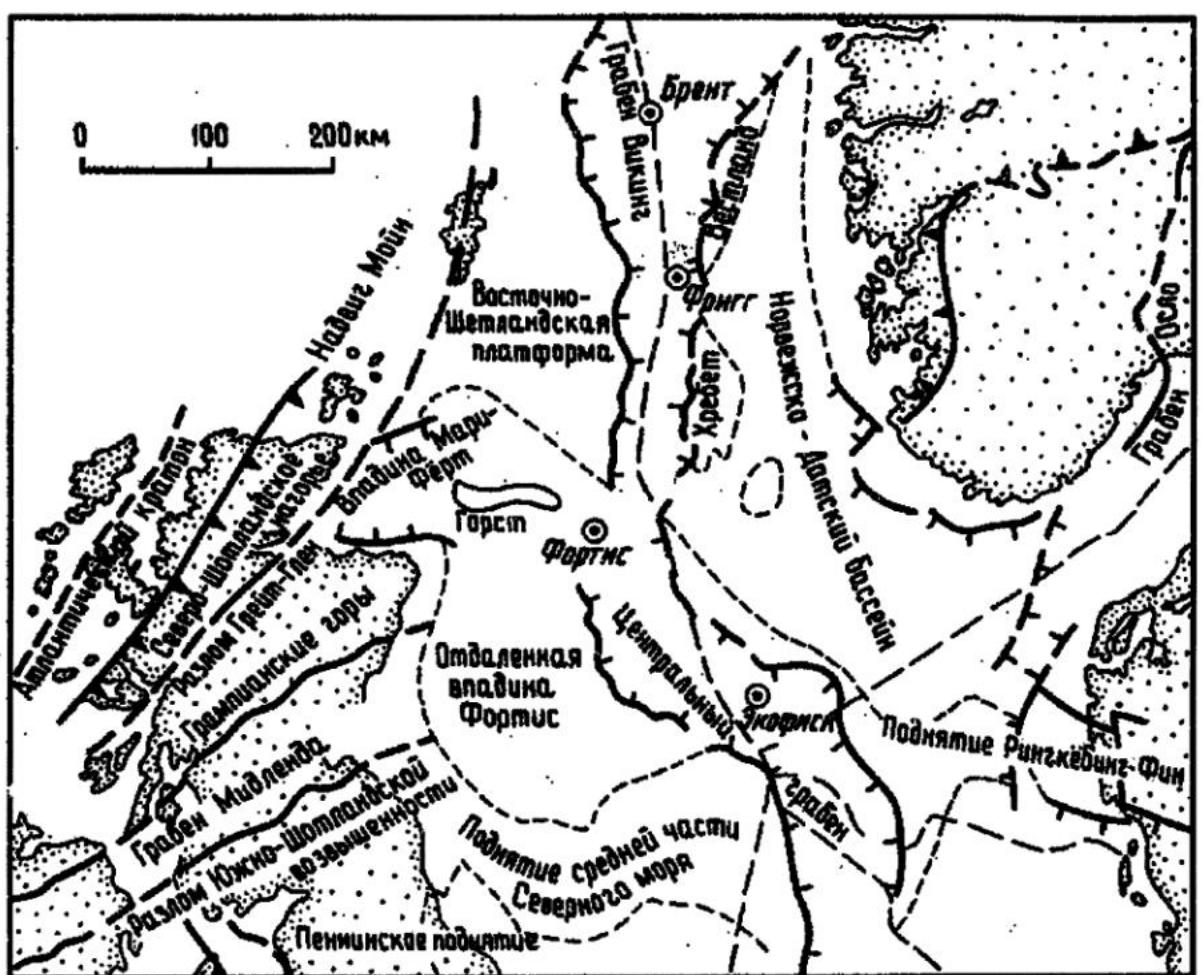


Рис. 9.5. Схема расположения поднятий, впадин, грабенов и платформ в северной части Североморского осадочного мегабассейна [3]

биопродуктивности мелководья и т. д. Однако вне зависимости от меры влияния на седиментогенез в пределах шельфа того или иного из перечисленных факторов, их интеграционный эффект приводит к тому, что осадконакопление на зрелых пассивных окраинах, как правило, сводится к образованию мощного клиноформного тела осадков, выдвинутого в сторону континентального подножия.

Шельфовая седиментация контролируется, в первую очередь, внешними по отношению к ней процессами, такими, как климат, наличие обломочного материала, химия океанских вод и, особенно, волны, штормы, приливы и колебания уровня моря. Следовательно, характер формирующихся на шельфах осадков зависит от широты и климата, от расположения шельфа относительно основных поясов ветров и от амплитуды приливов.

На континентальном склоне и у его подножия среди современных осадков преобладают терригенные глинистые илы, алевриты и тонкозернистые пески, транспортируемые сюда нефелоидными и контурными течениями. Важное значение в перемещении материала к подножью континентальных склонов играют процессы оползания и соскальзывания (рис. 9.6).

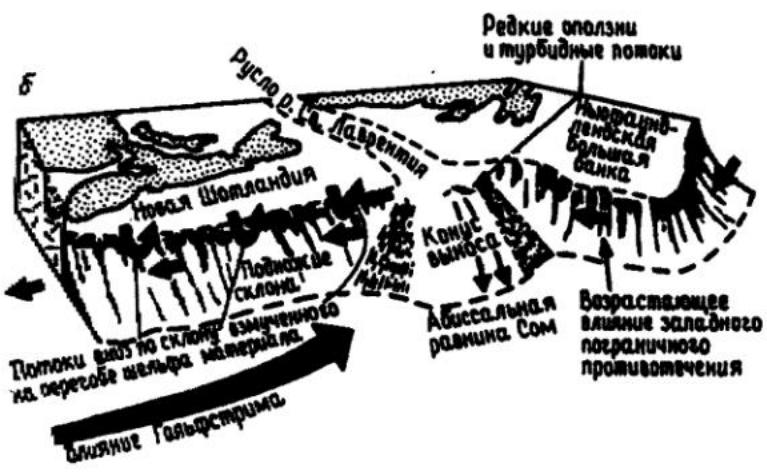
Мощность осадков под современными континентальными окраинами в значительной мере варьирует. Накопление осадков происходит здесь в двух главных типах бассейнов: 1) бассейнах растяжения (рифтовые прогибы и грабены), протягивающихся параллельно континентальной окраине; 2) сдвиговых бассейнах. Наиболее важное значение имеют рифтогенные бассейны, ограниченные с концов трансформными разломами. Так, например, на шельфах Северной Америки имеется несколько бассейнов с мезозойскими и третичными осадками, мощность которых достигает 8–18 км. В море, омывающем Британские острова, к таким бассейнам относится прогиб (трог) Рокколл (рис. 9.7), имеющий океанский фундамент и отделяющий микроконтинент Рокколл от истинно континентальной окраины (см. главу 12).

На большинстве окраин Атлантического океана терригенные породы, выполняющие рифтовые бассейны, перекрываются эвапоритами, формирование которых происходило, по всей видимости, на самых ранних стадиях разделения континентов и образования океанического дна.

Предполагается, что причиной образования эвапоритов были воды океана, попавшие в субаэзральные грабены, лежавшие ниже уровня моря (рис. 9.8). Эвапориты являются источниками соли и выполняют роль нефтяных ловушек. Предполагается также, что эвапориты влияли на образование страти-

Рис. 9.6. Схема строения окраины Новой Шотландии (восток Канады), по данным из работы [3]:

а – ледниковый период: пониженный уровень моря, осадки напрямую питаю верхний склон, преобладает переотложение турбидными течениями, обычны оползневые процессы, придонные течения слабые; б – постледниковый период: быстрый подъем уровня моря, отступление ледника, широкие погруженные шельфы, на перегибе шельфа осадки вновь переходят в суспензию, преобладает гемипелагическое осадконакопление, сильные придонные течения



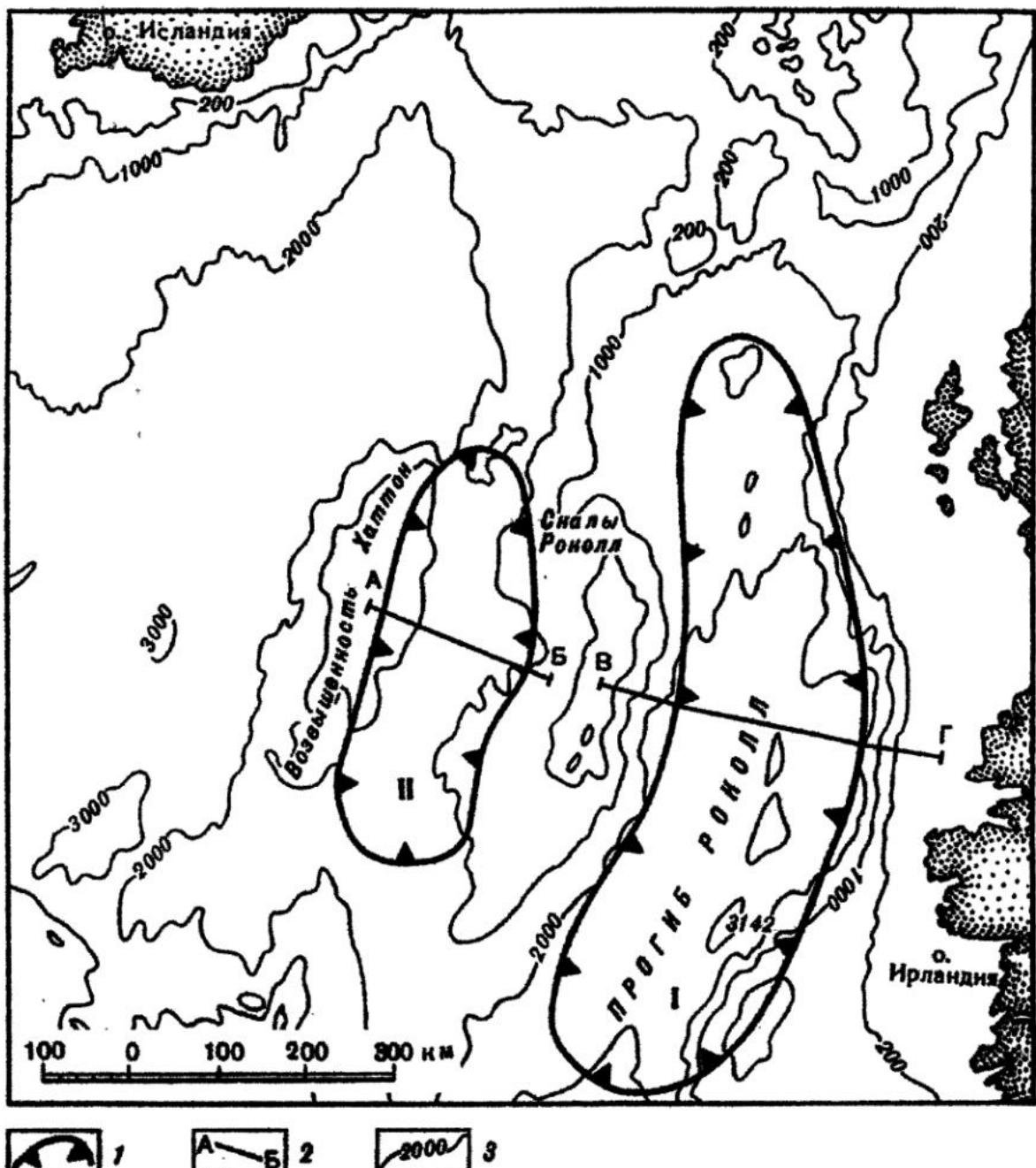


Рис. 9.7. Схема расположения осадочных бассейнов Роколл (I) и Хаттон-Роколл (II), по [5]:
1 – граница бассейна; 2 – линия разреза; 3 – изобаты, м

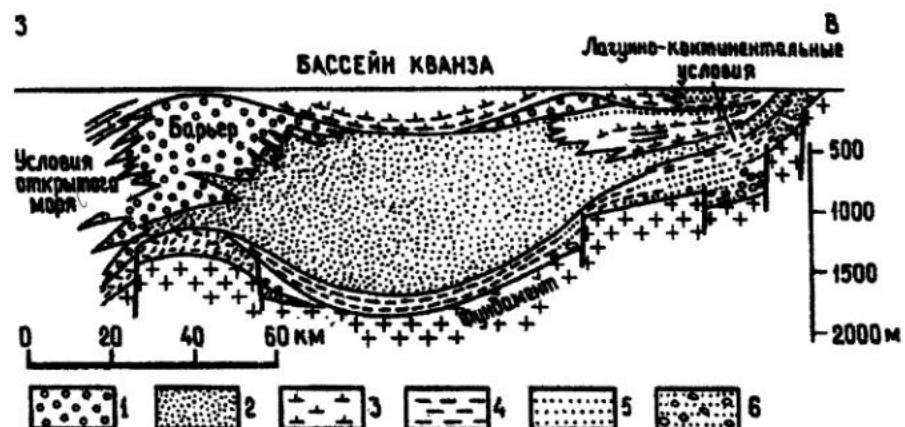
формных месторождений меди в подстилающих рифтовых толщах. Однако, хотя многие отложения солей в Циркуматлантическом регионе формировались во время раннего рифтогенеза Атлантики, тем не менее главным контролирующим фактором образования эвапоритов является климат. Так, они отлагались в Северном море в процессе крупного погружения континента задолго до раскрытия Северной Атлантики и на окраине Красного моря до начала спрединга морского дна.

В разрезах континентальных окраин за ранней фазой интенсивного рифтогенеза следует пострифтовая фаза простого погружения бассейна, с которой связано формирование осадочных последовательностей шельфа и их постепенное перемещение (проградация) в сторону океана (рис. 9.9). Отложения обеих фаз разделены, как правило, несогласием.

В наиболее общем виде развитие континентальной окраины включает четыре стадии (инфрарифтовая, рифтовая, стадия распада и стадия после распада) и может быть представлено следу-

Рис. 9.8. Разрез осадочного бассейна Кванза у побережья Анголы в конце «эвапоритовой стадии». Заимствовано из работы [3]:

- 1 – калькаринты;
- 2 – эвапориты;
- 3 – мергели;
- 4 – аргиллиты;
- 5 – песчаники;
- 6 – конгломераты

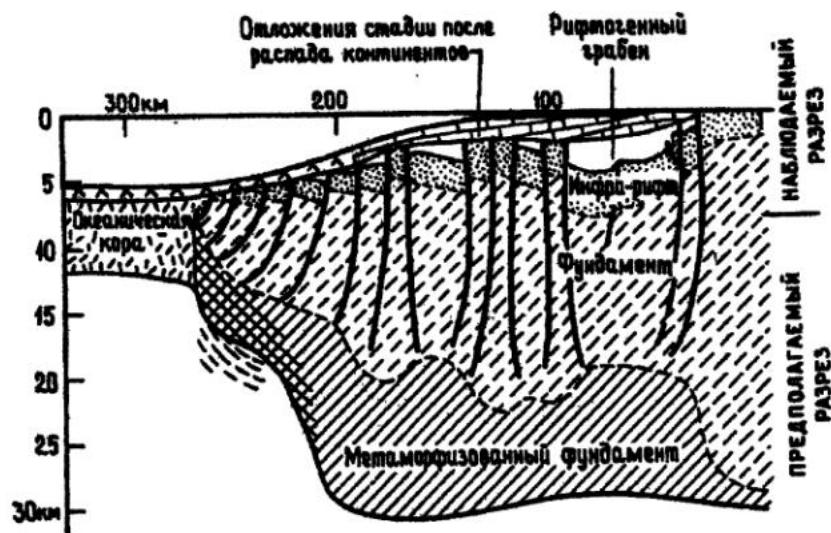


ющим образом. На инфрарифтовой стадии происходит обширное и быстрое (10 см/1000 лет) погружение, при котором бассейн заполняется в основном грубообломочными отложениями континентального генезиса. Магматические проявления на данной стадии отсутствуют. На рифтовой стадии происходит образование значительного числа разломов, активизируются процессы вулканизма, осадконакопление осуществляется в континентальных и, частично, морских условиях, темпы погружения несколько снижаются (2–4 см/1000 лет). Несогласие, связанное с распадом континентов («break-up» несогласие), совпадает с началом спрединга океанического дна и отделяет рифтовую стадию от третьей стадии (стадия после распада), когда начинают доминировать процессы медленного погружения, захватывающие обширные площади, а континентальная седimentация окончательно уступает место морскому осадконакоплению. Длительность инфрарифтовой и рифтовой стадий составляет примерно 30–40 млн лет, суммарное погружение на этих стадиях достигает 40 % от общего, термически обусловленного погружения пассивной окраины. Общая же длительность формирования пассивных окраин может достигать 100 млн лет.

Исходя из сказанного выше, ассоциация мощных последовательностей мелководных морских обломочных пород, шельфовых карбонатов и отложений прибрежных равнин с обширным поясом развития столь же мощных толщ «эвгеосинклинального» флиша, офиолитов и пелагических осадков может интерпретироваться как результат седimentации на окраинах атлантического типа. Одними из первых районов, к которым были реально применены приведенные выше представления, явились кембрийско-ордовикские окраины каледонид Аппалачского складчатого пояса, расположенного на востоке США (рис. 9.10). Другим примером являются разрезы верхнего докембра и нижнего палеозоя Скалистых гор на западе Северо-Американского кратона, где с востока на запад относительно тонкий платформенный чехол постепенно сменяется все более мощными комплексами вначале шельфовых, затем – одновозрастных им склоновых (отложения подводных конусов выноса) и океанических отложений.

Полезные ископаемые в осадочных последовательностях древних пассивных окраин представлены стратiformными месторождениями свинца, цинка, барита и флюорита в карбонатных и терри-

Рис. 9.9. Принципиальная схема строения пассивной континентальной окраины «австралийского типа». Заимствовано из работы [3]



Поздний докембрий –
ранний ордовик

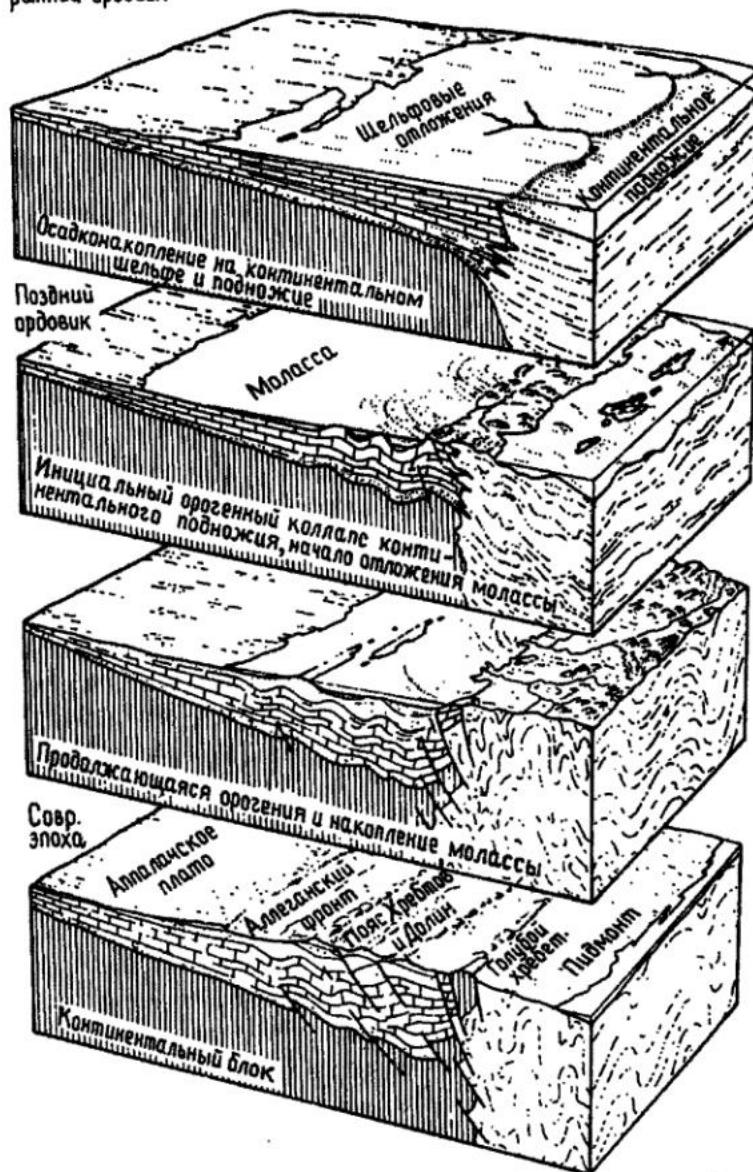


Рис. 9.10. Пара «миогеосинклиналь-эвгесинклиналь», испытывающая ряд последовательных стадий – начальное прогибание и осадконакопление, начальное сжатие и главное орогеническое событие [3]

генных породах, залежами углеводородов и солей, меди и др. Многие из них являются эпигенетическими, например, нижнепалеозойские руды долины Миссисипи в США и рудные тела в Канадской Арктике. Другие руды, например, в нижнекаменноугольных известняках Ирландии, возможно, накапливались сингенетично из металлоносных реликтовых рассолов на дне эпиконтинентальных морей, ограничивавших пассивные окраины. Полосчатые железорудные формации раннего протерозоя, например Лабрадорского трога в Квебеке и Ньюфаундленде, а также в провинции Хаммерсли в Западной Австралии, не имеют современных эквивалентов. Тем не менее их распространение в узких поясах длиной до 1000 км и ассоциация с мощными карбонатными толщами предполагают усло-

вия осадконакопления, в целом сравнимые с современными континентальными шельфами [3].

Примеры осадочных бассейнов надрифтового (платформенного) типа весьма многочисленны как в нашей стране (ранне-среднерифейский Сухопитский бассейн, средне-позднерифейский Бодайбинский, среднерифейский бассейн западного склона Южного Урала, позднерифейский Большешепитский бассейн, раннепалеозойский Прибалтийский бассейн, среднедевонско-раннепермский Волго-Уральский бассейн, среднедевонско-каменноугольные Кизеловский и другие западноуральские бассейны, ордовикско-силурийские Североуральские бассейны, венд-кембрийский Сангилено-Хубсугульский бассейн, юрский бассейн Большого Кавказа, позднекаменноугольно-среднеюрский Лено-Вилуйский бассейн, кайнозойские Восточно-Сибирский, Чукотский и другие бассейны), так и за рубежом (рифейский бассейн Маунт-Айза, протерозойский бассейн Мак-Артур, кембрийско-раннекарбоновый бассейн Иллинайс, венд-кембрийский Южно-Китайский бассейн, венд-раннепалеозойский Малокаратауский бассейн, юрско-меловой Северо-Африканский бассейн, позднемеловые-четвертичные бассейны – Марокканский, Алжиро-Тунисский, Восточно-Средиземноморский и Западно-Африканский, кайнозойский североамериканский Приатлантический бассейн, раннемеловой-четвертичный бассейн Мексиканского залива (рис. 9.11, 9.12), кайнозойские западноевропейские приатлантические бассейны, кайнозойские западно- и южноафриканские приатлантические бассейны, а также кайнозойские западные и юго-западные Австралийские бассейны и др.) (Беленицкая и др., 2001).

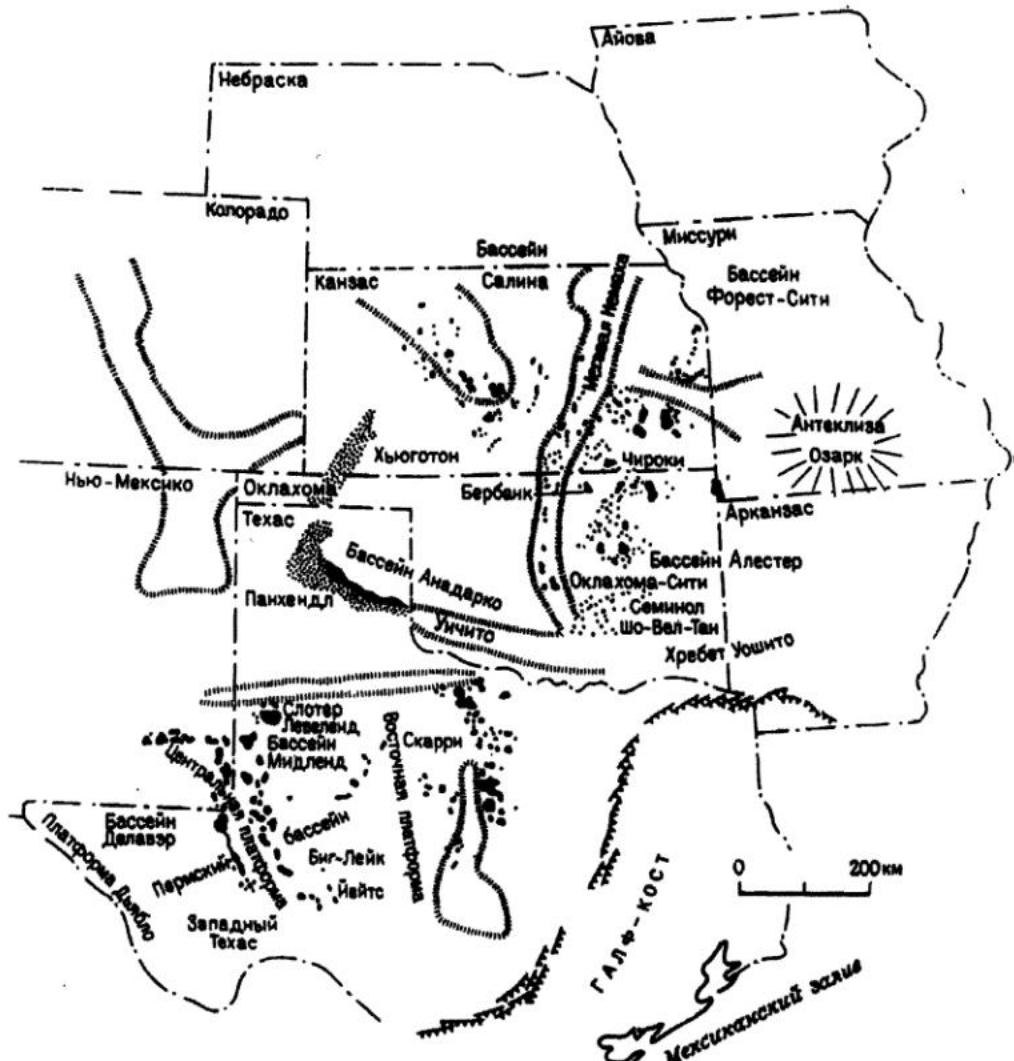


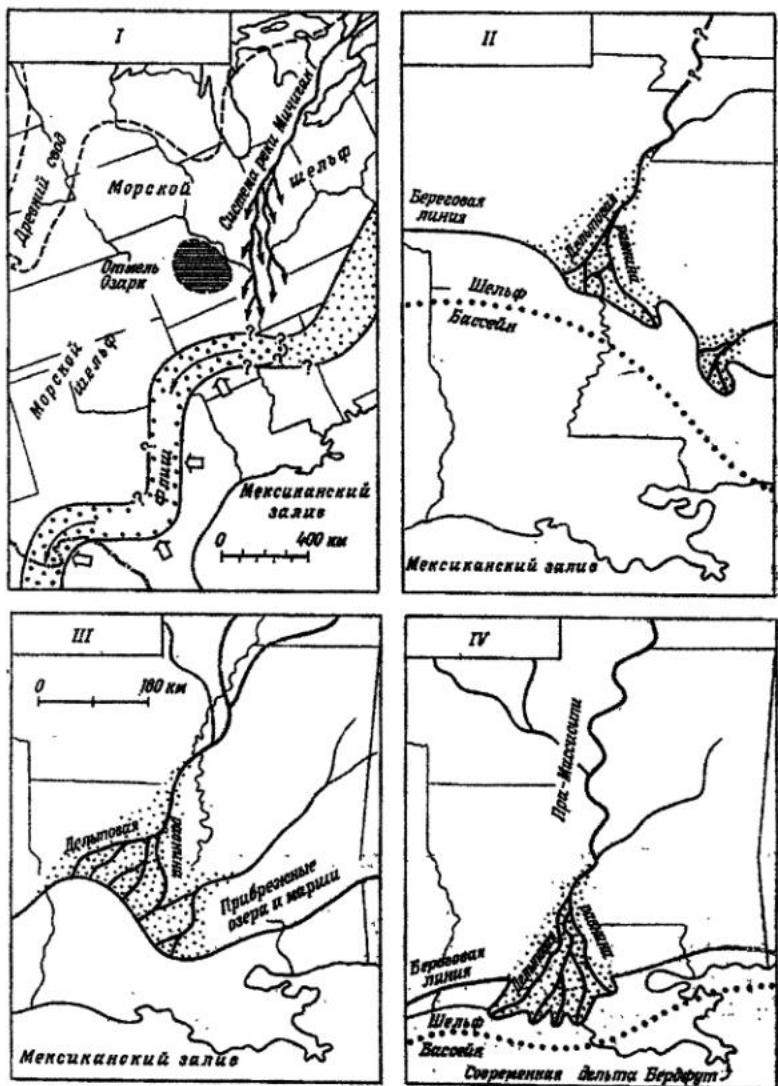
Рис. 9.11. Схематическая карта основных осадочных бассейнов Мидконтинента США, по работе [4].

Принципиальная схема строения коры в области перехода от континента к океану показана на рис. 9.13.

Среди современных континентальных окраин наиболее хорошо изучена атлантическая окраина Северной Америки (Геология континентальных..., 1978; Строение и нефтегазоносность..., 1981) [3 и др.] (рис. 9.14). В ее пределах за последнее десятилетие выявлены крупные различно ориентированные приразломные прогибы, зона развития которых более или менее параллельна очертаниям современной континентальной окраины (рис. 9.15, 9.16). Многочисленные грабены, слагающие эту зону, нарушают докембрийское и палеозойское складчатое основание и выполнены, главным образом, континентальными отложениями триасового возраста с пластами основных вулканитов и нередко юрскими звапоритами. Эти образования с несогласием перекрыты морскими отложениями мела и кайнозоя. Подобное строение характерно для залива Мэн, плато Блейк, района мыса Хаттерас, поднятый Флемши-Кап, Джорджес-Бэнк и др. (рис. 9.17). Развитие континентальной окраины Северной Америки как части раскрывающегося Атлантического океана началось в триасе под воздействием процессов рифтогенеза. В это время в серии образовавшихся здесь грабенов произошло накопление вулканогенно-осадочных толщ континентального генезиса (рис. 9.18). Примером подобного грабена является Балтиморский трог, длина которого составляет 500 км, а ширина 100–200 км. Общий объем осадочного выполнения данного грабена составляет около 500 000 км³ осадков. Верхнетриасовые красноцветы рифтовых долин и вулканиты отделены здесь от юрских окраинных морских осадков и шельфовых известняков с рифовыми постройками несогласием, соответствующим времени распада континентов. После образования обширного нижнемелового проградационного клина последовала позднемеловая трансгрессия. Конфигурация третичных осадков в грабене Балтимор обусловлена проградацией дельты и небольшой трансгрессией.

Рис. 9.12. Эволюция аллювиально-дельтовых систем на востоке Североамериканского кратона в конце палеозоя, в мезозое и кайнозое (Петтиджон и др., 1976):

I – речная система Мичиган в позднемиссисипское время; II–IV – мезозойские предшественники современной Миссисипи: II – поздняя юра, III – эоцен, IV – миоцен



фации, залегающие в настоящее время на глубинах около 5 км, указывают на большие масштабы проявившихся на рассматриваемой территории вертикальных смещений (Строение и нефтегазонность..., 1981). Как и для других пассивных окраин континентов, для атлантической окраины Северной Америки можно выделить ряд хорошо распознаваемых этапов: 1) предрифтового спокойного воздымания платформенных и складчатых палеозойских образований и докембрийского кратона; 2) формирования рифтовых впадин и их осадочного выполнения и 3) образования морского плитного комплекса.

При дальнейшем раскрытии океана погружение материальной окраины заметно усилилось. В результате начавшегося поступления океанических вод в рифтогенных прогибах в течение юрского времени были сформированы терригенно-карбонатные и местами эвапоритовые образования. В раннем мелу они сменились мелководно-морскими карбонатными отложениями. Позднее, в кайнозое, после раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна, приток арктических придонных вод обусловил накопление тонкозернистых терригенно-кремнистых осадков. Мелководные ранне-меловые и эвапоритовые юрские

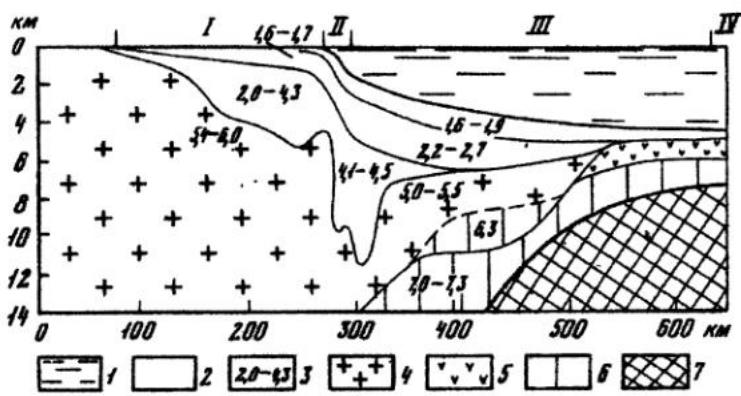


Рис. 9.13. Принципиальная схема строения периконтинентального осадочного бассейна (по данным Ч. Дрейка, заимствовано из работы [5]):

1 – вода; 2 – осадочные образования; 3 – сейсмические скорости, км/с; 4 – «гранитный» слой; 5 – второй океанический слой; 6 – «базальтовый» слой; 7 – мантия. Геоморфологические зоны: I – шельф, II – континентальный склон, III – континентальное подноожие, IV – абиссальная равнина

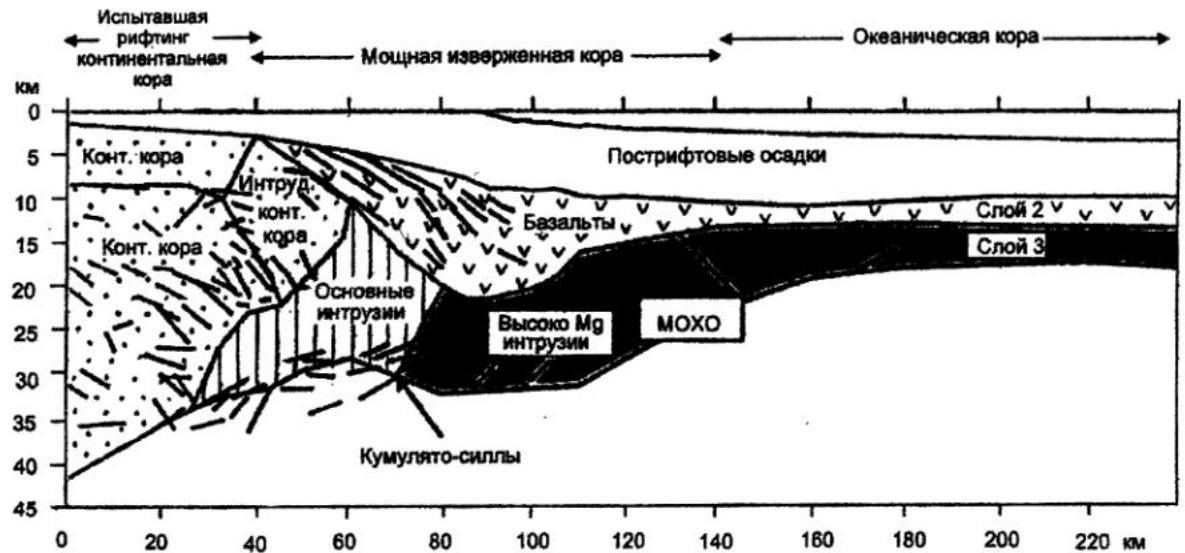


Рис. 9.14. Геологическая интерпретация профиля через Северо-Американскую окраину Атлантики (по Дж. Рестону, заимствовано из работы [6]):

Схема основана на данных сейсмики отраженных волн, сейсмических скоростях и плотности. Мощная магматическая кора, состоящая из базальтов в пределах наклоненного к океану клина и подстилающих основных интрузивов, занимает зону 100-километровой ширины между подвергшейся рифтингу континентальной и океанской корой. Предполагаемое латеральное увеличение содержания MgO в нижней коре отражает увеличение скоростей от 6,7 до 7,5 км/с

Специфической чертой Западно-Африканской пассивной окраины является широкое развитие так называемых «дельтовых осадочных бассейнов» [4]. Эти бассейны, имеющие в основном кайнозойский возраст, приурочены к обширным длительно опускающимся областям, заполненным мощными толщами осадков, приносимым и крупными реками. Дельтовые бассейны являются наилучшими зонами для накопления терригенных осадков в морской среде и здесь проявляются все геологические факторы, способствующие формированию залежей нефти и газа. Прежде всего, дельтовые бассейны приурочены к нестабильным зонам, обеспечивающим накопление очень мощной (до 10 и более км) толщи осадков. Тектоническое строение дельтовых осадочных комплексов характеризуется наличием конседиментационных «разломов роста» в сочетании с разломами, резко дискордантными по отношению к осадочному выполнению. Для рассматриваемых бассейнов характерно также присутствие поднятий и соляных или глинистых недоуплотненных куполов.

«Разломы роста» – это разломы в форме дуги, вогнутой и выполаживающейся в сторону центра бассейна. Углы падения «разломов роста» в верхней части составляют около 45° (рис. 9.19). Амплитуды смещения по разломам роста максимальны в центральной части и уменьшаются в латеральном и вертикальном направлениях. С внутренней (опущенной) стороны разломы ограничены небольшими антиклинальными складками, или «несогласными антиклиналями», для которых характерна более мощная осадочная серия, чем в приподнятом крыле. Эти нарушения имеют различные характеристики, в зависимости от их положения в бассейне. Так как у берега глинистые отложения имеют небольшую мощность и чередуются с многочисленными горизонтаами песчаников, то залежи здесь обычно отличаются малыми размерами. Для средних частей дельт характерны более мощные глинистые серии; «несогласные антиклинали» здесь шире и имеют относительно простую форму, а залежи нефти в них могут достигать довольно крупных размеров. Для зон, расположенных у обращенного в сторону моря края дельты, характерны преимущественно глинистые, часто малоуплотненные, серии большой мощности. Тектоника этих областей отличается сложностью и проявлениями диапиризма; залежи УВ, как правило, сильно раздроблены разломами. Разломы роста перпендикулярны к градиентам изменения мощности и параллельны линиям смены фаций.

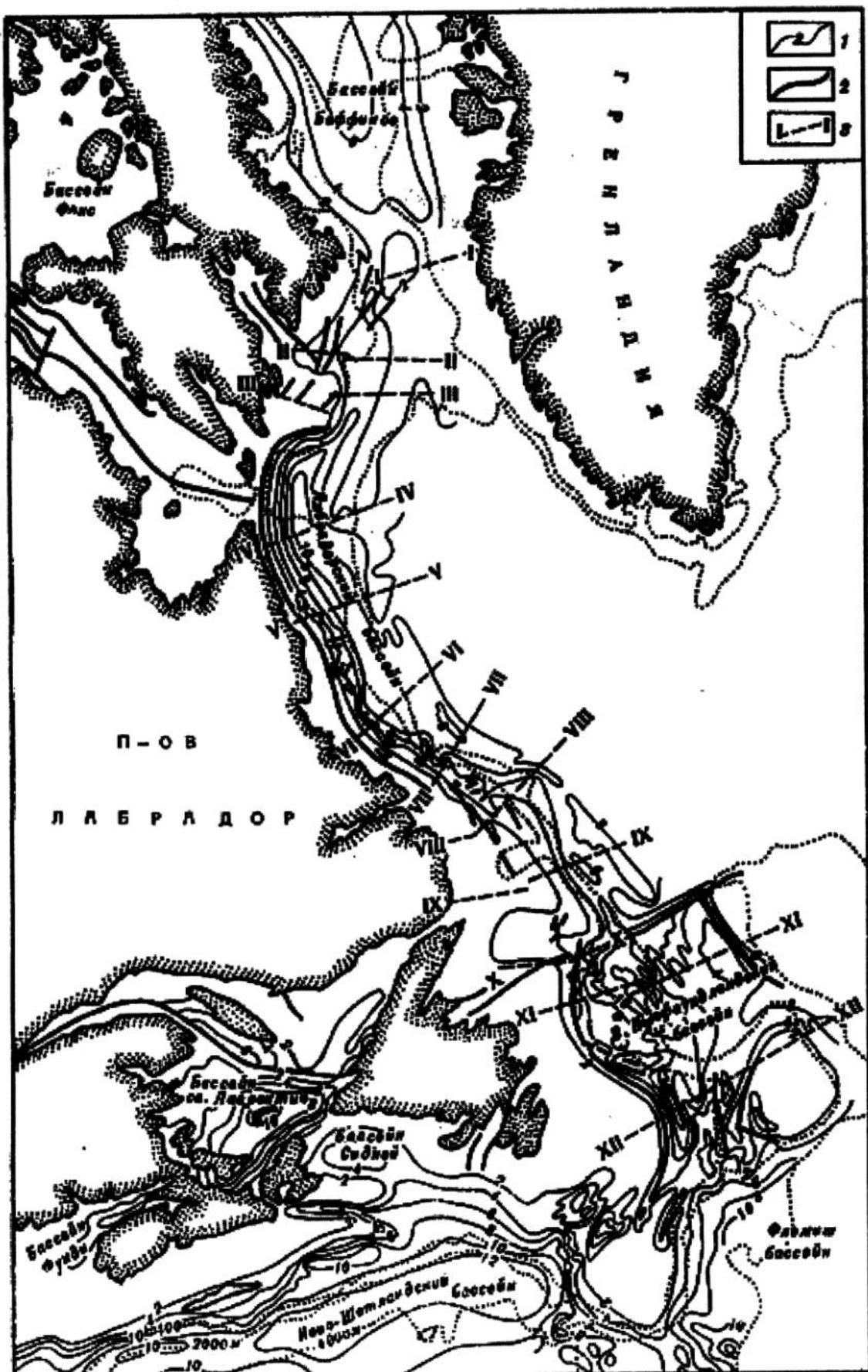


Рис. 9.15. Осадочные бассейны на атлантическом побережье Канады (заимствовано из работы [5]):

1 – изопахиты, км; 2 – разломы; 3 – линии разрезов

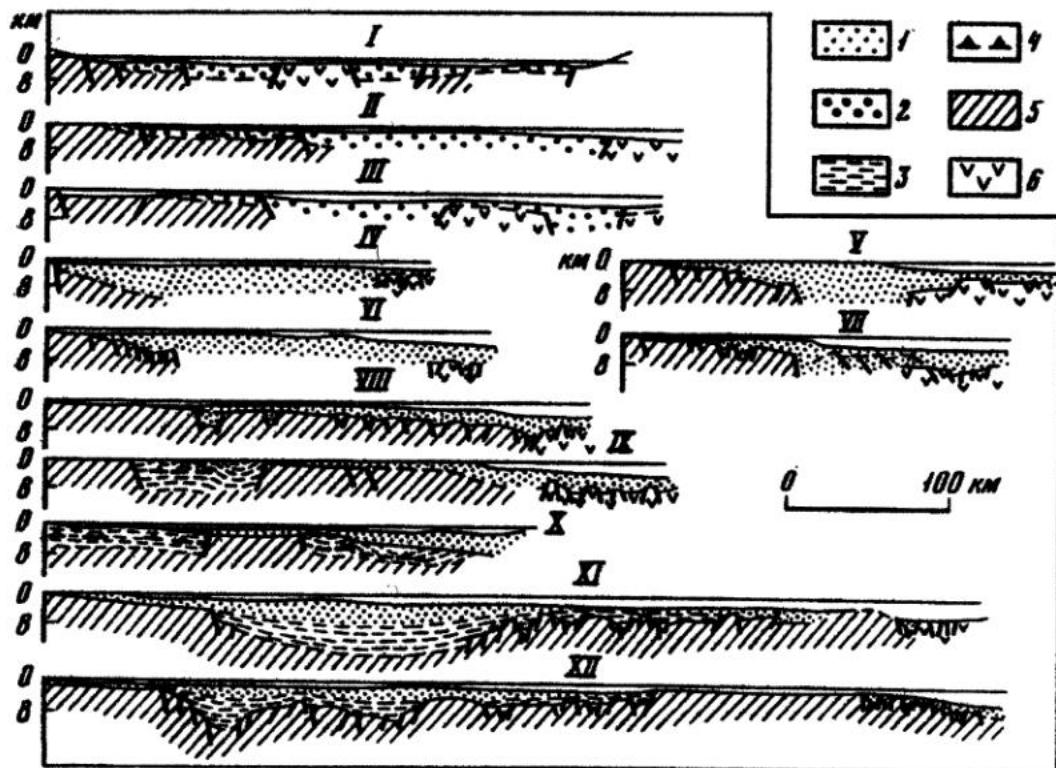


Рис. 9.16. Геологические разрезы через Лабрадорский бассейн [5]:

Отложения: 1 – меловые и кайнозойские, 2 – мезозойские и кайнозойские, 3 – палеозойские и мезозойские; 4 – соляные купола; 5 – континентальная кора; 6 – океаническая кора. Положение разрезов см. на рис. 9.15

Ловушки в бассейнах этого типа в большинстве своем прямо или косвенно приурочены к «разломам роста». Чаще всего ловушка образуется антиклинальной складкой, ограничивающей разлом роста, однако разлом не участвует в замыкании. В сложных сбросовых системах залежи нефти и газа распределяются произвольно, под влиянием тех или иных разломов, которые выполняют роль то экранов, то проводников мигрирующих углеводородов. По-видимому, залежи нефти и газа располагаются одинаково часто как в высоко расположенных блоках, так и у основания разломов, где осадочные серии более развиты. Вертикальная миграция преобладает вследствие прерывистости коллекторов и вследствие того, что разломы играют роль как экранов, так и зон дренажа. В результате отмечается неоднородность характеристик углеводородов, часто связанная с многообразием среды осадконакопления.

Кроме того, для паралических провинций характерны поднятия, возникновение которых вызвано особым поведением недоуплотненных глинистых или соленосных пластов. Такие купола и диапирсы образуют большое количество сложных многоярусных ловушек. Быстрое накопление глинистых осадков вызывает образование пластичных слоев с высоким давлением, которые по ослабленным зонам внедряются в вышележащие породы и образуют глиняные диапирсы, а если достигают поверхности, то – грязевые вулканы. Коллекторами в дельтовых бассейнах выступают песчаные отложения различных фаций: речные отложения, отложения пляжей, подводные дюны, морские мели и даже глубоководные обломочные конусы выноса, расположенные далеко впереди собственно дельтового аппарата. Наиболее благоприятные зоны соответствуют зонам чередования песчаников и глин. Зоны, расположенные выше по течению, где песчаники составляют более 50 %, как правило, не имеют покрышек и насыщены пресной водой. В зонах, расположенных ниже по течению, глины становятся преобладающими, и коллекторы практически исчезают. Наиболее благоприятны зоны, в которых соотношение песок/глина находится в пределах 30–60 %. Опускающиеся дельтовые бассейны являются зонами частых наступлений и отступлений моря. Трансгрессивные прослои морских глин, которые могут играть важную роль в генезисе нефти, обычно являются и прекрасными покрышками.

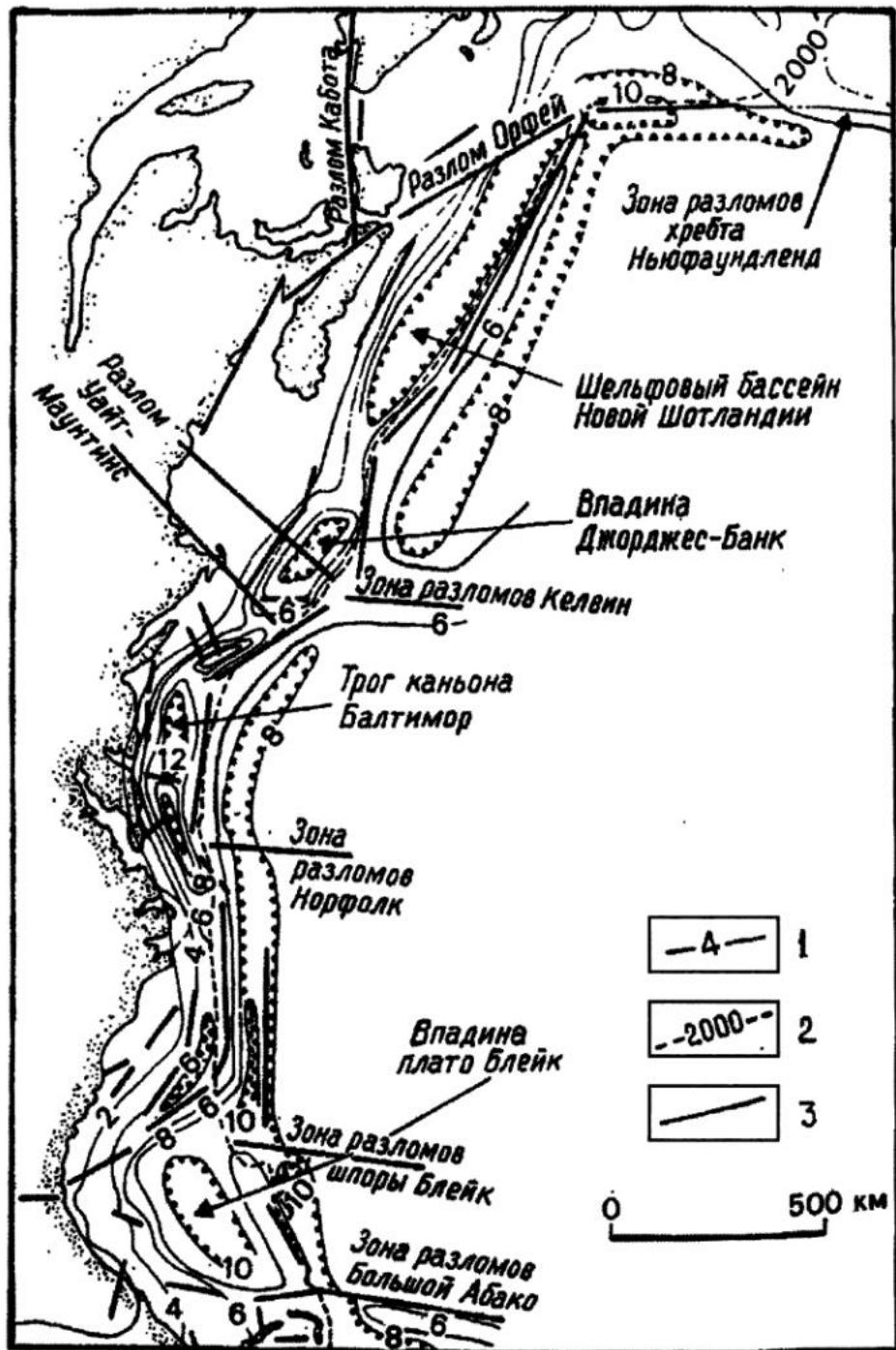


Рис. 9.17. Карта-схема осадочных бассейнов на восточной континентальной окраине Северной Америки (заимствовано из работы [3]):

1 – глубина залегания доюрского фундамента, км; 2 – изобата 2000 м; 3 – разлом континентальной окраины

Для дельтовых бассейнов характерно обилие органического вещества гумусового типа, вследствие чего они обладают большими запасами газа. Пакеты и пачки морских мергелей, часто с керогеном, могут играть важную роль и в формировании жидких углеводородов.

Дельтовые бассейны, расположенные в нестабильных зонах, обычно находятся под влиянием повышенных термических потоков, что проявляется в относительно повышенных геотермических градиентах в их краевых зонах. Мощные глинистые серий, часто более или менее недоплотненные на глубине, препятствуют этим потокам, что проявляется в низких геотермических

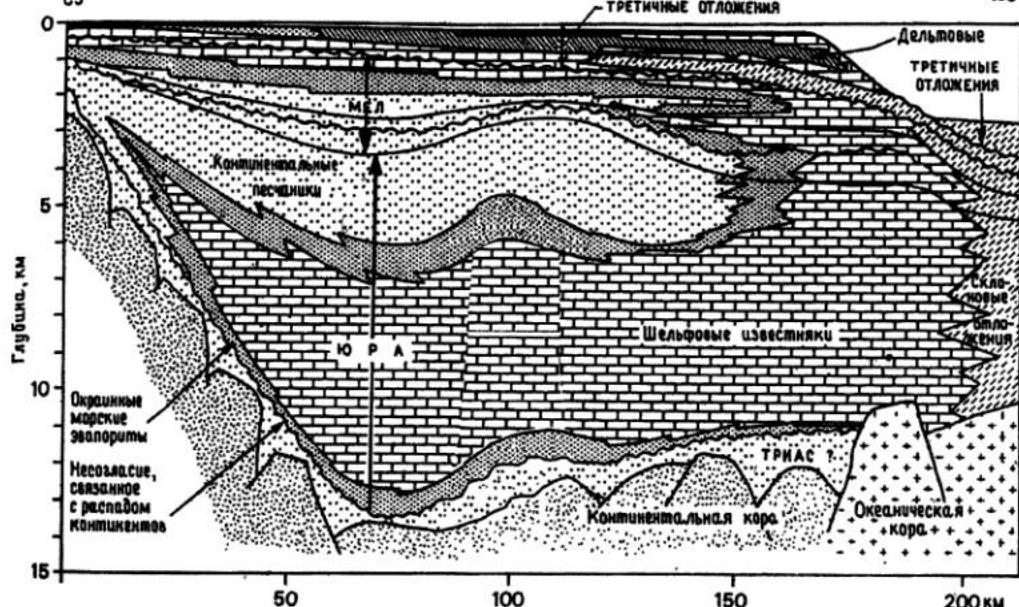


Рис. 9.18. Схематический разрез трога Балтиморского каньона, заимствовано из работы [3].

ЮЮЗ

ССВ



Рис. 9.19. Схематический геологический разрез осадочного бассейна дельты р. Нигер (заимствовано из работы [4])

градиентах (часто ниже 26 °C/км) в центральных областях. Данные термические и литологические характеристики допускают присутствие залежей нефти на относительно большой глубине⁹.

В бассейнах дельтового типа к середине 80-х гг. прошедшего века было открыто примерно 15 млрд т нефти, из которых около 90 % пришлось на бассейны Галф-Кост и дельты Нигера. Большая часть залежей в этих бассейнах имеет, однако, небольшие размеры. Так, в бассейнах дельтового типа в Мексиканском и Гвинейском заливах насчитывается 12 гигантских месторождений, в которых сосредоточено лишь около 4 % общих запасов. Для бассейнов этого типа характерен рассеянный ареал, и на самом крупном месторождении сосредоточено, как правило, не более 5 % общих запасов [4].

⁹ Примером высококачественной материнской породы является «битуминозная зона» в дельте р. Маккензи. Трансгрессивные морские глины верхнего мела богаты здесь органическим веществом смешанного состава, состоящим из 65 % липидов и 35 % ОВ гумусового типа в подошве и из 97 % липидов в кровле. Мощность толщи изменяется в пределах от 0 до 500 м в середине дельты. В наиболее богатой части она содержит примерно 3 % органического вещества, способного подвергаться пиролизу, что, вероятно, делает эту породу самой продуктивной материнской породой в Канаде. Очевидно, что 1 км³ ее способен продуцировать 25 т нефти и 1,4 млрд м³ газа [4].

1) Восточная пассивная окраина палеозойского Европейского континента протягивается с севера на юг почти на 2500 км (Клещев, Капустин, 1989). Внешняя (приокеаническая) ее граница условно проведена по Главному Уральскому глубинному разлому, внутренняя – по восточным склонам Воронежской антеклизы, Токмовского, Котельнического и Сысольского сводов, Тиманской гряды. В этих границах ширина ее меняется от 300 до 1000 км.

2) Зарождение этой пассивной окраины было связано с раннепалеозойской глобальной деструкцией континентальной коры, приведшей к раскрытию океанов палео-Япетус и палео-Уральского. В результате на значительном протяжении вдоль западной и восточной окраин литосферной плиты устанавливаются морские условия накопления.

3) Ордовикско-раннедевонский этап развития палео-Уральского океана характеризуется устойчивым расширением океанического пространства. Одной из особенностей палеогеографической обстановки рассматриваемого этапа является изрезанность береговой линии. Это, в сочетании с неравномерным прогибанием отдельных участков континентальной окраины, привело к формированию так называемых батиальных зон, далеко вдающихся в глубь континента. Этим же можно объяснить наличие, в современной структуре перикратонного погружения Восточно-Европейской платформы, депрессий с некомпенсированным осадконакоплением как в раннем, так и в позднем палеозое (Пайхайская, Лембинская, Малопечорская, Бардымская, Зилаирская, Бельская и др.). Наиболее интенсивными прогибаниями были охвачены северная и южная части пассивной окраины, отвечающие Печорской и Прикаспийской синеклизам. Основным же источником сноса выступала Волго-Уральская антеклиза, занимавшая восточную окраину Сарматского щита и представлявшая часть обширной пенепленизированной равнины. По-видимому, в силуре в южной (Прикаспийской) части пассивной окраины существовал океанический бассейн, соединявшийся с палео-Уральским океаном. Его можно рассматривать в качестве глубоководного палеозалива, каковым является, например, современный Мексиканский залив Атлантического океана.

4) Среднедевонско-среднекаменноугольный этап развития палео-Уральского океана характеризуется последовательным закрытием океана, появлением вулканических островных дуг, устойчивым и прогрессирующим погружением края платформы. Накопление осадочных комплексов на пассивной окраине проходило при интенсивных нисходящих тектонических движениях в условиях развивающейся с востока трансгрессии. Последняя была, по-видимому, связана и с эвстатическим поднятием уровня Мирового океана, и привела к образованию обширного периконтинентального морского бассейна. К концу девона практически вся территория палеозойской пассивной окраины, за исключением Тиманской гряды, была покрыта морем.

5) Активизация тектонических движений и развитие трансгрессии привели к дифференциации области денудации области и началу накопления здесь морских осадков. Высокая интенсивность и контрастность вертикальных тектонических движений способствовали заложению разнородных структур: обширных изометрических сводов, формирующихся над жесткими массивами фундамента архейской консолидации

6) (Татарский, Жигулевско-Пугачевский, Котельнический и др.), линейных грядовых систем, отвечающих инверсированным раннепалеозойским авлакогенам (Уральско-Оренбургская и др.), впадин, разделяющих эти поднятия (Мелекесская, Бузулукская и др.). В начале среднего девона в южных и восточных районах Волго-

Уральской антеклизы появляются разнообразные органогенные постройки, генетически связанные с додевонскими микрограбенами. В среднем и позднем девоне, в результате оживления доплитного палеорифта, был сформирован Казанско-Кажимский авлакоген. В начале позднего девона появились системы наложенных микрограбенов. В северной, Печорской, части пассивной окраины в девоне продолжали активно формироваться Печоро-Колвинский и Варандей-Адзъвинский авлакогены, трансформировавшиеся впоследствии в единый Тимано-Печорский, бассейн (рис. 9.20, 9.21). На южной и восточной окраинах Прикаспийского глубоководного залива сформировалась Астраханско-Енбекская зона поднятий, представлявшая собой систему островов с сиалическим типом земной коры, расположенных на абиссальной равнине. Зону поднятий образуют крупные своды, отвечающие на юге Астраханско-Гурьевской системе нижнепалеозойских приподнятых участков, на востоке – Енбекско-Шукатской системе выступов фундамента.

Астраханско-Енбекская зона поднятий по строению и геологической позиции во многом аналогична современным Флоридско-Багамской «карбонатной платформой» или Большой Ньюфаундлендской банке. Дальнейшее расширение герцинской трансгрессии привело к уничтожению стабильных источников сноса и внесло существенные изменения в региональную структуру территории. В ее строении, паряду с реликтами тектонических элементов предыдущих этапов, появились новые, характеризующиеся специфическими особенностями. Преобладание тектонических режимов растяжения по периферии Европейского континента в франкотурнейское время (по-видимому, это один из наиболее активных для платформы этапов растяжения) привело к образованию некомпенсированных прогибов. Они представляли собой внутриформационные структуры, наложенные преимущественно на отрицательные региональные элементы и образовавшиеся на палеошельфах в умеренно глубоководных условиях. Относящиеся к ним Печорская, Камско-Кинельская и Камско-Вятская системы составляют гигантский Восточно-Европейский пояс некомпенсированных прогибов, протягивающихся от Баренцева моря на севере до возвышенностей Общего Сырта на юге более чем на 2000 км. Указанный пояс некомпенсированных прогибов на юге раскрывался в Прикаспийский глубоководный палеозалив.

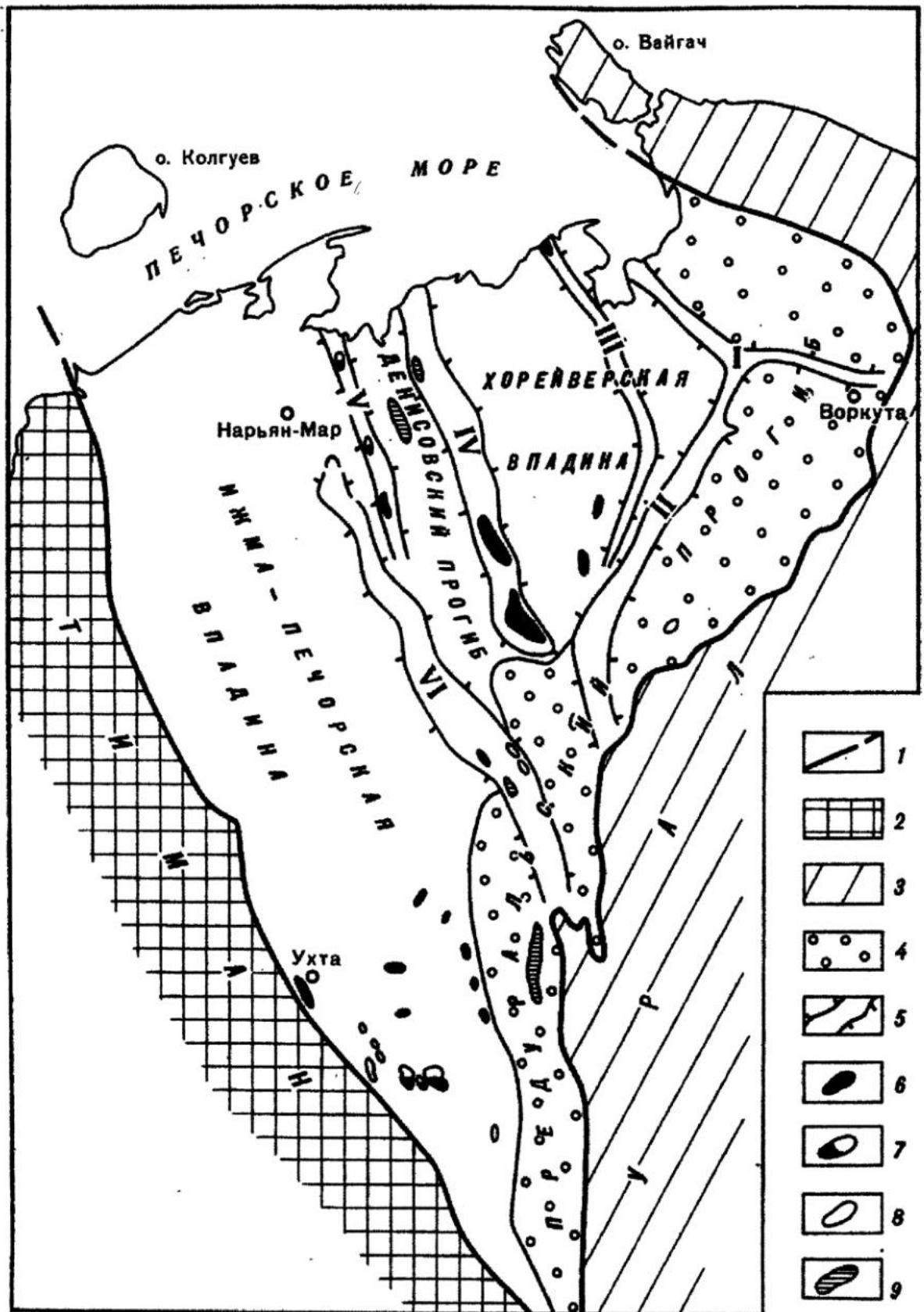


Рис. 9.20. Тимано-Печорский осадочный бассейн, по данным [5]:

1 – граница бассейна; 2 – байкалиды Тимана; 3 – герциниды Урала; 4 – краевой прогиб; 5 – инверсионные валы (I – Чернова, II – Чернышова, III – Сорокина, IV – Колвинский, V – Шапкино-Юрьяхинский, VI – Печоро-Кожвинский); месторождения: 6 – нефтяные, 7 – газонефтяные, 8 – газовые, 9 – газоконденсатные

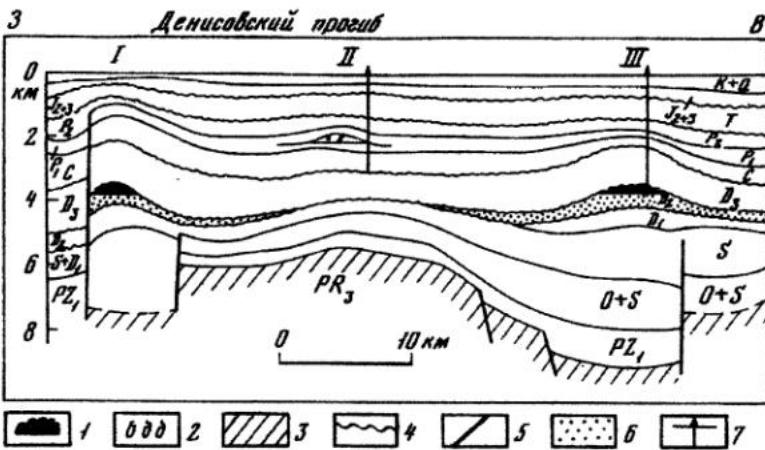


Рис. 9.21. Геологический разрез через центральную часть Тимано-Печорского бассейна, заимствовано из работы [5]:

1 – нефтяная залежь; 2 – газоконденсатная залежь; 3 – фундамент; 4 – несогласие; 5 – разрывы; 6 – терригенный средний девон; 7 – скважины

Общее поднятие Европейского континента по отношению к уровню Мирового океана в визейском веке привело к заполнению некомпенсированных прогибов угленосной формацией, а также к накоплению отложений речных систем, разгружавшихся на восток, в палео-Уральский океан, и на юг, в Прикаспийский глубоководный залив. Это сопровождалось образованием многочисленных крупных надводных и подводных палеодельт, и их последовательной проградацией в направлении океанических бассейнов.

Позднекаменноугольно-раннепермский этап развития пассивной окраины связан с полным поглощением океанической коры и закрытием палео-Уральского океана, с коллизией Европейского и Казахстанского континентов. Сильное горизонтальное сжатие, сопровождавшееся тектоническим скучиванием и резким воздыманием территории, привело к возникновению Уральской горно-складчатой системы. В качестве структуры, компенсирующей эти процессы, перед фронтом растущего складчатого сооружения сформировался Предуральский краевой (форландовый) прогиб, в который сносились продукты разрушения горно-складчатой системы и сползали альлютонные толщи. В северной и центральной (Печорской и Волго-Уральской) частях пассивной окраины в период регионального сжатия получили широкое развитие инверсионные движения. Наиболее ярко они проявились на территории Печорской синеклизы. Здесь в результате инверсии формируются: Печоро-Колвинский и Колвинский мегавалы, разделенные Денисовским прогибом, Хорейверская впадина, валы Сорокина, Гамбурцева и Зинченко, Мореюсская депрессия, а также Верхне-Адзьвинская котловина.

В Волго-Уральской антеклизе над Казанско-Кажимским авлакогеном появилась Вятская система линейных дислокаций, а над восточной частью Уральско-Оренбургского авлакогена был образован Оренбургский вал. Принципиально отличается от названных структур Прикаспийская синеклиза. Специфика карбонатного и терригенного осадконакопления в неритовых и батиальных обстановках в сочетании с устойчивым прогибанием предопределила преимущественное распространение здесь тектono-седиментационных морфоструктур, представленных «карбонатными платформами», краевыми барьерно-рифовыми зонами, ограничивающими палеошельфы, органогенными постройками (рифы, биогермы, биостромы), одиночными рифами, литогенными поднятиями (проградационными клиноформами) конусов выноса дельтового и авандельтового генезиса.

Позднепермско-раннетриасовый этап развития палеозойской восточной пассивной окраины Восточно-Европейской платформы отвечает завершению коллизии Европейского и Казахстанского континентальных блоков, полному закрытию палео-Уральского океана, окончательному оформлению Уральского складчатого пояса и Предуральского краевого прогиба.

Литолого-фаунальные комплексы, слагающие восточную пассивную окраину Европейского континента, представлены характерными комбинациями, закономерно сменяющихся по латерали и вертикали, бассадков неритовых карбонатных, сульфатно-карбонатных, терригенных и глинисто-кремнисто-карбонатных формаций, которые в направлении океанических бассейнов переходят в батиальные силицитовые конденсированные слои. Присутствие в верхней (нижнепермской) и нижней (силурийской) частях разреза Печорско-Прикаспийской пассивной окраины соленосных формаций, перекрывающих карбонатные толщи, позволяет положительно оценить перспективы нефтегазоносности глубокозалегающих горизонтов Тимано-Печорской и Прикаспийской провинций. В пределах окраины установлено развитие структур преимущественно древнего заложения, тектонической (наследованные и инверсионные формы) и тектono-седиментационной природы («карбонатные платформы», краевые, барьерно-рифовые зоны, пинаклы, поднятия конусов выноса). Большинство этих структур закладывалось и формировалось в периконтинентальных частях океанического бассейна, что определило благоприятное, с точки зрения нефтегазоносности, строение разрезов (рис. 9.22).

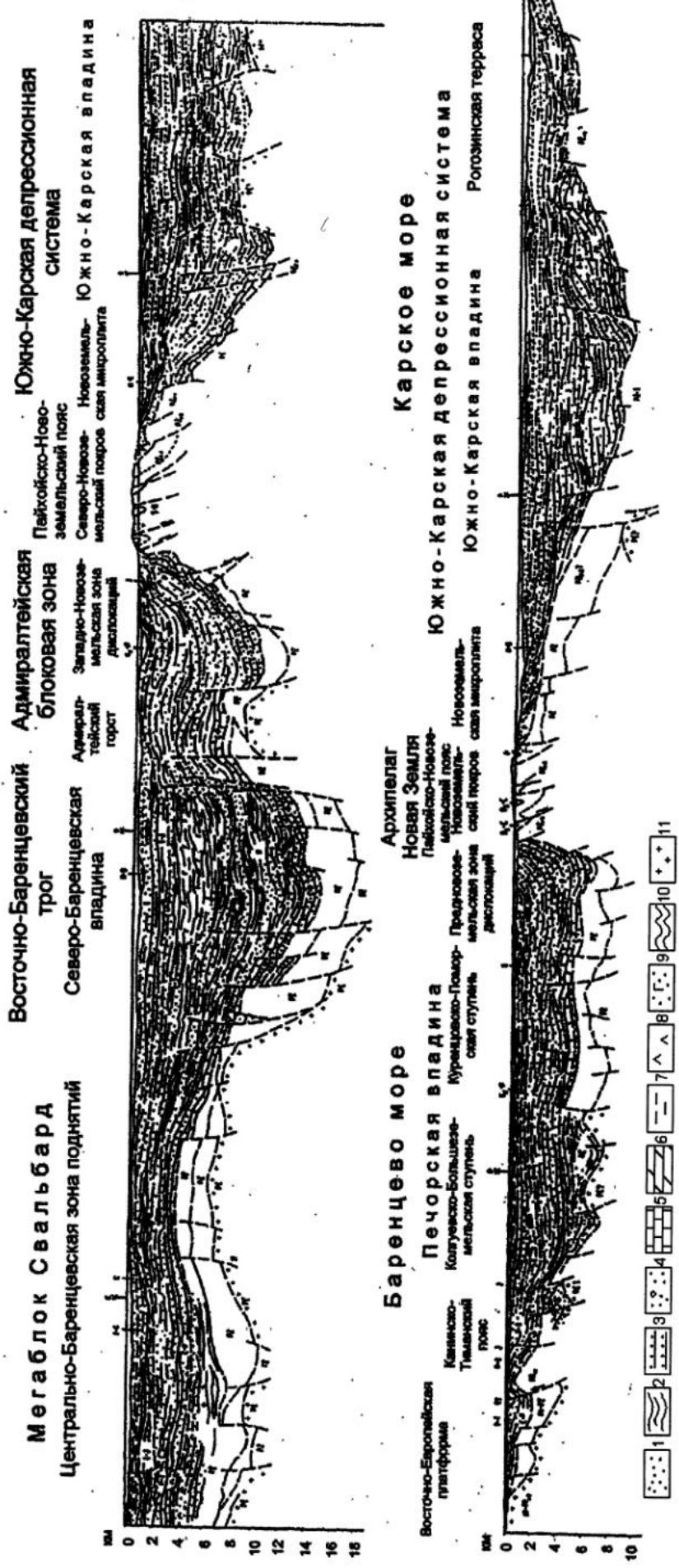


Рис. 9.22. Геолого-геофизические профили через Баренцево-Печорскую платформу [6]:
 1 – песчаники; 2 – глины; 3 – глинистые песчаники, пестринистые песчаники; 4 – конгломераты; 5 – известники; 6 – доломиты; 7 – сланцы; 8 – улистные прослои; 9 – вулканиты; 10 – метаморфизованные породы; 11 – докембрийский фундамент

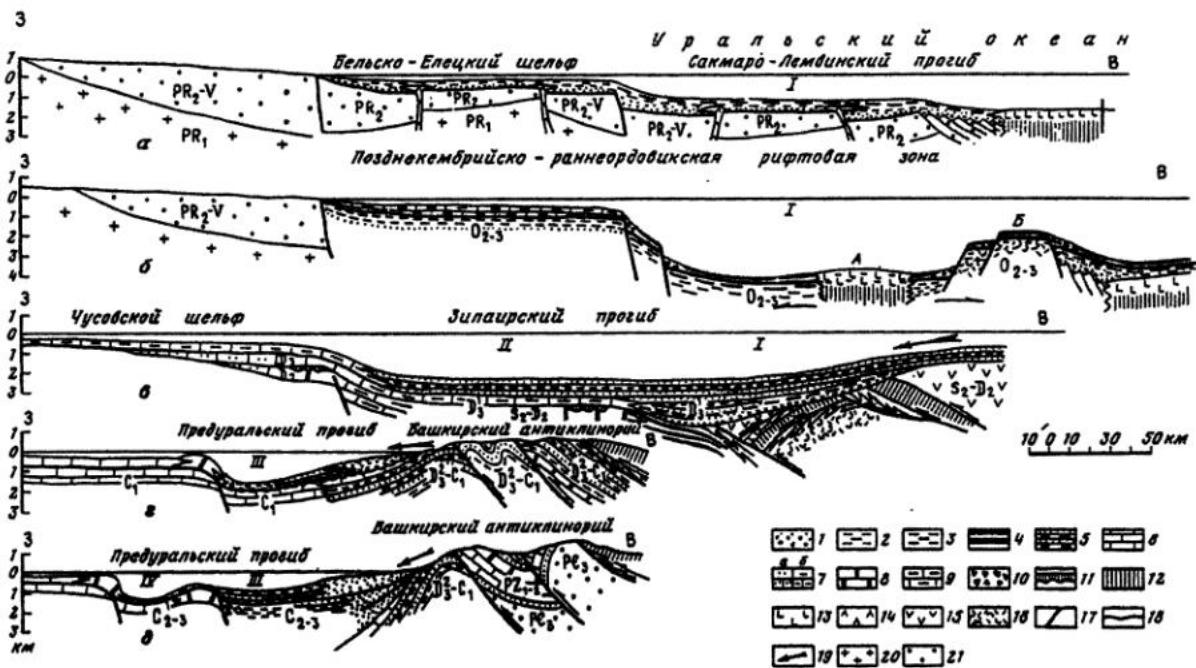


Рис. 9.23. Схематические палеотектонические профили через западный склон Южного Урала, по данным, приведенным в работе (Артюшков, 1993):

а – конец раннего ордовика; б – ранний силур; в – вторая половина позднего девона; г – средний карбон; д – ранняя пермь.

1 – грубообломочные породы, песчаники; 2 – мелководные алевролиты и глинистые сланцы; 3 – кремнисто-глинистые сланцы; 4 – фтаниты, радиоляриты, кремни; 5 – турбидиты; 6 – мелководные слоистые карбонатные породы; 7 – то же, с прослойями песчаников (а) и глинистых сланцев (б); 8 – рифогенные известняки; 9 – кремнистые известняки; 10 – олистостромы; 11 – бокситы; 12 – ультраосновные породы океанической литосферы; 13 – океаническая кора; 14 – щелочные базальты; 15 – известково-щелочные вулканиты; 16 – кислые вулканиты; 17 – разломы; 18 – подошва осадочных комплексов, образовавшихся в эпохи, показанные на профилях; 19 – направление сноса терригенного материала; 20 – архейско-нижнепротерозойский гранитно-метаморфический фундамент; 21 – верхнепротерозойский мелководный осадочный чехол

Эволюция пассивной палеозойской окраины Восточно-Европейской платформы в обобщенном виде приведена на **рис. 9.23**.

В пределах восточной палеозойской пассивной окраины Восточно-Европейской платформы расположен один из крупнейших в мире **Волго-Уральский осадочный бассейн (мегабассейн)**, занимающий площадь около 600 тыс км² между Уралом, Русской платформой и Прикаспийской впадиной. Он представляет собой бассейн платформенного типа на западе, который переходит в опускающийся желоб перед Уральским складчатым поясом (рис. 9.24). Северным продолжением этого мегабассейна является Тимано-Пермский бассейн, а на юге – Прикаспийский. Осадочное выполнение бассейна на востоке начинается животскими трангрессивными образованиями, залегающими на складчатом и эродированном субстрате. Обломочные отложения живота и нижнего франа перекрыты карбонатными породами, которые на западе переходят в отложения лагунных и континентальных фаций. После периода деформаций в карбоне отмечается новый осадочный цикл, который начинается терригенными отложениями и продолжается карбонатными. Наконец, пермские отложения, хорошо развитые в Предуральском прогибе, представлены двумя комплексами артинских, часто рифовых известняков, которые перекрыты соленосными кунгурскими толщами. Мощность осадочного выполнения Волго-Уральского мегабассейна увеличивается от 2–3 км на восточном крае Русской платформы до 6 км и более – в нескольких десятках километрах восточнее. В целом Волго-Уральский бассейн имеет близкую к флексурной форму; здесь чередуются валаобразные поднятия и впадины с большим радиусом кривизны. Эти крупные структурные единицы осложнены разломами и деформациями ограниченного масштаба с пологим падением. Основными коллекторами в Волго-Уральском мегабассейне являются отложения среднего девона и породы визейского яруса, а также отложения карбона и перми. Среднедевонские и визейские коллекторы обычно представлены песчаниками. Среди карбонатных образований карбона и нижней перми преобладают известняки, нередко рифовые.

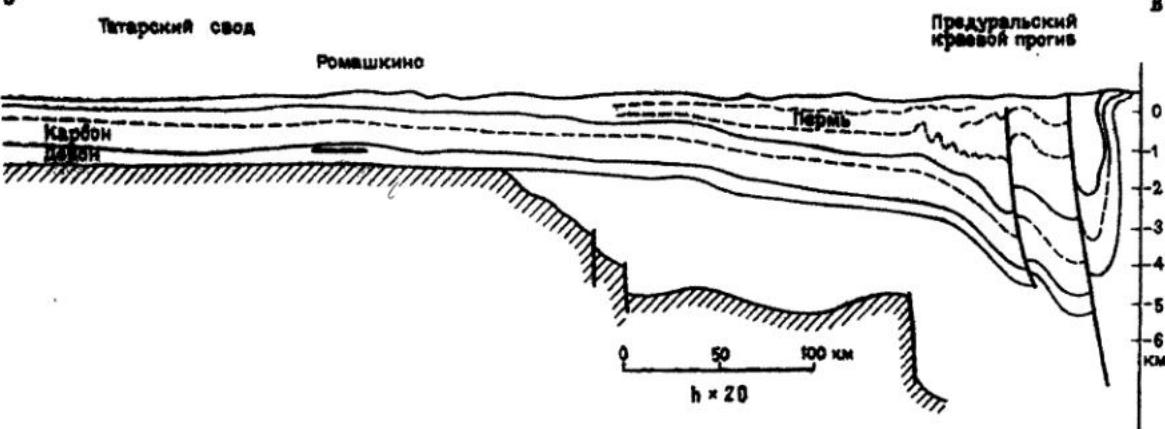


Рис. 9.24. Схематический геологический разрез через Волго-Уральский осадочный мегабассейн [4]

Наиболее крупные месторождения нефти в Волго-Уральском мегабассейне приурочены к песчаникам девона, мощность которых не превышает, как правило, 10 м. Песчаные пласти-коллектора имеют, однако, значительное распространение по площади и хорошо выдержаны. Это преимущественно дельтовые отложения и осадки береговых и прибрежных фаций, имеющие высокую пористость (около 20 %) и проницаемость (400-500 мД). Коллекторы, образованные пермскими известняками, имеют варьирующие характеристики в зависимости от степени изменения пород и трещиноватости. Покрышки представлены девонскими и каменноугольными очень хорошо выдержанными глинами, а также верхнепермской солью. Нефтематеринскими породами Волго-Уральского мегабассейна являются горизонты эйфельских и франских черных глин. Они содержат значительное количество органического вещества гумусового и сапропелевого типов и распространены на больших площадях.

Основным типом ловушек в бассейне являются купола и антиклинали, характеризующиеся, как правило, очень пологим падением слоев. Залежи нефти локализованы в основном в южной и юго-восточной краевых зонах Татарского и Средневолжского поднятий. Прекрасные ловушки стратиграфического типа образуют пермские рифы, протягивающиеся вдоль линейных поднятий.

Всего в Волго-Уральском мегабассейне в более чем 100 месторождениях сосредоточено около 6 млрд т нефти, из которых на сегодня добыто уже около трех четвертей. Двенадцать месторождений этого мегабассейна относятся к категории гигантских. Самое крупное из них, Ромашкинское, имело первоначальные запасы порядка 2 млрд тонн. Кроме нефтяных здесь разведано также 150 месторождений газа, суммарные начальные запасы которых составляли более 3 трлн м³.

Ромашкинское месторождение, расположенное в пределах крупного пологого куполовидного поднятия, было открыто в 1948 г. Падение пластов здесь не превышает 10°. Основными продуктивными горизонтами, число которых достигает 5, являются дельтовые песчаники среднего девона, залегающие на глубине 1800 м. Мощность продуктивных пластов варьирует от 2 до 35 м, составляя в среднем около 10 м. Средние дебиты скважин 40 т/сут, на некоторых скважинах – 125 т/сут. Накопленная добыча превышает 1,5 млрд т.

Девонские отложения продуктивны и на других гигантских месторождениях – Новоелховском, Туймазинском, Мухановском, Шкаповском и Бавлинском.

Самым крупным газовым месторождением в Волго-Уральском мегабассейне является Оренбургское. Запасы его оцениваются более чем в 2 трлн м³. Продуктивная толща представлена пермскими трещиноватыми доломитами, перекрытыми кунгурской солью и деформированными в результате проявления соляной тектоники. Залежь содержит высокосернистый газ. Ловушка месторождения представлена нарушенной антиклиналью с высотой замыкания 700 м, расположенной в приподнятой региональной зоне.

В пермских песчаниках Мелекесской впадины, расположенной на южной вершине Татарского свода, между Казанью и Самарой, содержится около 18 млрд т тяжелой нефти [4].

Другими примерами крупных осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин являются бассейн¹⁰ на морском продолжении Тимано-Печорского бассейна, Южно-Баренцевский и Южно-Карский бассейны, с которым в последние годы в России связаны основные перспективы по увеличению добычи нефти и газа. Исходя из особенностей строения, тектонической позиции и геодинамической эволюции, эти осадочные бассейны, расположенные в западной части арктического шельфа России, можно отнести к окраинно-континентальным рифтогенным. Их возникновение и развитие связаны с неоднократно проявлявшимися этапами растяжения земной коры.

По прогнозным оценкам Министерства природных ресурсов России, начальные извлекаемые ресурсы УВ на шельфе России составляют около 100 млрд т условного топлива (15,5 млрд т нефти и 84,5 трлн м³ газа). Это примерно 20–25 % объема мировых ресурсов УВ. Степень изученности российского шельфа на порядок ниже, чем в таких регионах активной нефте- и газодобычи, как Северное море, Мексиканский залив или шельф Западной Африки. На шельфе России к настоящему времени обнаружено 10 крупных нефтегазоносных бассейнов и еще 6 имеют статус возможно нефтегазоносных (Андреев, 2002), выявлено более 450 локальных структур и открыто 32 месторождения, в том числе супергигантские Штокмановское, Русановское и Ленинградское. Примерно 55 % нефти и 93 % газа на шельфе локализовано в осадочных бассейнах Западного сектора российской Арктики.

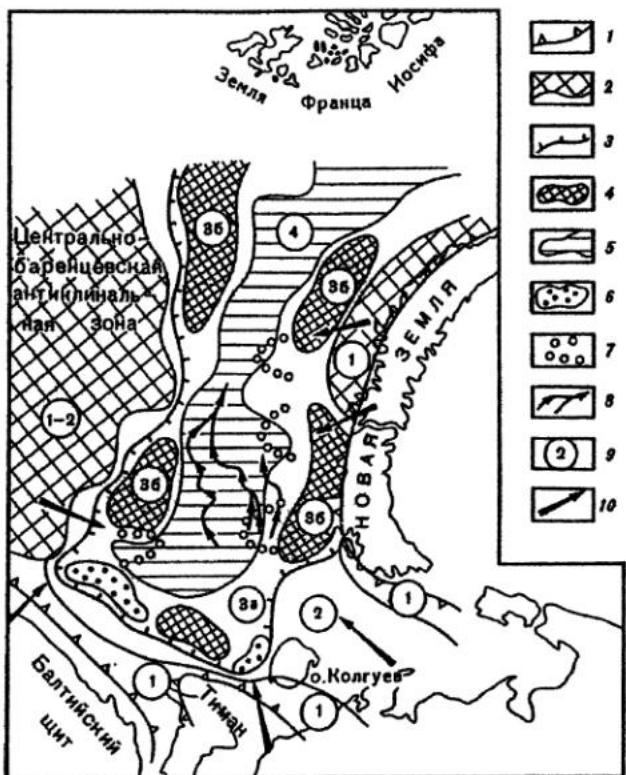
Осадочный бассейн Баренцева моря, несмотря на интенсивные геофизические исследования, является относительно слабо изученным (Алехин и др., 1989). В центральной части его южной впадины мощность осадков достигает 14–15 км, и на всю глубину осадочный чехол изучен только по периферии акватории. Вследствие этого сейсмостратиграфическая модель Баренцевоморского шельфа построена пока только для мезозойских и частично пермских отложений, которые на большей части акватории практически невозможно отличить от триасовой толщи. К началу накопления в бассейне пермских отложений основные окружавшие его структурные элементы (Балтийский щит, Тиманский кряж, южная часть Центральнобаренцевской антиклинальной зоны) уже существовали. Пермский терригенный комплекс имеет хорошо выраженную палеогеографическую зональность. На юго-востоке акватории Баренцева моря в его разрезах преобладают озерно-речные, лагунные и прибрежно-морские отложения. На сейсмических разрезах, характеризующих эту толщу, прослеживаются среднеамплитудные непротяженные горизонты. К середине поздней перми в южной части бассейна сформировалась шельфовая зона, обломочный материал в которую поставлялся мощными реками (палео-Печора и др.) с Пайхоя, Полярного Урала и, в меньшей степени, с Тимана (Алехин и др., 1989). Севернее шельфа на профилях сейсмопрофилирования в пермском терригенном комплексе наблюдаются обширные участки хаотической записи. Предполагается, что на этих участках развиты отложения подножия склонов. В западной части бассейна присутствуют отложения подводных конусов выноса, питавшихся обломочным материалом с Центральнобаренцевской антиклинальной зоной. Центральная часть пермского бассейна характеризуется горизонтальнослоистым типом разреза, сменяющимся «немой» толщей осадков глубоководного моря. На сейсмических профилях, ориентированных вкрест простирания пластов, фиксируется наклонный, косослоистый, часто хаотический рисунок отражений, характерный для высокозергетических обстановок седиментации. Клиноформные образования в пермских отложениях встречены и на северо-восточном борту прогиба Нансена. Ориентировка клиноформ указывает на снос материала с северного окончания Новой Земли. К концу перми на всей акватории Баренцева моря установились типично шельфовые мелководно-морские условия осадконакопления и была сформирована относительно мощная толща алевролитов и глин с протяженными прослойками песчаников.

Мезозойские образования представлены отложениями всех систем и только на крупных поднятиях отсутствуют породы мела и юры. Мощность пород мезозоя, по данным сейсморазведки и бурения, составляет в наиболее погруженных частях Баренцевского прогиба примерно 7–9 км; на периферии бассейна она сокращается до 2 км. Основной объем мезозойского разреза представлен отложениями триаса – пестроцветными и сероцветными глинами, алевролитами и песчаниками. В центре Баренцевского прогиба их мощность составляет порядка 4–5 км, тогда как на Балтийском щите, Тимане и Новой Земле они отсутствуют. Основными источниками сноса в триасе являлись поднятия Урала и Тимана, Балтийский щит, Новая Земля и, предположительно, Центральнобаренцевская антиклинальная зона (Алехин и др., 1989) (рис. 9.25). На временных сейсмических разрезах в диапазоне триаса наблюдается частая смена структуры волнового поля, изменение динамических особенностей отражающих горизонтов, различная насыщенность отражающими горизонтами, появление границ, форма которых резко отличается от ос-

¹⁰ В некоторых работах этот бассейн называется Печороморским

Рис. 9.25. Обобщенная модель триасового бассейна шельфа Баренцева моря и его сейсмофации, по (Алехин и др., 1989):

1 – граница отсутствия триасовых отложений; 2 – приподнятые участки шельфа с сокращенной мощностью триасовых отложений, служившие в раннем и среднем триасе источниками сноса терригенного материала; 3 – линия разгрузки дренажного бассейна; 4 – участки крутых подводных склонов; 5 – дно триасового моря; 6 – области развития прибрежных баров; 7 – конусы выноса продуктов разрушения склонов турбидитными потоками в верхнем триасе; 8 – тальвеги системы палеопотоков в верхнем триасе; 9 – сейсмофациальные зоны; 10 – направление сноса терригенного материала



тальных границ разреза. Триасовый бассейн имел субширотное простирание и характеризовался крутыми западным и восточным склонами. Наиболее крутые склоны наблюдаются у берегов Новой Земли, где уклон подводного откоса составляет 5°. Наиболее обширный участок низкого рельефа находится в юго-восточной части бассейна, между Тиманом и Новой Землей. Морфология берегов и рельеф дренажного бассейна, крутизна подводных склонов и литологические особенности размываемой суши определили разнообразные зоны сейсмофаций. Вдоль древних поднятий, на которых отсутствуют триасовые отложения, включая и Центрально-баренцевскую антиклиналь, протягивается область развития фаций так называемого немого триаса, представленная на сейсмических разрезах однообразной толщей без каких-либо протяженных отражающих горизонтов. Преимущественным развитием здесь пользуются отложения русел рек и, возможно, золовых дюн. Сейсмофации второго типа обнаруживают присутствие песчаных пластов различной мощности и протяженности, формировавшихся скорее всего в озерно-аллювиальных обстановках. На сейсмических разрезах им соответствуют довольно интенсивные отражающие горизонты, распределенные в пространстве, однако, без видимой закономерности. Широкое распространение имеют здесь также песчаные линзы, покровные пески, структуры уплотнения. Третий тип сейсмофаций – это прибрежно-морские отложения, формировавшиеся в зоне с пологими склонами и широким развитием дельтовых образований, песчаных линз-банок, отложений приливно-отливных полос, баров и авандельт мощных палеорек. По данным сейсморазведки выделяются две крупные зоны развития баров – Кольская и Западно-Колгуевская. Первая связывается с отложениями верхнего триаса, вторая – среднего (Алехин и др., 1989). Четвертый тип сейсмофаций связан с терригенными мелководно-морскими осадками внутреннего и внешнего шельфа. В основном это глинистые и алевритистые образования, представленные на сейсмических разрезах почти повсеместно однородной толщиной с небольшим количеством непротяженных и слабоинтенсивных отражающих площадок. В этой монотонной толще присутствует несколько чрезвычайно хорошо выраженных отражающих горизонтов, резко отличающихся по форме от остальных границ триасового разреза. Они имеют ограниченную область распространения и приурочены в основном к центральной части Баренцевского прогиба. Палеореконструкции показывают (Алехин и др., 1989), что эти горизонты являются отражением захороненного ландшафта, эродированного экзогенными процессами. Происходившие в триасе периодические понижения уровня моря превращали морской бассейн в область размыва, через наиболее погруженную часть которой по системе палеорек осуществлялся транзит обломочного материала. Наиболее сильное понижение уровня моря произошло в позднем триасе. Основываясь на материалах бурения, можно предполагать, что озерно-аллювиальная равнина распространялась в это время и на район современной Земли Франца-Иосифа, где в раннем и среднем триасе преобладали морские условия осадконакопления. В Южно-Баренцевской впадине юрские отложения охарактеризованы протяженными субпараллельными отражающими горизонтами, типичными для шельфовых условий осадконакопления с относительно слабым поступлением терригенного материала и хорошей его сортировкой. Это резко контрастирует с условиями формирования подстилающих отложений триаса. Нижний и средний отделы юры, образующие самостоятельный сейсмостратиграфический комплекс

(ССК), представлены типичными морскими фаунами. На сейсмических разрезах им соответствуют протяженные параллельные отражающие горизонты. В самой верхней части юрских отложений выделяется маломощный специфический ССК, который рассматривается как возможный аналог баженовской свиты Западной Сибири. Тонкодисперсные темноцветные глины, слагающие комплекс, формировались в условиях значительной удаленности источников сноса, низкой скорости седиментации и в относительно глубоководных обстановках.

Исходя из приведенных данных, предполагается, что в конце юры на значительной части Баренцевоморского шельфа существовали обстановки некомпенсированного осадконакопления, подобные тем, что в это же время охватывали и всю современную Западно-Сибирскую низменность. Меловые отложения известны только в наиболее погруженных частях шельфа Баренцевоморского бассейна и разделяются на два ССК – неокомский и апт-альбский. В неокомском ССК присутствуют хорошо выраженные клиноформы, указывающие на проградацию шельфа в глубоководный бассейн. Апт-альбский ССК залегает на неокомском несогласно, а в Северо-Баренцевской впадине граница между ними имеет черты эрозионной поверхности (Алексин и др., 1989). В целом осадконакопление в раннем мелу носило черты регressiveного, что было обусловлено, по всей видимости, интенсивным воздыманием региона. Последнее могло быть связано с начальным этапом рискрытия Северного Ледовитого океана. Верхнемеловые отложения выделяются лишь в областях, не затронутых денудацией. Более молодые осадки в южной части Баренцевоморского бассейна сейморазведкой не установлены. Области их развития сосредоточены в приокеанических зонах континентальной окраины. На сейсмических профилях, пересекающих шельф северо-восточнее Шпицбергена, намечается ряд ССК, соответствующих основным этапам развития этой пассивной окраины. В палеоцене здесь началось рифтовое растяжение земной коры и возникла серия грабенов, ограниченных листрическими разломами. Позднее, на зрелой стадии рифтогенеза, имело место флексурное прогибание на склоне и отчленение блоков фундамента от шельфа. Процесс образования океана сопровождался лавинообразным накоплением осадков. Судя по высоте пологих клиноформ, глубина моря в этот период составляла 2,5–3 км. Таким образом, развитие Баренцевоморского осадочного бассейна с поздней перми до настоящего времени являлось преимущественно процессом унаследованного. Основные черты Баренцевоморского бассейна без какой-либо коренной перестройки сохранились на протяжении очень длительного времени (Алексин и др., 1989).

В южной части Баренцевоморского бассейна в последние годы открыто пять месторождений: Мурманское, Северо-Кильдинское, Штокмановское, Ледовое и Лудловское. Первые два расположены на юго-западной, а остальные – на северной периферии бассейна.

Мурманское газовое месторождение приурочено к локальному структурному поднятию, сформированному над системой нарушений юго-западного борта Южно-Баренцевского бассейна. Месторождение имеет сложное строение и принадлежит к категории крупных. В нем выделено около 20 продуктивных пластов песчаников раннего-среднего триаса. Все выявленные залежи литологически экранированы; большинство залежей выклинивается в сводовой части поднятия. Газ по составу метановый с низким содержанием неуглеводородных компонентов.

Штокмановское газоконденсатное месторождение (рис. 9.26) расположено на северо-западном фланге Южно-Баренцевского бассейна в пределах прибрежной террасы и принадлежит по запасам к разряду уникальных. Предполагается, что формирование структурной ловушки месторождения обусловлено активизацией тектономагматических процессов (Шипилов, Юнов, 1995). Газовые залежи с незначительным содержанием конденсата, локализованные в верхне-среднеюрских отложениях, принадлежат к типу пластовых сводовых. Коллекторами газа являются мелкозернистые песчаники и алевропесчаники, иногда содержащие прослои песчанистых алевролитов с достаточно высокими фильтрационно-емкостными свойствами. Региональным флюидоупором для юрского продуктивного комплекса служат глинистые образования поздней юры-раннего мела. Структура месторождения осложнена рядом небольших тектонических нарушений.

Также к разряду уникальных относится, по преварительным оценкам (Шипилов, Мурzin, 2001), Ледовое газоконденсатное месторождение, расположенное в 70 км северо-восточнее Штокмановского. Юго-западное и северо-восточное периклинальные замыкания ловушки данного месторождения разбиты серией небольших тектонических нарушений северо-западного простирания. Основные залежи газа сосредоточены преимущественно в среднеюрских отложениях. Содержание конденсата невелико. Месторождение характеризуется значительным количеством залежей пластового сводового типа, имеющими тектоническое экранирование.

Примерно в 50 км севернее Ледового расположено крупное Лудловское газоконденсатное месторождение. В качестве ловушки здесь выступает крупная изометрическая складка, осложненная серией тектонических нарушений северо-западного простирания. Образование антиклинали связано предположительно с сочетанием процессов тектонической и магматической активизации (Шипилов, Юнов, 1995). Продуктивными здесь также являются отложения средней юры. Залежи Лудловского месторождения относятся к комбинированным.

Рис. 9.26. Строение Штокмановского газоконденсатного месторождения в плане (а) и разрезе (б), заимствовано из работы (Шипилов, Мурзин, 2001):

1 – газовая залежь; 2 – песчаники; 3 – аргиллиты; 4 – изолинии кровли продуктивных отложений, м; 5 – скважины (в числите – номер, в знаменателе – глубина кровли продуктивной толщи, м)

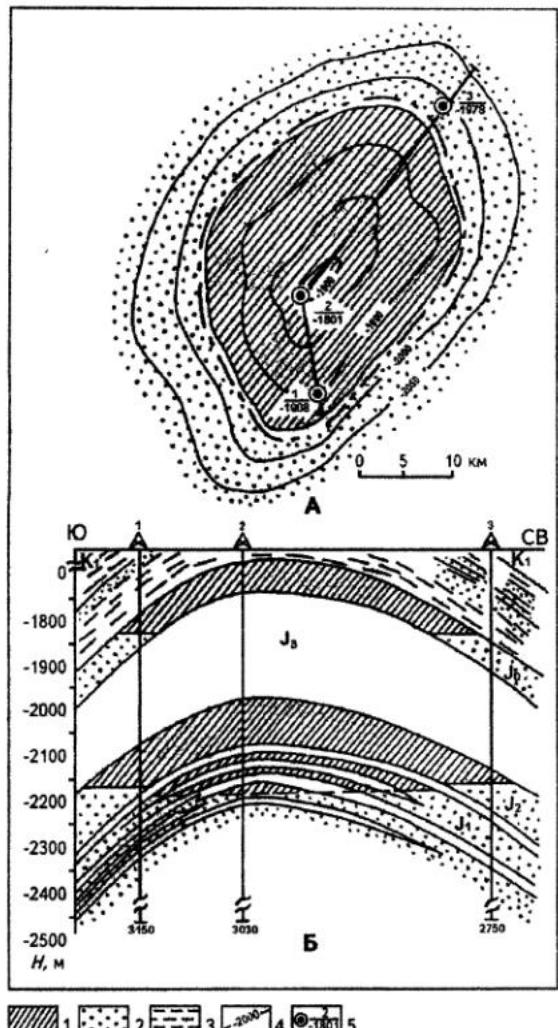
В Печороморском бассейне известно семь месторождений: расположенные непосредственно в море Приразломное, Северо-Гуляевское, Поморское, Варандей-море и Медын-море, а также Песчаноозерское и Ижимка-Таркское на острове Колгуев. Осадочное выполнение бассейна представлено шестью нефтегазоносными комплексами (снизу вверх): ордовико-нижнедевонским терригенно-карбонатным, среднедевонско-нижнефранским терригенным, верхнедевонско-турнейским и каменноугольно-нижнепермским карбонатными, верхнепермским и триасовым терригенными. Продуктивными являются три последних комплекса. Нефтематеринскими породами считаются здесь главным образом франские битуминозные отложения (доманик).

Приразломное нефтяное месторождение (рис. 9.27) расположено в юго-восточной части Печорского моря на продолжении Варандей-Адзывинской структурной зоны. Ловушка его имеет вид асимметричного поднятия, ограниченного с юго-запада тектоническим нарушением. Залежи нефти приурочены к пермско-каменноугольным отложениям. Коллекторами являются кавернозно-пористые рифовые известняки, а региональным флюидоупором служат глинистые отложения артинско-кунгурского возраста. Приразломное месторождение содержит тяжелую нефть с высокой концентрацией серы и по запасам относится к крупным (Шипилов, Мурзин, 2001).

Северо-Гуляевское нефтегазовое месторождение находится в 50 км к западу от Приразломного в пределах Гуляевского вала. Структурный облик ловушки – пологая несколько асимметричная антиклиналь. На месторождении открыто две крупные залежи: в терригенных отложениях верхней перми – нефтяная, а в карбонатных породах нижней перми – газоконденсатная. В первом случае коллектором являются мелкозернистые песчаники с пропластками алевролитов и аргиллитов, а покрышка представлена 40-метровой толщей нижнетриасовых аргиллитов. Нефть тяжелая, сернистая. Газоконденсатная залежь приурочена к мелкокристаллическим массивным пористым известнякам; покрышкой здесь выступают артинско-кунгурские алевритистые аргиллиты, имеющие мощность до 200 м.

Песчаноозерское нефтегазоконденсатное месторождение (рис. 9.28) расположено на восточном побережье о-ва Колгуев и приурочено к Песчаноозерскому поднятию. Месторождение имеет сложное строение. Залежи углеводородов локализованы здесь в литологически ограниченных, имеющих сложную конфигурацию линзах грауваковых песчаников чаркообожской свиты нижнего триаса. Песчаники имеют открытую пористость до 24 %. Геолого-геофизическими работами установлена принадлежность этих песчаников к руслам палеоречных систем, что позволяет отнести Песчаноозерское месторождение к структурно-литологическому типу с отчетливо выраженной приуроченностью залежей газа, газоконденсата и нефти к телам интурковой или линзовидной формы. Запасы месторождения невелики. Нефть по составу очень легкая, приближающаяся по свойствам к конденсату.

В Южно-Карском бассейне залежи нефти и газа сосредоточены в отложениях юры, неокома-апта и альба-сеномана. Нефте- и газоматеринскими породами в бассейне являются юрские битуминозные глины (бажениты) и меловые угленосные отложения. Большинство месторождений Южно-Карского бассейна тяготеют к его центральной части. Антиклинальные ловушки развиты здесь над горстовыми поднятиями фундамента, оконтуренными узкими и глубокими рифтовыми структурами.



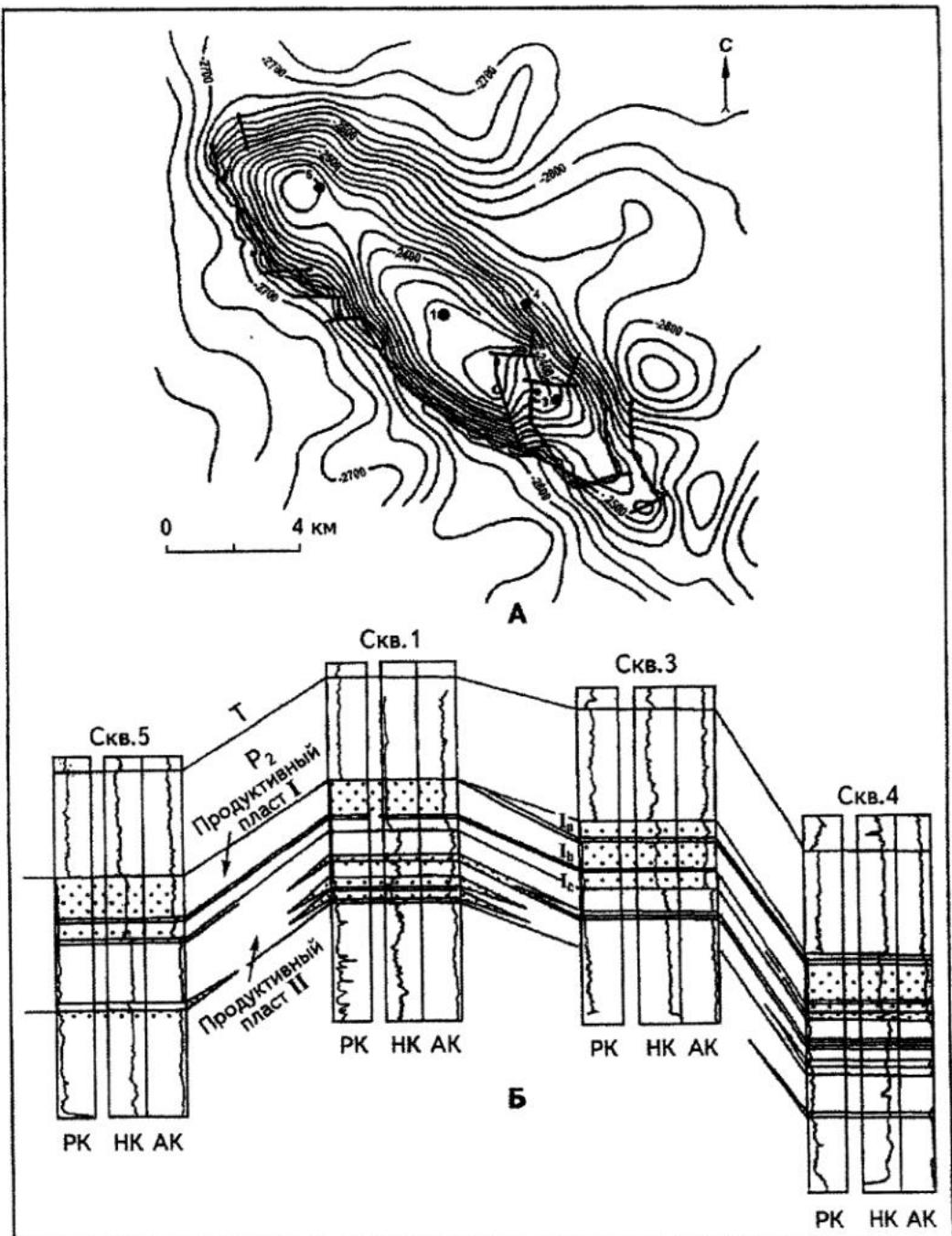


Рис. 9.27. Структурная карта кровли продуктивного пласта I (А) и схема корреляции продуктивных отложений Приразломного нефтяного месторождения (Б) (по данным Б.А. Никитина и И.И. Хведчука, заимствовано из работы (Шипилов, Мурzin, 2001)):

1 – изогипсы, м; 2 – нефтесодержащие породы; 3 – тектонические нарушения; 4 – разведочные скважины

Уникальное по запасам Ленинградское газоконденсатное месторождение локализовано в альб-сеноманских отложениях. Газоконденсат приурочен здесь к слаболитифицированным, преимущественно мелкозернистым, песчаникам и алевритистым их разностям, обладающим высокой (более 20 %) пористостью и низкой или средней проницаемостью. Пласти-коллекторы выдержаны по мощности. Региональной покрышкой этого продуктивного комплекса является более чем 500-метровая толща глин турона и палеогена. Расположенный ниже неоком-аптский терригенный комплекс также является продуктивным. Он отделен от пород альба и сеномана почти 100-метровой глинистой покрышкой. Ленинградское место-

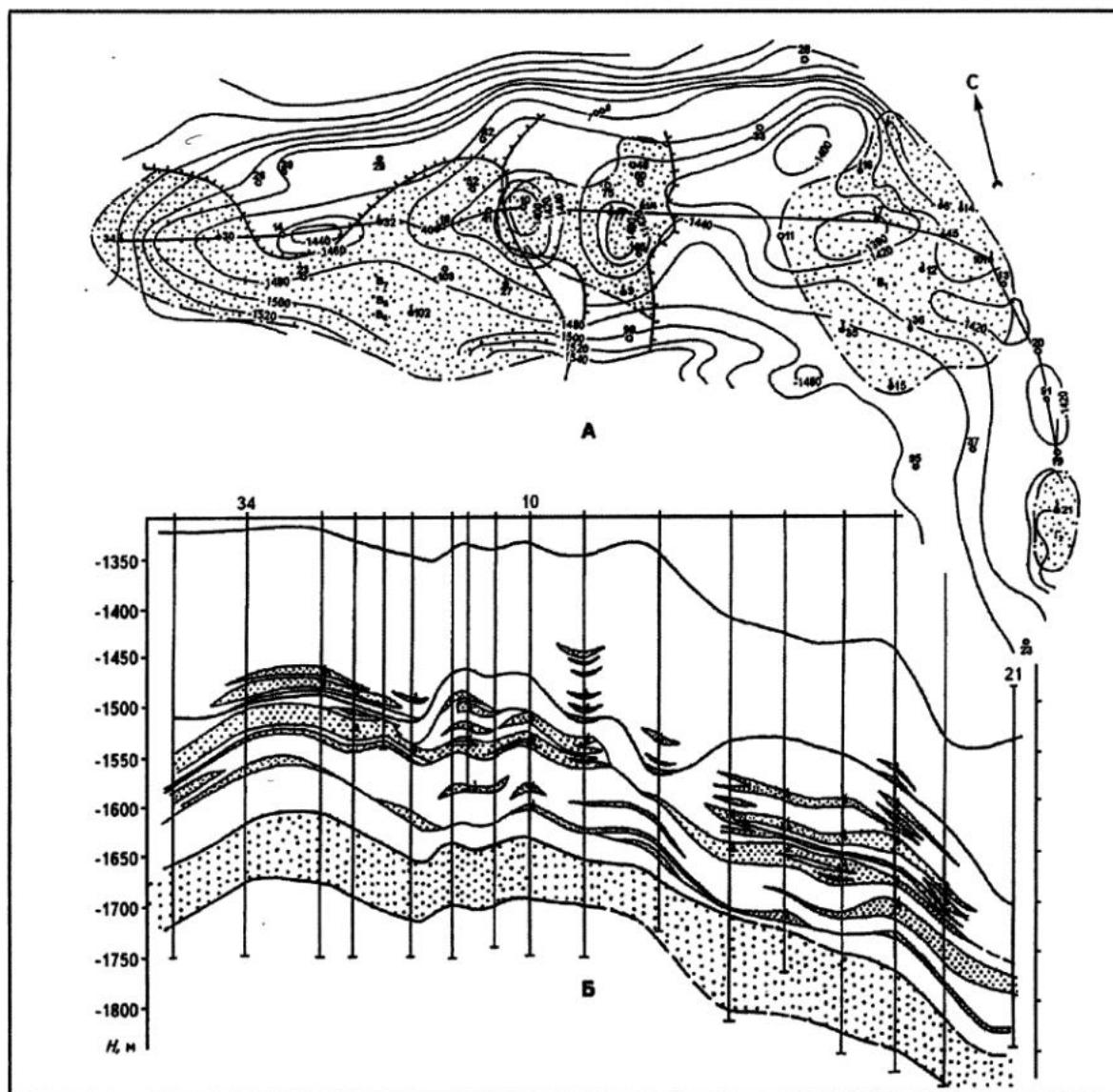


Рис. 9.28. Схематическая структурная карта по кровле чаркобожской свиты (А) и разрез (Б) Песчаноозерского нефтегазоконденсатного месторождения (Шипилов, Мурзин, 2001):

1 – изофильсы кровли чаркобожской свиты, м; 2 – скважины; 3 – нефтяные залежи; 4 – линии выклинивания коллекторов; 5 – скважины, давшие нефть; 6 – границы размыва; 7 – песчаники; 8 – залежи нефти; 9 – залежи газа

рождение является многозалежным. Залежи относятся к пластовому сводовому типу. Газ по составу сухой, преимущественно метановый (от 91 до 99 %). Конденсат присутствует лишь в аптских отложениях (Шипилов, Мурзин, 2001).

Так же, как и Ленинградское, уникальными запасами обладает расположенное в 70 км севернее Русановское газоконденсатное месторождение (рис. 9.29). Оно приурочено к терригенным отложениям танопчинской свиты неоком-аптского возраста. Месторождение содержит семь залежей конденсата с содержащим газа. Пласти-коллекторы представлены преимущественно мелкозернистыми алевритистыми песчаниками с прослойями алевролитов и глин. Они характеризуются заметной латеральной неоднородностью и плохими фильтрационно-емкостными свойствами. В роли промежуточных покрышек между залежами выступают плотные аргиллиты. Региональным флюидоупором для всего комплекса служат глинистые образования альбского возраста (яронгская свита), мощность которых достигает почти 100 м. Газ по составу метановый, содержание конденсата незначительно. Залежи пластовые скважинные.

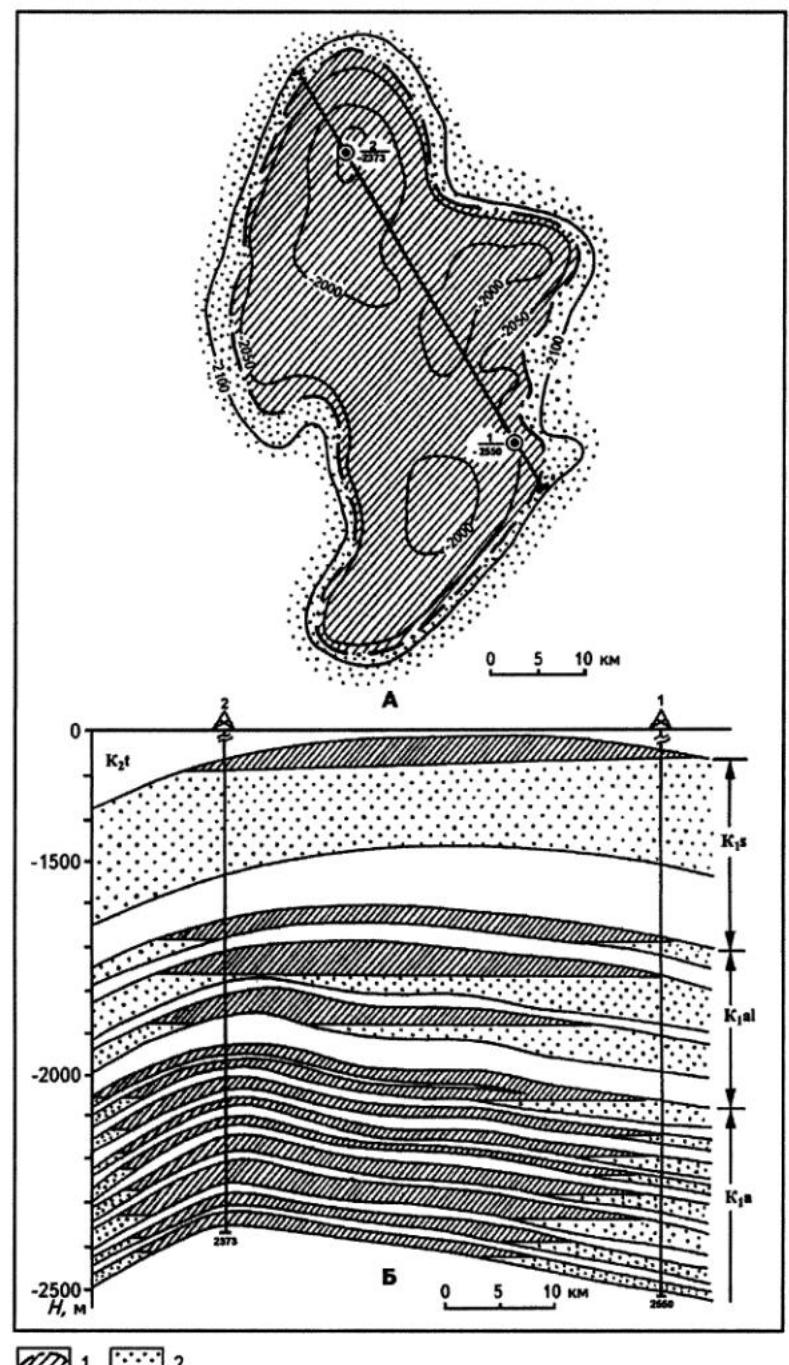


Рис. 9.29. Схема строения Русановского газоконденсатного месторождения (А – план, Б – разрез), по данным работы (Шипилов, Мурзин, 2001):
1 – газовая залежь; 2 – песчаники

Анализ строения и геологического развития пассивных континентальных окраин показывает существование ряда общих закономерностей в их эволюции (Строение и нефтегазоносность..., 1981). Начальный этап образования пассивных окраин тесно связан с региональным рифтогенезом, ведущим к образованию океана. На континентальном фланге рифтовой зоны рифтогенный (тафрогенный) этап в большинстве случаев следует за длительным платформенным этапом развития докембрийского кратона или додгерцинских складчатых областей. Иногда рифтогенез развивается в условиях поднятия земной коры, сопровождающегося интенсивной эрозионной деятельностью. Известны примеры формирования рифтовых впадин в условиях эпиконтинентального моря (Бискайский залив) в случаях, когда развитие молодого океана происходит на месте ранее заложившегося океанического

бассейна (Атлантический океан в области Западного Тетиса).

Окраинно-материковые рифтовые зоны, начало образования которых связано с предшествующим воздыманием и предваряет этап формирования океанических котловин и континентальных окраин, закладываются на континентальной коре в большинство случаев резко несогласно по отношению к более древним структурным элементам. Простижение системы образовавшихся рифтовых прогибов в целом предопределляет простижение подводной окраины материка, хотя отдельные грабеновидные прогибы могут вторгаться в пределы последнего под разными углами на десятки и сотни километров, оперяя основную зону. Образовавшаяся система прогибов заполняется, как правило, континентальными, часто красноцветными, иногда угленосными отложениями. В ряде случаев в разрезе встречаются морские или эвaporитовые фации. Основной вулканализм (дайки, силлы, покровы, туфовые накопления) проявляется на начальных стадиях этапа в связи с увеличением проницаемости коры в условиях растяжения. В этих же условиях под влиянием глубинных процессов происходит перестройка структуры земной коры, сопровождающаяся погружением краевых континентальных блоков. В отдельных случаях создается мозаич-

но-блоковая структура с чередованием субокеанических и субконтинентальных типов земной коры, отражающаяся в морфоструктуре в виде систем краевых плато.

Рифтогенный этап, приведший к формированию относительно узких структур, сменяется этапом общего опускания; преимущественно континентальное осадконакопление сменяется морскими мелководными и гемипелагическими фациями. В ряде случаев, в условиях общего растяжения, образуются полуотколотые от континента блоки материковой коры – краевые плато, крутые уступы которых обрываются в сторону котловины новообразованного океана, а противоположные края наклонены в сторону континента весьма полого. Образующиеся при этом барьеры служат своеобразными плотинами для поступающего с суши обломочного материала и обеспечивают ускоренное накопление терригенных осадков (рис. 9.30). Нередко к бортам подобных барьеров приурочены и рифогенные массивы, которые надстраивают «плотины» по мере их погружения. Нагрузка накапливающихся на пассивной окраине осадков на испытывающую растяжение континентальную кору, возможно, усиливает нисходящие движения.

Кайнозойский этап развития континентальных окраин характеризовался усилением контрастности вертикальных движений, приведших, с одной стороны, к погружению и углублению котловин, а с другой – к воздыманию и осушению прибрежных областей материков. Одновременно произошло оформление современных континентальных склонов, а в периоды низкого стояния уровня Мирового океана имело место интенсивное врезание в склоны крупных каньонов. Мелководная седиментация на внешнем шельфе в это же время постепенно сменяется пелагической, последняя – батиальной. На эволюцию континентальных окраин большое влияние оказали не только процессы

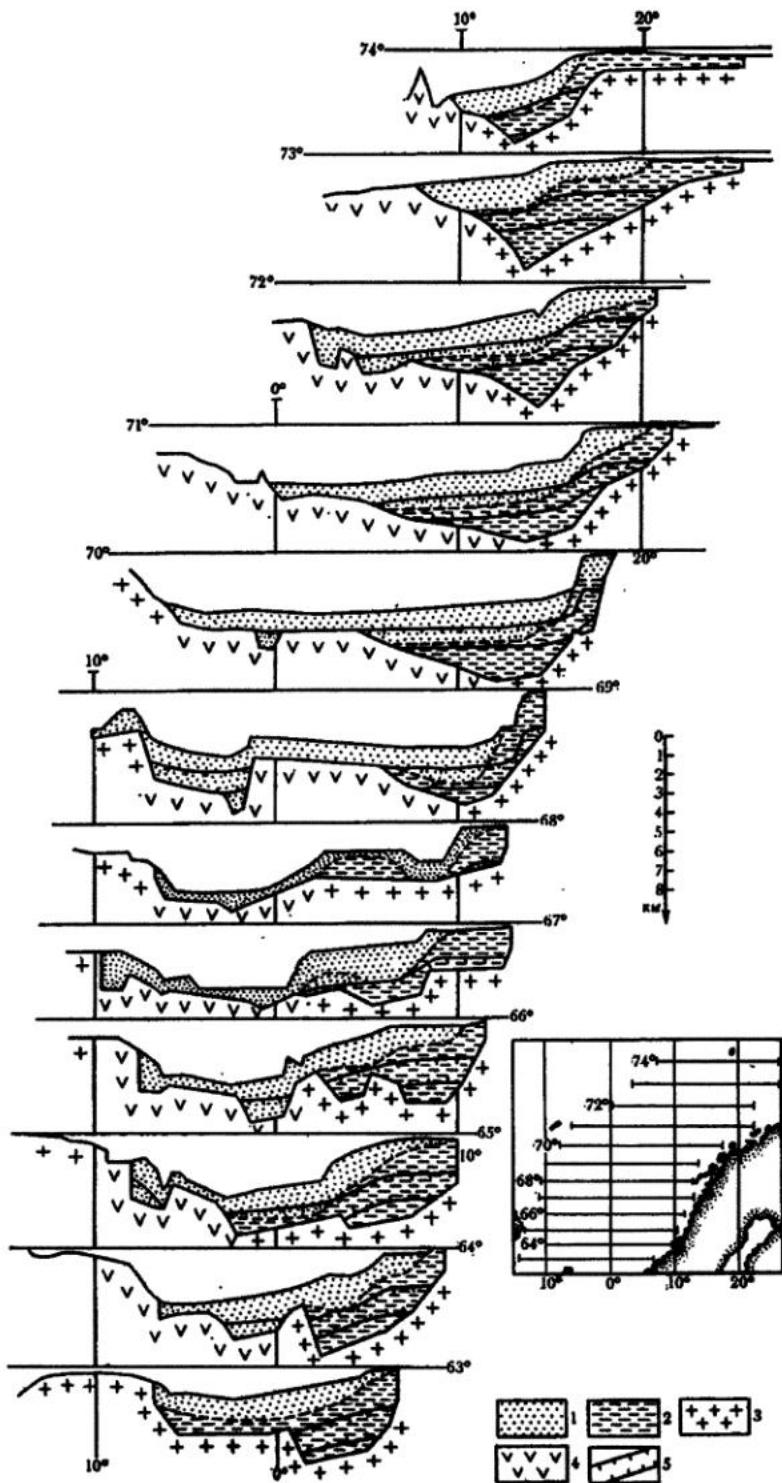


Рис. 9.30. Геологические разрезы осадочной толщи Норвежского моря, по данным О.Д. Корсакова, заимствовано из работы (Строение и нефтегазоносность..., 1981).

Литологические комплексы: 1 – кайнозойский, 2 – мезозойско-палеозойский (?), 3 – докаледонский и каледонский, 4 – «океанический»; 5 – зона оптимального нефтегазообразования

расширения океанов, но и тектонические движения в альпийских складчатых областях (этапы активизации в них, видимо, были синхронными с активизацией океанических областей), а также планетарные изменения климата и эвстатические колебания уровня Мирового океана.

На основе имеющихся в настоящее время данных по таким хорошо изученным шельфово-склоновым осадочным бассейнам пассивных континентальных окраин, как восточная атлантическая окраина Северной Америки (в окрестностях Большой Ньюфаундлендской банки), западные окраины Африки и Австралии, могут быть намечены типовые вертикальные ряды осадочных формаций данного класса седиментационных бассейнов [1]. Так, в Кванза-Камерунском бассейне у западного побережья Африканского континента наблюдается следующая последовательность формаций. В основании разреза залегает полифациальная терригенная пестроцветная формация субконтинентального происхождения. Она представлена ритмичным чередованием песчано-гравийно-галечных позднеюрско-раннемеловых отложений мощностью 1000–1500 м. Ее перекрывают битуминозные аргиллиты неокома. Затем идет эвапоритовая формация аптского возраста мощностью до 1000 м (рис. 9.31). Над ней прослеживается морская терригенно-карбонатная формация с постепенными латеральными переходами от терригенної градации в прибрежной части шельфа до карбонатной в его внешней зоне и в пределах континентального склона. В области подножия склона эти отложения сменяются тонкозернистыми илами. Венчает разрез неогеновая морская песчано-глинистая формация.

Достаточно сходный с описанным выше вертикальный ряд формаций наблюдается также в разрезах океанического продолжения Западного Атласа (рис. 9.32), осадочных бассейнах атлан-

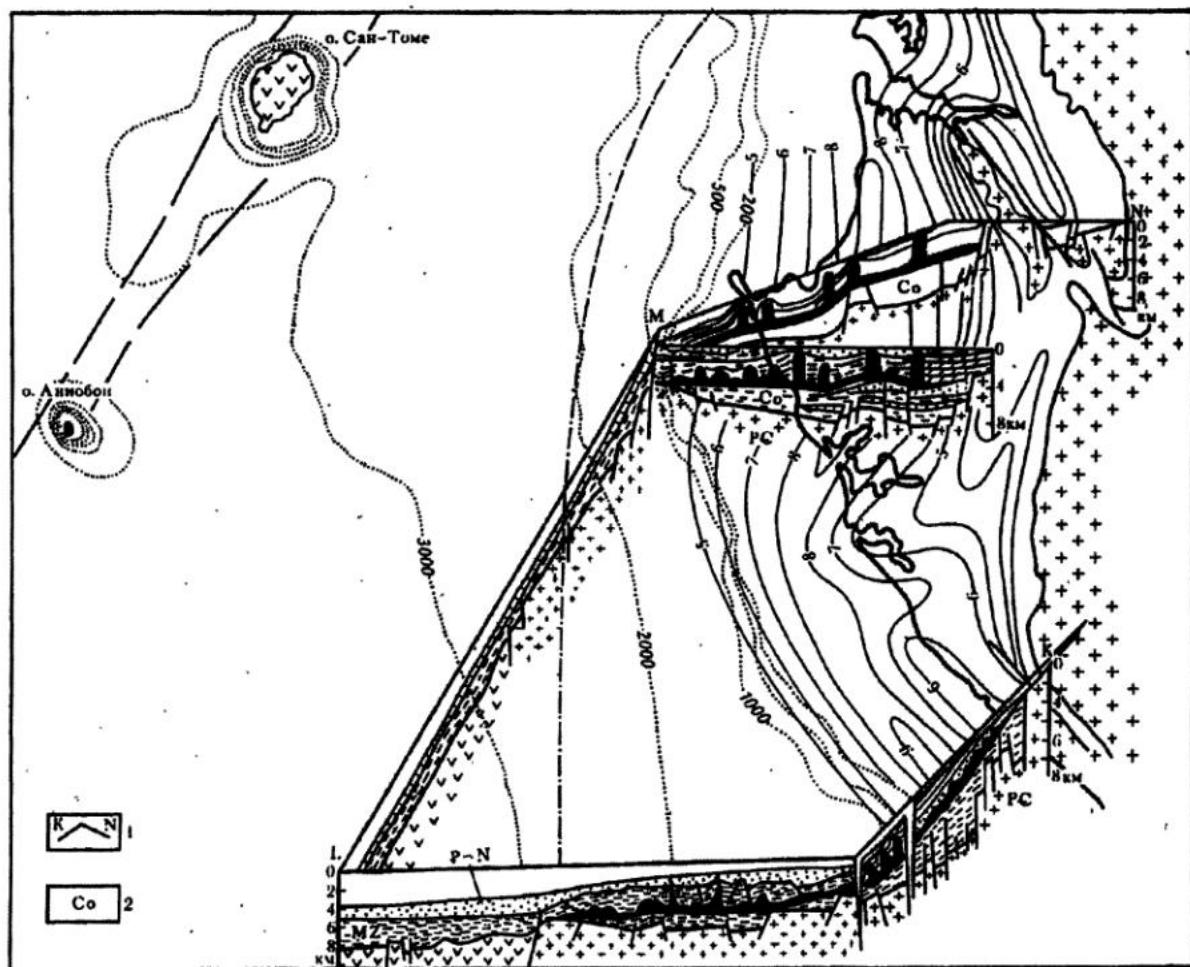


Рис. 9.31. Тектоническая схема Камерунского и Габонского осадочных бассейнов и сейсмогеологические профили через западную континентальную окраину Африки, по (Строение и нефтегазоносность..., 1981):

1 – профили МОВ; 2 – досолевая континентальная свита Кокобич

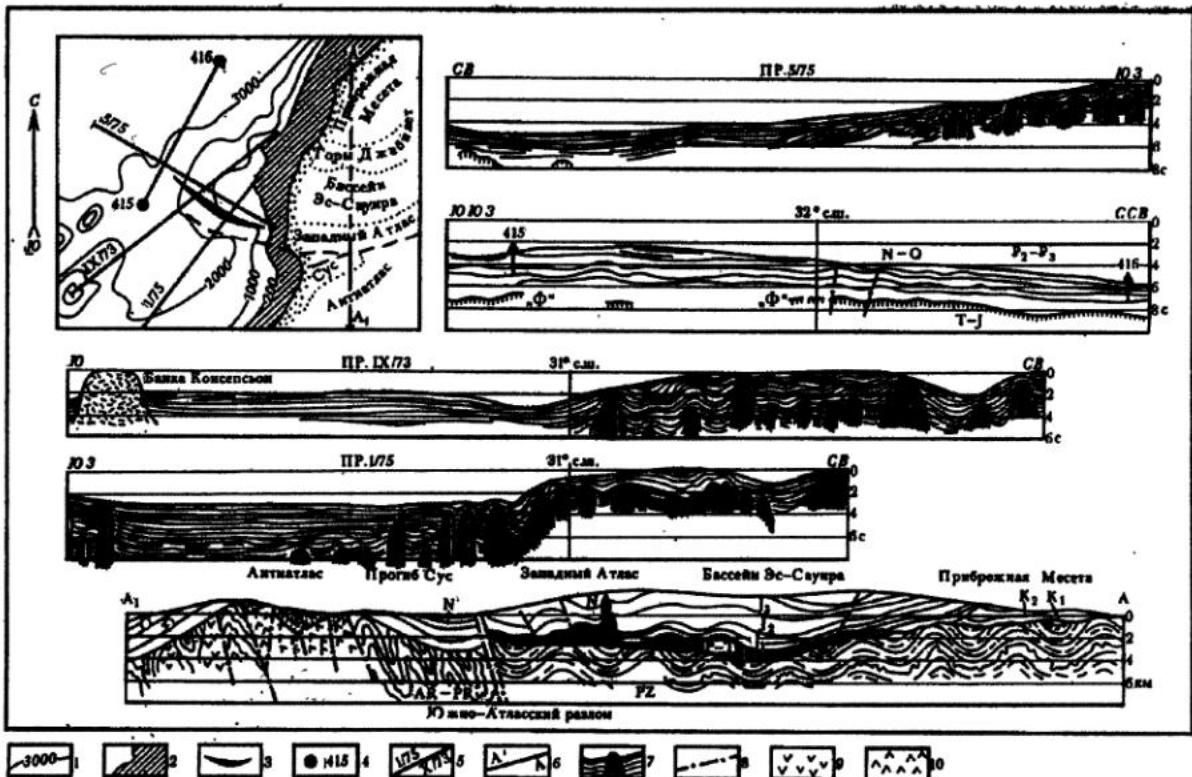


Рис. 9.32. Строение океанического продолжения Западного Атласа, по данным А.Ю. Юнова, заимствовано из работы (Строение и нефтегазоносность..., 1981):

1 – изобаты, м; 2 – шельф; 3 – антиклинальная зона Западного Атласа; 4 – скважины НИС «Гломерар Челленджер»; 5 – профили МОВ НИС «Новатор»; 6 – разрез через Западный Атлас; 7 – соляные купола; 8 – основные разломы; 9 – домеловые габброиды; 10 – долериты

тической окраины Габона (рис. 9.33) и в окрестностях Большой Ньюфаундлендской банки. Здесь на размытой поверхности палеозойского фундамента залегает полифациальная субконтинентальная песчано-глинистая формация триасового возраста, сложенная ритмичным чередованием красноцветных песчаников, конгломератов и глин аллювиально-озерного генезиса. Мощность формации 2500–3000 м. Выше нее (как и в Кванза-Камерунском бассейне) залегает эвапоритовая формация ранней-средней юры мощностью от 1500 до 3000 м. Эта формация прослеживается в глубоководную часть Атлантического океана, вплоть до основания континентального склона. Над эвапоритами залегает серия терригенно-карбонатных морских формаций: карбонатная (рифово-

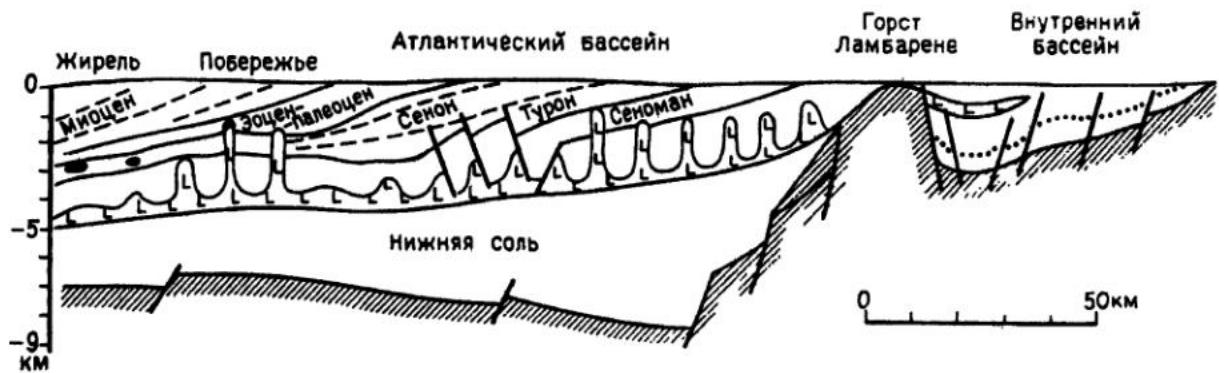
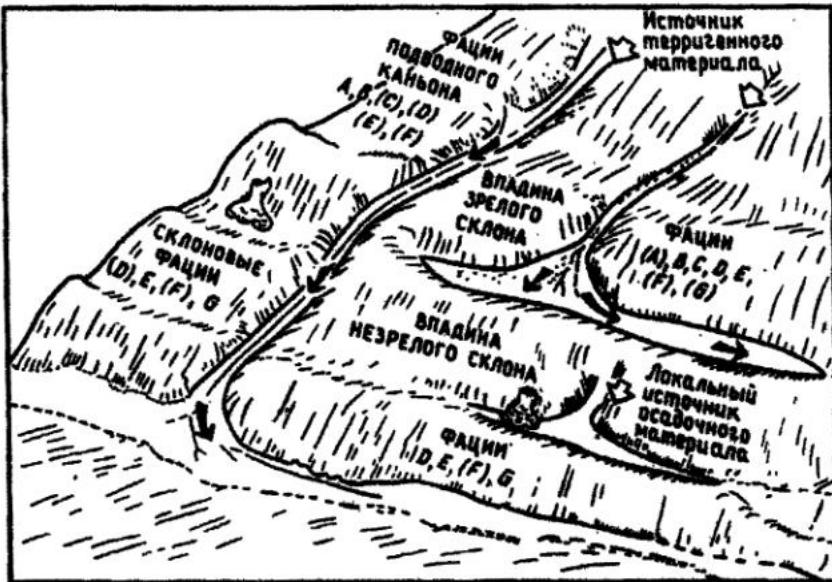


Рис. 9.33. Схематический геологический разрез через осадочные бассейны атлантической окраины Габона [4]

Рис. 9.34. Схематическая диаграмма распределения фаций и палеотечений в системе континентальный склон-глубоководный желоб, заимствовано из работы [3]:

А, В, С, Д, Е, F, G – фации турбидитов



банковая) формация поздней юры, которая как бы трассирует внешнюю часть палеошельфа. Вдоль простирации континентального склона она замещается формацией слоистых и оолитовых известняков, которая в сторону открытого океана сменяется песчано-глинистой сероцветной морской терригенной формацией. Над этой серией формаций в зоне современного шельфа залегает песчано-глинистая терригенная формация прибрежно-морского генезиса, а в глубоководных зонах – формация терригенных турбидитов (рис. 9.34).

Вопросы для самопроверки

1. Назовите принципиальные особенности строения пассивных окраин континентов.
2. Охарактеризуйте стадии развития континентальных окраин и связанные с ними крупные осадочные ассоциации.
3. В чем заключаются особенности минерагении осадочного выполнения бассейнов пассивных континентальных окраин?
4. Раскройте главные особенности «дельтовых бассейнов» пассивной континентальной окраины Западной Африки.
5. Назовите общие закономерности геологического развития пассивных континентальных окраин и связанные с ними особенности формирования осадочных бассейнов.
6. Дайте краткую характеристику типового вертикального ряда осадочных формаций бассейнов пассивных континентальных окраин.
7. Каковы основные факторы, определяющие высокий нефтегазовый потенциал осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин?

Глава 10. Осадочные бассейны активных окраин континентов

В пределах активных окраин континентов осадочные бассейны располагаются как в областях глубоководных желобов, так и в преддуговых и междугловых трогах и окраинных морях [2] (Геология континентальных..., 1978; Строение и нефтегазоносность..., 1981; Беленицкая и др., 2001 и др.).

Столкновение плит (коллизия) является результатом закрытия океанического или окраинного бассейна. Наиболее выразительные орогенные эффекты возникают в тех случаях, когда континент на поддвигаемой плите встречается с дугой на краю континента или с островной дугой на надвигающейся плите [3]. После столкновения движение плит продолжается, что приводит к уменьшению длины литосферы на сотни километров. Оно осуществляется тремя путями: 1) поддвиганием континентальной плиты на глубины, меньшие чем сотни километров; такая «частичная» субдукция приводит к образованию на надвигающейся плите надвигов, в том числе и с офиолитовыми покровами; 2) поднятием горных хребтов, последующей эрозией и переносом материала в сторону от зоны столкновения; 3) латеральным перемещением крупных блоков или микроплит вдоль сдвигов на сотни километров от зоны столкновения, примером чего является Азия к северу от Гималаев.

На конвергентных границах плит океаническая литосфера поддвигающейся плиты изгибается вниз в зонах субдукции и погружается под различными углами вдоль зон Беньоффа, имеющих глубины до 120–200, редко до 700 км, в мантию. Обычно зоны субдукции маркируются на поверхности глубоководными желобами и активными вулканическими дугами (рис. 10.1). Дуги отстоят от желобов на расстояние примерно в 150–400 км. В некоторых островодужных системах между вулканической дугой и глубоководным желобом присутствует хорошо выраженный преддуговой бассейн (аккреционная призма¹¹), ограниченный со стороны желоба невулканической дугой. Интерпретация результатов сейсмических исследований и материалов глубоководного бурения, а также непосредственные геологические исследования в тех районах, где аккреционные призмы выведены над уровнем моря (о-ва Барбадос, Мидлтон и Ментавай), позволили установить, что основание внутренних склонов глубоководных желобов сложено наклоненными в сторону островных дуг клиновидными пачками интенсивно смятых в асимметричные опрокинутые складки осадочных пород, разделенными многочисленными поверхностями тектонических нарушений-надвигов. Последние являются результатом перемещения океанической плиты вдоль плоскости срыва, образующейся в процессе субдукции внутри ее осадочного чехла. Установлено, что зона срыва закладывается первоначально в терригенной части разреза и по мере развития процесса субдукции проникает в нижние его горизонты, вплоть до базальтового слоя океанической коры. Основная роль в строении аккреционной призмы принадлежит пелагическим тонкозернистым терригенным осадкам и хаотическим отложениям – олистостромам и комплексам меланжа, включающим пластины базальтов и габбро-гипербазитов. В разрезах аккреционных призм часто наблюдается также многократное повторение пакетов пелагических осадков, гемипелагических отложений и образований дна желоба (Кемкин, 2003), обусловленное периодическим характером перемещения зоны срыва в сторону недеформированных отложений.

Островодужные системы могут быть либо океаническими (окруженными океанической корой), либо окраинно-континентальными, когда вулканическая дуга расположена между континентальной и океанической корой ближе к сушке. Позади окраинно-континентальной вулканической дуги могут располагаться задуговой надвиговый пояс и связанный с ним

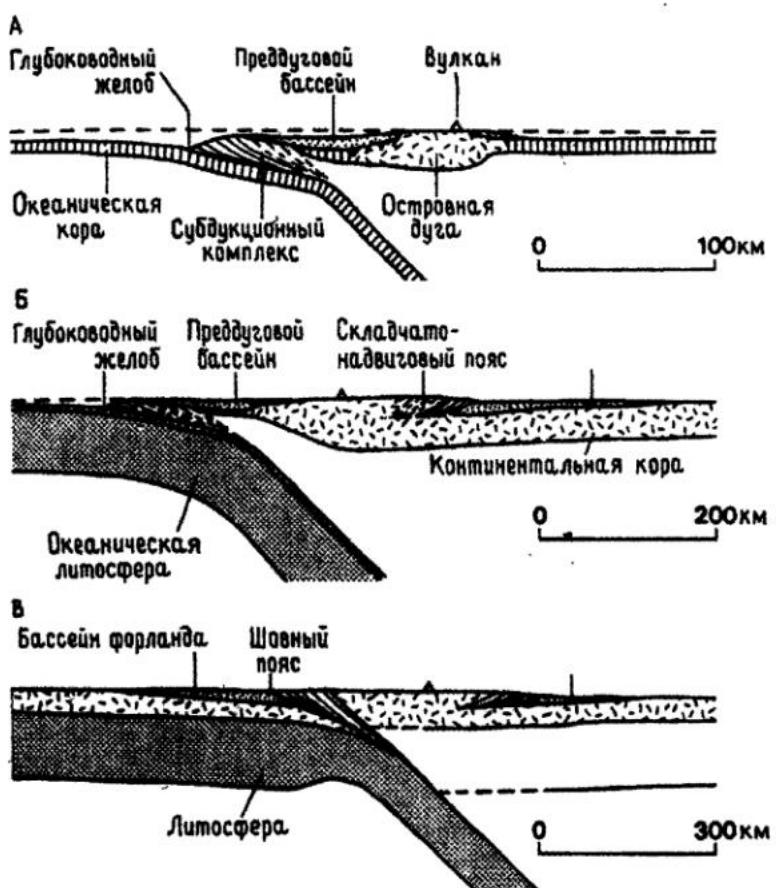


Рис. 10.1. Схематическое строение трех типов орогенных сооружений, связанных с субдукцией [3]:

А – внутриоceanский тип;
Б – тип столкновения континент-ocean; В – столкновение континент-континент

¹¹ Аккреционная призма – это протяженное в поперечном сечении осадочное тело, слагающее основание внутреннего склона глубоководного желоба. В его строении принимают участие сложно деформированные отложения осадочного чехла океанической плиты (Кемкин, 2003)

бассейн сжатия или ретродуговый бассейн, в то время как за островной дугой обычно расположена окраинный осадочный бассейн.

Древние комплексы, связанные с субдукцией, можно реконструировать в разрезах по [3]: 1) метаморфическим фациям голубых сланцев, формирование которых обычно связывают с субдукцией холодной пластины океанской литосферы; 2) изверженным известково-щелочным породам с большой ролью андезитов и 3) присутствию смятых в сложные складки океанических осадков и отложений глубоководного желоба, представляющих собой образования аккреционной призмы.

Позднеюрско-раннемеловая аккреционная призма реконструирована в Сихотэ-Алине, разрезы осадочных комплексов, слагающих ранне-среднемеловую аккреционную призму, описаны в западной части о-ва Сахалин, а во Внешней зоне юго-западной и центральной Японии, на о-вах Хоккайдо и Сахалин известны фрагменты позднемеловой аккреционной призмы (Кемкин, 2003).

На рис. 10.2 приведена модель силурийской аккреционной призмы, описанной в Южной Шотландии [3].

Коллизионные пояса часто ограничены складчато-надвиговыми зонами, которые названы границами Ампфера (альпинотипными или А-субдукционными), в отличие от известных лучше зон Беньоффа (или Б-субдукционных), где океаническая литосфера поглощается. А-субдукционные зоны включают не только складчато-надвиговые комплексы Южных Гималаев и гор Загрос, где столкновению континентов предшествовало закрытие океана, но также и складчато-надвиговые зоны к северу от пояса Альпы – Загрос и на востоке американских Кордильер. А- и Б-субдукционные зоны ограничивают мегасутуры сжатия, представляющие собой широкие подвижные зоны, включающие орогенные пояса и осадочные бассейны, и характеризующиеся интенсивными складко- и надвигообразованием и магматической деятельностью (рис. 10.3).

10.1. Осадочные бассейны глубоководных желобов

На большей части океана осадки, поступающие с суши, не накапливаются. Исключением являются только ряд районов в восточной части Индийского океана, к северо-востоку от побережья Южной Америки и в Восточном Средиземноморье, где терригенные отложения наблюдаются непосредственно на океанической коре перед глубоководными желобами. У побережья штата Орегон терригенные осадки также распространяются за пределы заполненного осадками желоба. Перед большинством же глубоководных желобов дно океана сложено пелагическими осадками и вулканическими пеплами, непосредственно ниже которых присутствуют базальты океанической коры.

Данные сейсмических исследований указывают на отсутствие каких-либо серьезных деформаций осадочного выполнения глубоководных желобов. Более того, большинство желобов, особенно самые глубокие, ограничивающие островные дуги Тихого океана, содержат не более 200–500 м осадков, в основном пелагических и гемипелагических. Несколько глубоководных желобов, например, южная

часть Перуанско-Чилийского и Восточно-Алеутский желоб частично заполнены осадками, и их первичный рельеф менее контрастен, нежели в других желобах. У побережья штатов Вашингтон и Орегон и к востоку от Малых Антильских островов глубоководные желоба вообще не выражены в рельфе, однако над зонами субдукции здесь накопились очень мощные осадочные толщи.



Рис. 10.2. Модель силурийской аккреционной призмы Южной Шотландии, по данным работы [3]

Рис. 10.3. Основные осадочные бассейны в зонах субдукции типов А и Б [3]:

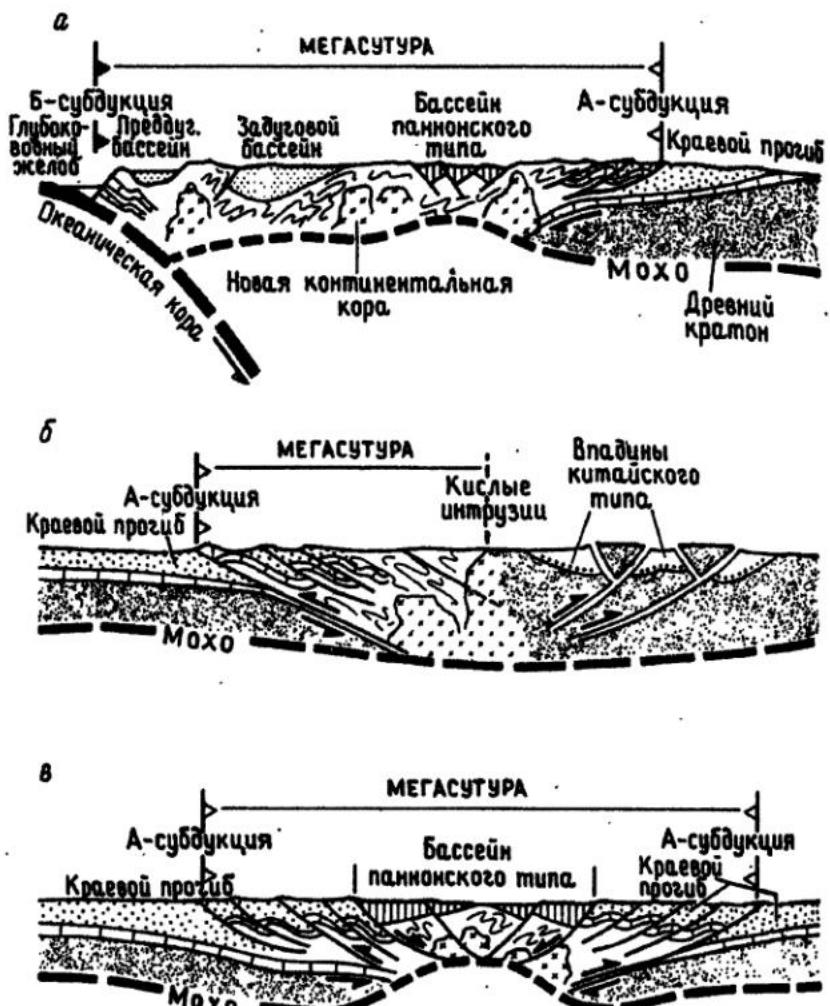
a – Кордильерский тип;
б – Гималайский тип; в – Балканский тип

Глубоководные желоба представляют собой удлиненные бассейны, в которые осадочный материал поступает в основном со стороны суши и транспортируется в продольном направлении. Фациальные комплексы осадков глубоководных желобов подразделяются на четыре типа [3]: 1) отложения относительно небольших конусов выноса, с радиальным расположением кластики; 2) песчаники осевого (основного) канала, переходящие по латерали в тонкозернистые осадки намывных валов и пологих пространств перед конусами выноса; перемещение кластики происходит здесь в основном течениями, ориентированными параллельно оси желоба; 3) покровные, относительно тонкозернистые осадки, не связанные с конусами выноса и перемещаемые по желобу продольными течениями; 4) гемипелагические терригенные илы и наиболее тонкозернистые турбидиты, накапливающиеся на некомпенсируемых осадконакоплением участках желобов, свободных от грубообломочного терригенного материала.

Со стороны островной дуги в некоторых глубоководных желобах расположен хребет, или внешняя дуга, местами поднимающаяся над уровнем моря. Многие внешние дуги состоят из осадков океанического dna или отложений глубоководных желобов, которые были содраны с поддвигающейся плиты и тектонически присоединены к надвигающейся плите. По мере поступления в желоб все более молодых осадков и их прогрессивной аккреции и вращения накапливается клин флишевых и, частично, пелагических осадков, обладающий чешуйчатым строением (рис. 10.4). Подобные аккреционные призмы лучше всего развиты там, где происходит интенсивный привнос терригенного осадочного материала либо на поддвигающуюся плиту (примером чего является Бенгальский конус выноса), либо в глубоководный желоб (районы у побережья Орегона и Центральной Америки, а также Средиземноморье).

Аккреционные призмы, формирующиеся перед вулканическими дугами, играют важную роль с точки зрения как седиментации, так и тектоники. Между надвигами, ограничивающими каждую аккреционную пластину на склоне глубоководного желоба, образуются впадины, заполненные гемипелагическими алевритами и пелитовыми илами; важное значение имеют здесь также тонкообломочные турбидиты. Все эти толщи лежат с небольшим угловым несогласием на деформированных отложениях аккреционной призмы и обнаруживают уменьшение деформаций вверх по разрезу.

Фации, связанные со склонами глубоководных желобов, можно подразделить на фации подводных каньонов; склонов и склоновых впадин. Последние, по данным детальных исследований, состоят из фаций конусов выноса, отсыпок у подножий склонов и равнин и др. Изучение состава осадков показывает, что рассматриваемые впадины бывают либо «зрелыми» (выполнены



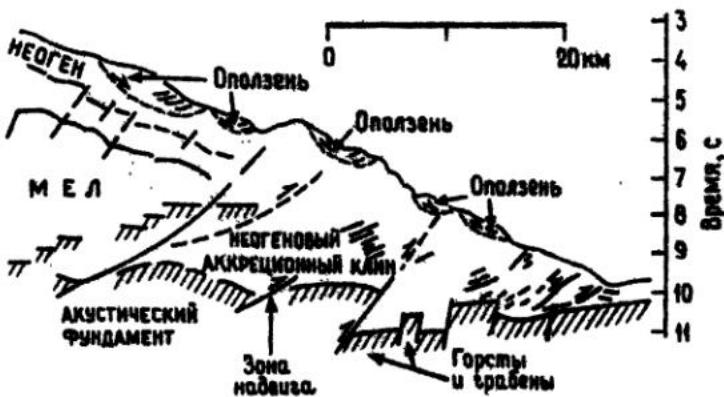


Рис. 10.4. Схематический

структурный профиль части внутреннего склона Японского желоба к северу от острова Хонсю, на котором наблюдаются хорошо выраженные подводные оползни, заимствовано из работы [3]

в том числе грубообломочными отложениями, поступавшими с континента), либо «незрелыми» (с осадками из местных источников).

Несмотря на то, что сейсмические и буровые данные на конвергентных границах плит подтвердили представление об аккреции во многих дуговых системах, особенно обрамляющих Тихий океан, имеется немного доказательств соскребывания очень больших объемов океанических осадков в процессе субдукции. Фактически к западу от Перу и северной части Чили метаморфические и изверженные горные породы обнажаются уже в 80 км от желоба, а сейсмические профили позволяют предположить, что континентальная кора присутствует всего в 20–40 км от желоба. Если такое взаимное расположение не обусловлено ни латеральной миграцией блоков «экзотических террейнов» за счет горизонтальных смещений, ни коллизией микроконтинентов, то отсутствие аккреционной призмы можно объяснить одним из двух процессов: субдукцией океанических осадков под надвигающуюся плиту или их тектонической эрозией – процессом, при котором погружающаяся литосфера срезает неровности и абрадирует основание надвигающейся плиты [3].

Субдукция может раскалывать континентальную окраину надвигающейся плиты, и иногда в подобных обстановках также происходит формирование аккреционных осадочных призм. Этот процесс наиболее ярко выражен на окраинах относительно небольших океанических бассейнов, таких, например, как Бискайский залив, где за меловой фазой раскрытия последовало частичное закрытие в третичное время. Сходная ситуация существует и в ряде районов по периферии Средиземного моря, где тектонические движения по нормальным сбросам изменили направление на противоположное, и некоторые сбросы превратились во взбросы или в надвиги, сформировав структурный рисунок, напоминающий аккреционную призму со склоновыми впадинами. Однако эта призма состоит не из океанических осадков, содранных с океанской плиты, а из континентальных осадков надвигающейся плиты. Так, на Северном острове Новой Зеландии отложения ранее сформированной континентальной окраины теперь деформированы, и терригенные осадки с примесью гемипелагитов и вулканического пепла накапливаются в склоновых впадинах, часть из которых сейчас находится на суше.

Основная проблема при изучении внешних дуг заключается в обилии крупномасштабных оползней, что, например, хорошо видно к востоку от Японских островов, где осадки, скорее, облекают внешнюю дугу, чем накапливаются в небольших впадинах. Эти крупномасштабные процессы маскируют структуру нижележащих комплексов и делают затруднительной оценку их глубинного строения.

Некоторые древние преддуговые бассейны содержат олистостромы (крупные оползни с хаотичным распределением блоков пород разного возраста), которые включают в себя блоки более древних пород, даже голубые сланцы. В некоторых случаях такие блоки могли образоваться за счет эрозии поднятых надвиговых пластин. На некоторых континентальных окраинах (Новая Зеландия и Тринидад) присутствуют грязевые вулканы, формирование которых обусловлено подъемом глубоко захороненных осадков с высоким давлением поровых флюидов. Связанные с ними «потоки обломков» с блоками пород «фундамента» также могут вносить определенный вклад в образование крупных оползней-олистостромов.

В активных вулканических дугах вулканы могут располагаться в виде простой вулканической цепи или образовывать зоны шириной свыше 150 км с рассеянным вулканизмом. Вулканические дуги континентальной окраины могут быть или частью материка (например, Анды), или, как

Суматра и Ява, образовывать островную цепь, отделенную от материка мелководными морями. На неактивных дугах, вследствие прекращения субдукции, активные вулканы отсутствуют, однако и потухшие вулканические постройки являются источниками громадного объема осадочного материала, поступающего в прилежащие, в том числе и преддуговые, бассейны. Прекрасным примером такой ситуации является Западный пояс на Новых Гебридах [3].

Характерной особенностью большинства вулканических дуг, расположенных на окраинах континентов (т. е. в областях развития достаточно мощной континентальной коры), является преимущественно взрывной характер извержений. Это обусловлено высокой вязкостью магм известково-щелочного состава, повышенным содержанием в них летучих компонентов и частым взаимодействием магм с водой в кратерных озерах и в море.

Вулканические проявления в подобных обстановках относятся к двум типам: 1) высококонвективным эруптивным колоннам, образующим обширные слои вулканического пепла; 2) пирокластическим потокам. Транспортировка материала в конечные водоемы стока осуществляется в виде падающей из воздуха тефры, подводных и наземных пирокластических потоков, а также постоянными и временными речными потоками, прибрежными и морскими течениями, в том числе в виде частично разжиженных потоков вещества, дающими начало турбидитовым потокам [3].

На океанических вулканических дугах также довольно часто встречаются лавы и туфы известково-щелочного состава, иногда присутствуют игнимбриты (например, в дуге Тонга), однако значительно шире в названных обстановках развиты низкокалиевые «толеиты островных дуг». Последние имеют значительно меньшую вязкость, нежели лавы известково-щелочного состава, и извержения вулканов, как правило, не сопровождаются образованием каких-либо существенных объемов вулканокластики.

Магматические дуги континентальных окраин существуют в разнообразных тектоно-геоморфологических обстановках и, соответственно, характеризуются большим набором осадочных фаций. Вулканические породы Анд и острова Суматра обычно содержат больше кремния и калия, чем породы на океанических дугах. Они представлены дацитами, риолитовыми игнимбритами и андезитами от известково-щелочного до высококалиевого состава; базальты здесь редки. Осадки образуются за счет разрушения как вулканов, так и более древних пород, включая плутонические корни вулканических дуг (это можно видеть в настоящее время в Перуанских Андах). Эти осадки накапливаются и сохраняются в основном в приразломных трогах. Крупный межгорный трог, расположенный между магматической дугой и задуговым поясом надвигов, может вмещать эпикластические и пирокластические осадки большой мощности (например, Альтiplano, Боливия).

Иногда вулканические дуги формируются в условиях растяжения и могут быть в этом случае связаны с грабенами, которые простираются параллельно дуге. Примерами подобных ситуаций являются пояс миоценовых «зеленых туфов» в Японии и активный рифт Таупо в Новой Зеландии [3]. На Суматре главная зона сдвига простирается вдоль линии вулканического пояса дуги.

В результате коллизии островные дуги либо причленяются к континенту, либо слагающие их ассоциации пород обдуцируются на его край.

Глубокая эрозия древних островных дуг, особенно тех, что были образованы на окраинах континентов, вскрывает диоритовые и гранодиоритовые plutоны, принадлежащие известково-щелочной серии и комагматичные эродированным вулканическим породам.

В некоторых океанических вулканических дугах имеется важный класс сингенетических массивных сульфидных руд – руды типа Куроко. Это пиритовые цинково-свинцово-медные (серебряно-золотые) стратiformные массивные сульфиды, названные так по типичному месторождению в Японии, где они приурочены к поясу миоценовых вулканитов шириной менее 80 км и длиной более 400 км. Они тесно связаны с морскими кальдерами и пирокластическими куполами риолитового состава. Формирование руд происходило из подводных гидротермальных источников в локальных осадочных депрессиях и на их склонах; местами они переходят в отложения гравитационных потоков, содержащие обломки сульфидов. Аналогичные руды известны на островах Фиджи, где они имеют позднетретичный возраст, а также описаны среди сенонских отложений на севере Турции, где в дуге Понтид установлено более 50 месторождений типа Куроко. Кроме того, руды названного типа известны среди отложений ордовика Ньюфаундленда (месторождение Бучанс-Майн) и некоторых протерозойских комплексов там же.

10.2. Преддуговые осадочные бассейны

Современные преддуговые бассейны имеют ширину от 50 до 100 км, а в длину могут достигать нескольких тысяч километров. Иногда в них присутствует до 10 км осадков. Прилежащие к магматической дуге осадки имеют существенно меньшую мощность и часто переслаиваются с вулканитами.

Осадочные бассейны рассматриваемого типа известны в основном по периферии островных дуг в западной части Тихого океана, в районе Зондских островов (Индийский океан) и Антильской дуги (Атлантический океан). Всего выделяется около 25 таких бассейнов, из которых два (Северо-Пуэрто-Риканский и Тобаго) находятся в Карибском регионе и пять – в Индоокеанском.

В поперечном разрезе преддуговые бассейны представляют своеобразную плосковыпуклую или вогнуто-выпуклую линзу, сложенную преимущественно осадочно-вулканогенными породами и расположенную между вулканической островной дугой и внутренним бортом глубоководного желоба. Последний чаще всего представляет приподнятый элемент – аккреционный выступ. В зависимости от интенсивности поступления осадочного материала преддуговые бассейны могут иметь шельфовый или глубоководный характер.

Источниками осадков для преддуговых бассейнов являются внешние и магматические дуги, а в некоторых случаях и прилегающий континент. Последнее может иметь место в случае продольной транспортировки кластики контурными и другими течениями. В пределах преддуговых бассейнов доминирует обломочное осадконакопление: в континентальных обстановках перемещение и накопление осадков имеет место в аллювиальных и дельтовых обстановках, тогда как мористее преимущественное развитие получают турбидиты и отложения других типов гравитационных потоков. Тектоническое воздымание внешней дуги, обусловленное субдукцией, компенсируется изостатическим погружением, что ведет к преобладанию на основной части акватории бассейнов рассматриваемого типа мелководно-морских условий. Высокий тепловой поток в некоторых преддуговых бассейнах (например, в бассейне Бонин) указывает на возможное утонение в них коры.

Среди преддуговых бассейнов могут быть выделены различные типы [5]: шельфовые, террасовидные (подпрудные заполненные и незаполненные) и грядовые. Заполнение отложениями преддуговой «ванны» может носить локальный «карманообразный» характер. Отдельные мощные осадочные линзы в этом случае не имеют сколько-нибудь значительной протяженности по латерали. Несколько по-иному классифицируются преддуговые бассейны в работах зарубежных геологов. Так, например, в статье (Dickinson, Selly, 1979) преддуговые бассейны разделены на четыре большие группы: 1) шельфовые; 2) простые и запрокинутые склоновые; 3) террасированные; 4) межгребневые.

Типичными примерами шельфовых преддуговых бассейнов являются бассейны на шельфе Центральноамериканского желоба, в районе Гватемалы и Никарагуа, а также на шельфе Перуанско-Чилийского желоба в районе Перу.

К простым склоновым преддуговым бассейнам относятся Новобританский желоб, а также южный желоб Новогебридской дуги и желоб Соломоновых островов. Желоба Тонга, Рюкю, Марианский и Новогебридский являются типами запрокинутых бассейнов рассматриваемого нами типа.

Террасированные преддуговые бассейны включают три группы: 1) заполненные осадками (Западно-Алеутский желоб – Алеутская терраса, желоб Кермадек – равнина Раукумара); 2) незаполненные осадками (желоба Западный Лузонский – Манильский) и 3) чешуйчатые (Орегон-Вашингтонский – о. Ванкувер).

Наконец, межгребневые преддуговые бассейны также состоят из трех групп. К первой из них принадлежат те, что ограничены узким хребтом (авулканической дугой): Суматра – Ментавай (рис. 10.5), Малые Антилы – Барбадос и Андаманские – Никобарские острова. Вторую группу представляют бассейны, окаймленные широкими хребтами (авулканическими дугами), например, восточная часть Алеутского желоба – залив Кука. К третьей разновидности межгребневых преддуговых бассейнов принадлежат те из них, что расположены на суше – в Мексике, Перу и Чили.

Почти все преддуговые бассейны относятся к категории возможно нефтегазоносных; в некоторых из них известны нефтегазопроявления.

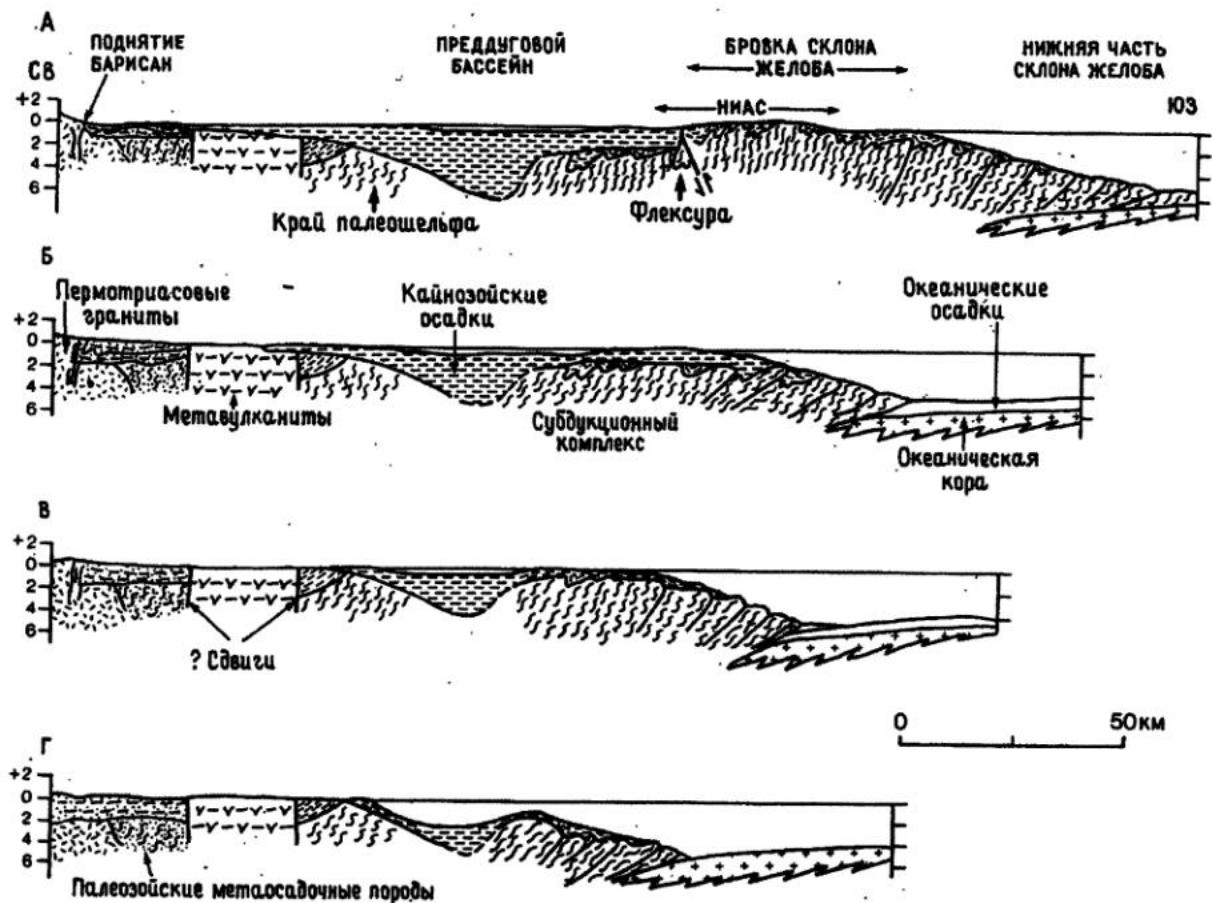


Рис. 10.5. Схема эволюции преддуговой системы Суматры в неогене, по данным, приведенным в работе [3]:

А – ранний миоцен, 21 млн лет назад; Б – поздний-средний миоцен, 13 млн лет назад; В – миоцен-плиоцен, 5 млн лет назад; Г – современная эпоха

Хорошо выраженные преддуговые осадочные бассейны с признаками нефтегазоносности известны вдоль Алеутской (Южно-Аляскинский, Лисий, Андрияновский, Крысий), Курильской (Курило-Камчатский, Южно-Курильский) и Японской (Южно-Хоккайдский и Канто) островных дуг, вдоль дуги Рюкю, на востоке Филиппин, а также вдоль о-ва Новая Гвинея, Соломоновых островов и в ряде других мест. Вдоль одной только Большой Зондской дуги располагаются пять бассейнов – Никобарский, Ниас, Ментавай, Южно-Яванский и Ломбок, сложенные преимущественно миоцен-плиоценовыми терригенными толщами. Небольшая газоносность отмечается в бассейнах, расположенных вдоль Японских островов и о-ва Новая Гвинея, где залежи локализованы в песчаных горизонтах неогена.

В центральной части бассейна Тонга расположено внутреннее поднятие, образующее острова Вавау, Либука, Тонга-Тапу и Эуа и сложенное пирокластическими породами, коралловыми и фораминиферовыми известняками неогена. Это поднятие также рассматривается как зона возможного нефтегазонакопления. Своегообразие бассейна Тонга состоит в том, что за счет высокого теплового потока процессы нефтегазообразования начинаются здесь на меньших, чем обычно, глубинах при мощности отложений всего в 1–2 км.

Южно-Курильский и Курило-Камчатский бассейны, напоминающие бассейн Тонга, расположены между вулканической дугой и глубоководным желобом. Они сложены мощной (до 10 км) толщей кайнозойских образований. Во внешней части бассейнов прослеживается зона внутренних поднятий (Малая Курильская гряда). Для рассматриваемых бассейнов характерен аномально высокий тепловой поток, а на о-ве Кунашир в скважинах на глубинах около 700 м, по данным Б.А. Соколова, отмечались признаки УВ.

Несомненный интерес представляет также бассейн Тобаго-Барбадос, западное ограничение которого образовано Малой Антильской островной дугой, а восточное проходит по южному, перекрытому осадками, окончанию желоба Пуэрто-Рико. Этот бассейн по своему строению несколько отличается от всех других преддуговых бассейнов. Мощность его осадочного выполнения составляет около 10 км, а ос-

новные источники сноса располагаются не в пределах островной дуги, а южнее. Морфологически жерлоб Пуэрто-Рико не выражен, так как полностью заполнен толщей слабо уплотненных осадков кайнозойского возраста. Остров Барбадос сложен отложениями палеогена, имеющими как глубоководный, так и мелководный генезис. По представлениям одних исследователей, о-в Барбадос возник вследствие горизонтального сжатия отложений, заполняющих южное продолжение жерла Пуэрто-Рико, по взглядам других авторов, он представляет собой гигантский подводный оползень (олистостром), смещенный со стороны Малых Антильских островов. Специфика строения бассейна Тобаго-Барбадос, выразившаяся в большой мощности осадочного выполнения и появлении внутреннего поднятия в виде о-ва Барбадос, нашла прямое выражение в его нефтегазоносности. На Барбадосе в песчаниках зоцена открыто четыре небольших нефтяных месторождения с ловушками олистостромового типа.

Вдоль побережья Эквадора, Перу и Чили также протягивается цепочка преддуговых бассейнов, содержащих до 10 км третичных осадков, фациально изменяющихся от глубоководных морских до континентальных. Они отличаются от преддуговых бассейнов дуги Суматра следующими чертами: 1) все они образовались на континентальной коре на обращенной к океану стороне бассейна; 2) отсутствуют признаки их постепенного расширения; 3) погружение южноамериканских бассейнов сопровождалось вертикальным подъемом окраины континента [5].

К наиболее ярким представителям осадочных бассейнов описываемого типа, по данным, приведенным в работе (Белсницкая и др., 2001), принадлежат ранненеогеновый Центрально-Филиппинский бассейн, ранненеогеново-четвертичные притихоокеанские пояса Северной и Южной Америки, неогеновый Курильский бассейн и многочисленные четвертичные бассейны, такие, как Тонга-Кермадек, Приновозеландский и др. Результаты, полученные при изучении некоторых кайнозойских коллизионных поясов, указывают на то, что позднеорогенные осадочные толщи могли накапливаться выше осадков ранее существовавших преддуговых бассейнов. Формирование рассматриваемых толщ происходило в обстановке сжатия.

10.3. Междуговые осадочные бассейны

Междуговые бассейны объединяют сравнительно небольшое количество современных осадочных бассейнов (всего около 15), расположенных между цепями островных дуг северо-запада и запада Тихоокеанского пояса [5]. В Беринговом море это Алеутский, Баэрс и Командорский бассейны; на юге Японских островов – бассейны Хонсю и Симосимо; в Индонезийско-Филиппинском регионе – бассейны Центрально-Филиппинский, Сулу-Палаванский, Сулавеси, Северного Банда и др. В Меланезийском регионе к этому типу относятся бассейны Трейдтеул, Корат, Северо-Фиджийский и Лау. Два бассейна – Северо-Карибский (Юкатанский) и Гренада – находятся в Карибском регионе. Междуговые бассейны ограничены поднятиями островных дуг и в значительной части покрыты водами глубоких морей.

Осадочное выполнение междуговых бассейнов, мощность которого составляет в среднем 4–6 км, представлено вулканогенно-осадочными кремнисто-карбонатными и терригенными дельтово-прибрежными отложениями кайнозоя. Процессы преобразования органического вещества при такой мощности осадков характеризуются достаточно высоким уровнем и соответствуют главной зоне нефтеобразования. Благодаря этому в междуговых бассейнах известны не только газовые, но и нефтяные месторождения. Формированию залежей нефти и газа способствуют также высокие значения тепловых потоков.

Одним из наиболее крупных и хорошо изученных междуговых бассейнов является Сулу-Палаванский, сформированный отложениями палеогена и неогена, мощность которых достигает 6–9 км. Показательно, что неоген представлен здесь песчано-глинистыми дельтовыми образованиями. В бассейне на шельфе о-ва Палаван выявлено нефтяное месторождение Себахат. В небольших по размерам междуговых бассейнах Филиппинского архипелага в миоценовых песчаниках открыто шесть нефтяных месторождений и четыре газовых. Газовое месторождение Валанга обнаружено и на юге о-ва Сулавеси, где в известняках неогена известны месторождения асфальта.

Междуговые бассейны Карибского региона – Северо-Карибский и Гренада – имеют кору, близкую к океанической. Они выполнены отложениями палеогена и неогена, мощность которых составляет, соответственно, более 3 и примерно 7–9 км. В Северо-Карибском бассейне, в вулканогенно-осадочном олистостромовом комплексе верхнего мела открыты месторождения нефти [5].

10.4. Задуговые осадочные бассейны и бассейны окраинных морей

Механизм образования задуговых осадочных бассейнов и бассейнов окраинных морей до настоящего времени не вполне ясен. Эти бассейны расположены позади островных дуг, а также в океанической области [3, 4]. Формирование задуговых бассейнов происходит в условиях значительного растяжения коры (рис. 10.6) и иногда сопровождается появлением новой океанической коры, что в миниатюре напоминает классический механизм образования океана. Рассматриваемые бассейны имеют, как правило, удлиненные формы и асимметричный профиль, наиболее погруженная и наиболее нестабильная зона находится рядом с активной вулканической дугой. Термические потоки в этих бассейнах обычно превышают средние величины, что связано с уменьшением мощности земной коры, а иногда и с интенсивными магматическими процессами. Осадочное выполнение междудуговых бассейнов и краевых морей имеет, как правило, значительную мощность, при существенной роли вулканических и вулкано-кластических отложений.

В последние годы установлено, что одним из активно влияющих на состав и морфологию осадочных бассейнов геодинамических параметров является скорость конвергенции, которая складывается из скоростей поддвига океанической литосферы (субдукции) и надвигания перекрывающей ее континентальной плиты. По величине скорости конвергенции все надсубдукционные системы могут быть разделены на «высоко-» и «низкоскоростные» [3] (Язева, 2000 и др.).

Те из них, где скорость субдукции превышает 7 см в год, относятся к «высокоскоростным». Тектонический режим над сейсмофокальными зонами определяется здесь полем растяжения. Мощное глубинное сжатие вдоль зоны поддвига и деформации изгиба погружающейся океанической плиты ведут к появлению систем нормальных сбросов и раздвигов. Холодная и плотная океаническая литосфера погружается в мантию достаточно быстро (она как бы «тонет» под действием собственного веса). В результате на изгибе океанической плиты, т. е. на внешнем склоне желоба, образуется серия узких эшелонированных грабенов-седиментационных ловушек, практически полностью поглощающих океанические и приостроводужные осадки.

Желоба вдоль высокоскоростных конвергентных границ, как правило, имеют аномально большие глубины (5–11 км) и почти не содержат осадков. В процессе поддвига на внутреннем, островном, склоне желоба, вследствие так называемой «субдукционной эрозии», постепенно обнажается меланократовое основание дуги и ее инициальные вулканиты, а в краевых поясах на дневную поверхность могут быть выведены породы древнего кристаллического фундамента, что ведет к появлению в приостроводужном глубоководном желобе серпентинитовых песков, а в желобе у края континента – кварцево-полевошпатовых песков и алевритов. Фронтальный прогиб в «высокоскоростных» дугах и поясах под влиянием процессов разрушения внешнего края надвигающейся плиты имеет весьма небольшие размеры и часто представляет собой террасу или ступень на внутреннем склоне желоба. Со стороны магматического пояса он покрыт тонким пластом тифротурбидитов или совсем не содержит осадков.

Современными примерами островных дуг над «высокоскоростными» сейсмофокальными зонами являются Марианская и Алеутская дуги, дуга Тонга, северный сегмент Японской дуги и

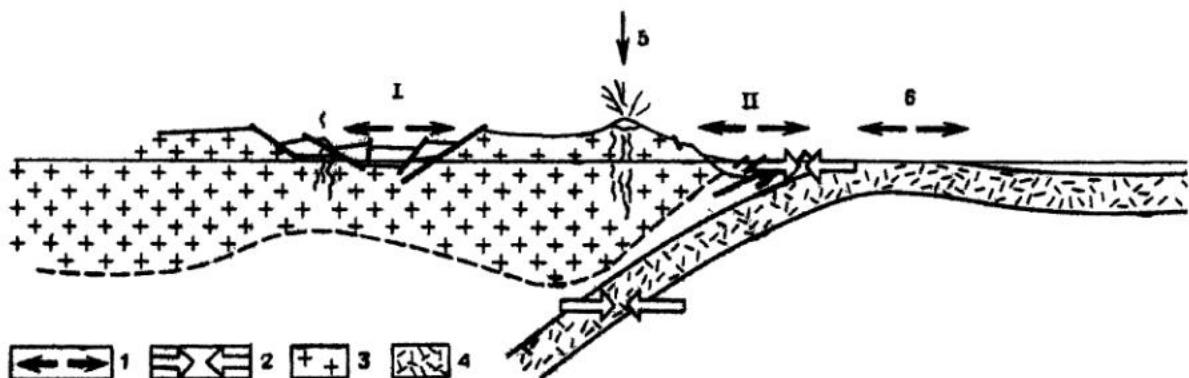


Рис. 10.6. Принципиальная схема задугового (I) и преддугового (II) осадочных бассейнов [4]:

1 – растяжение; 2 – сжатие; 3 – континентальная литосфера; 4 – океаническая литосфера; 5 – вулканический пояс; 6 – растяжение земной поверхности

ряд других. На западе Центральной и Южной Америки к «высокоскоростным» относятся Северо-чилийский и Мексиканский сегменты глубоководного желоба. Задутовые бассейны в «высокоскоростных» системах представляют собой асимметричные абиссальные впадины с корой океанического типа и конденсированным кремнистыми разрезами. Это либо фрагменты океана, изолированные в тылу юной дуги (Берингово, Охотское, Западно-Филиппинское моря), либо новообразованные впадины – результат задутового спрединга или сдвигово-раздвигов при косой коллизии (бассейны Лау, Скошия, Марианский трог, Андаманское море и др.). В краевых частях континентов, расположенных над зонами субдукции, накапливаются мелководные и континентальные вулканомиктовые и терригенные образования.

К «низкоскоростным» надсубдукционным системам принадлежат те из них, где скорость субдукции составляет менее 4 см в год, а процессы седиментации и тектоники определяются полем сжатия. Желоб на границе плит неглубокий и может быть морфологически не выражен в рельфе, будучи полностью заполнен осадками мощностью до нескольких километров (как это видно на примере Панамского желоба или южного сегмента Перу-Чилийского желоба). Здесь развиты обширные аккреционные призмы, для которых характерны сложные разрывные и складчатые дислокации.

Хорошо известным примером аккреционных призм на фронте «низкоскоростных» надсубдукционных систем является остров Ниас, расположенный перед дугой Сунда (Индонезия), где описаны веерообразные лежачие складки, разделенные зонами меланжа, и резко несогласно перекрывающий их шлейф недеформированных тефrotурбидитов. Между внешней амагматической дугой (приподнятой аккреционной призмой) и магматическим фронтом расположены фронтальные (преддуговые) бассейны, заполняющиеся, как правило, с двух сторон вулканомиктовым обломочным материалом. Ширина таких прогибов составляет десятки километров. Задутовые бассейны на «низкоскоростных» окраинах (например, Японское и Охотское моря, а также западная палеозойская окраина Северной Америки) представлены относительно мелководными краевыми морями с широкими шельфами или наземными депрессиями со значительной скоростью седиментации и достаточно четким разделением ареалов осадочного материала разного состава.

Задутовые осадочные бассейны, лежащие между краями континентов и системами островных дуг, расположены в северной и западной частях Тихого океана (рис. 10.7), а также существуют в Западной Атлантике и Средиземном море. Некоторые из них отделены от активной островной дуги еще одним морским бассейном, называемым междуговым бассейном, или трогом. Г. Менард впервые отметил, что в задутовых бассейнах и окраинных морях накапливается очень много осадков, и показал, что суммарная мощность земной коры здесь приближается к континентальной, хотя скорости распространения сейсмических волн указывают на кору океанического типа. В середине 60-х гг. прошедшего века такие бассейны интерпретировались в основном или как «оceanizedированная» континентальная кора (см. выше), которая подверглась погружению, или как области развития океанической коры, которая стала «более континентальной» за счет осадконакопления.

То, что задутовые бассейны или окраинные моря, как и междуговые троги, являются бассейнами растяжения, сформировавшимися за счет связанного с субдукцией задутового спрединга, в начале 70-х гг. предположили Д. Кариг, Дж. Пакхем и Д. Фолви, Т. Мацуда и С. Уeda. Так, Д. Кариг, участвовавший во многих рейсах НИС «Гломар Челленджер» в морях, омывающих Филиппинский архипелаг, основывал свою интерпретацию на отсутствии осадочного чехла в междуговом бассейне Лау-Хавр по сравнению с окружающими областями океана и на тектонике растяжения, представленной линейными хребтами и трогами. Однако главными доказательствами существования задутового спрединга являются: 1) высокий тепловой поток в междуговых и задутовых котловинах; 2) присутствие в некоторых островных дугах пород континентальной коры; 3) наличие в междуговых и задутовых бассейнах систем магнитных аномалий, указывающих на симметричный спрединг, аналогичный спредингу в срединно-океанических хребтах. Доказательства активного спрединга были получены Д. Каригом для бассейнов, расположенных позади Марианской дуги и дуги Тонга. Глубина Западно-Тихоокеанских бассейнов рассматриваемого типа обычно на 1 км больше, чем глубина океанского dna такого же возраста, тогда как величины теплового потока сходны. Примером зарождающегося окраинного бассейна за системой активной вулканической дуги служит трог Окинава и его продолжение на сушу в северном Тайване [3].

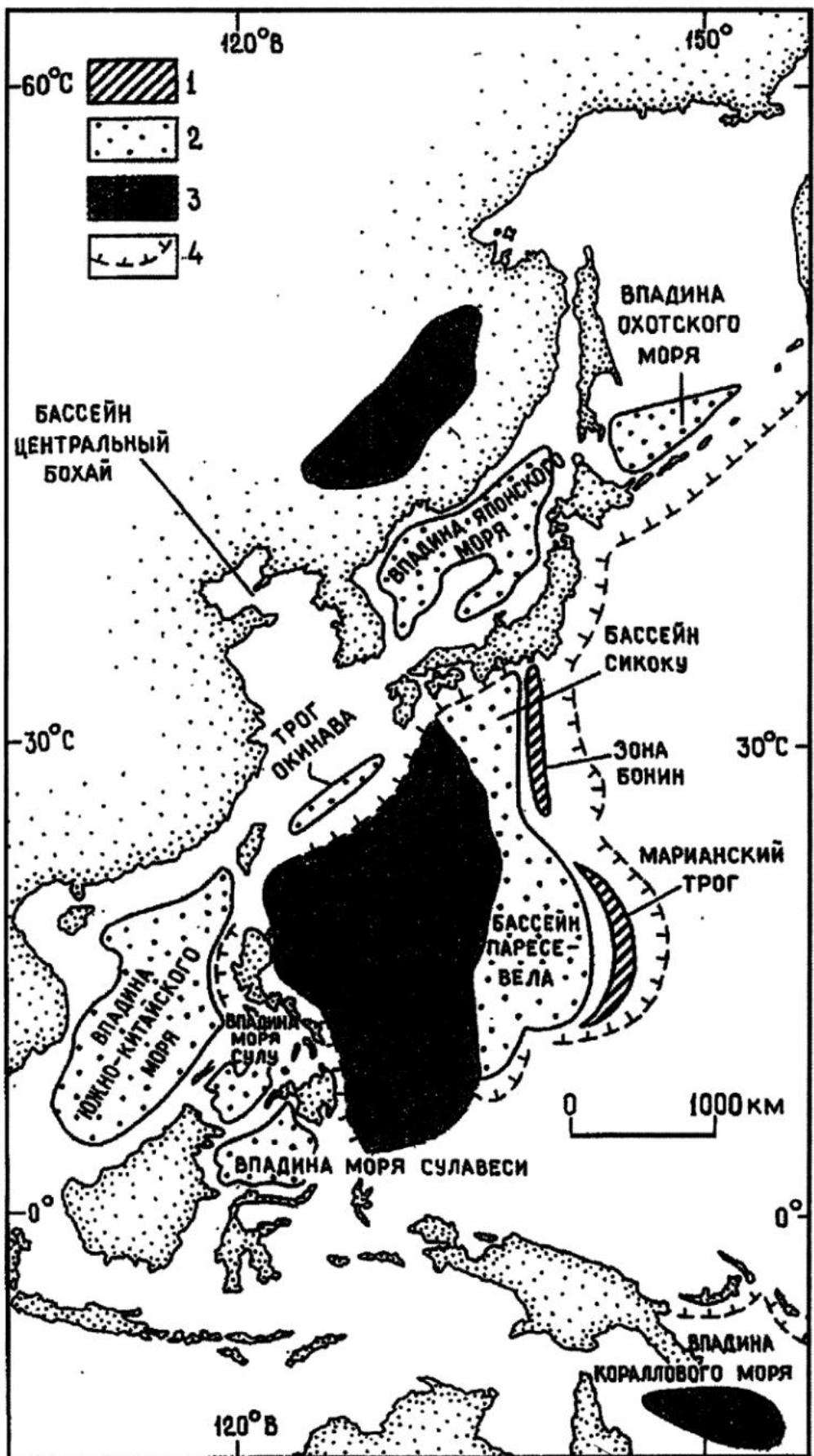


Рис. 10.7. Распределение зон активного спрединга (1), зрелых осадочных бассейнов (2), неактивных осадочных бассейнов (3) и глубоководных желобов (4) в западной части Тихого океана, заимствовано из работы [3]

Однако, как указывалось выше, не все задуговые и окраинные бассейны образованы в результате задугового спрединга. Например, Берингово море является сегментом океанической коры Тихого океана, «отгороженным» при развитии Алеутской дуги. Охотское море, напротив, частично подстилается континентальной корой, блок которой столкнулся с Азией в раннем кайнозое.

Было высказано предположение, что задуговой спрединг и седиментация в бассейнах, прилежащих к вулканическим островным дугам, а также, возможно, аккреция могут в какой-то мере зависеть от возраста и скорости поддвига океанической литосферы. Ускоренная субдукция, особенно более древней коры, может приводить к задуговому спредингу, который также с большей вероятностью происходит там, где за дугой находится не континентальная, а океанская литосфера. Связано это, возможно, с тем, что подвигающаяся пластина уходит более круто под океаническую литосферу, чем под континентальную (показательно, что в океанических дугах интенсивный рифтогенез и минерализация типа Куроко обычно проявлялись в фазы быстрого спрединга, как это было в позднем миоцене на северо-востоке Японии) [3]. В некоторых дугах, расположенных на краях континентов, таких, как современная Чилийская дуга, миграция желоба в сторону суши вызывает сжатие, сильное межплитное сцепление и образование ретрошарьяжей.

Междуговые бассейны, в которые нет привноса обломочного материала непосредственно с континента, содержат грубообломочную вулканокластику и монтмориллонитовые глины (трансформированные в литогенезе прослои пеплов), поступавшие с соседних вулканических цепей, а также биогенные илы и золовую пыль, принесенную с континентальной суши. Хотя большинство рассматриваемых бассейнов раскрывались симметрично, распределение осадков в них четко асимметричное. Ближе к магматической дуге расположен шлейф вулканогенно-обломочных отложений, формировавшихся в том числе и за счет турбидитовых потоков. Вне пределов дистальной части конусов выноса, куда турбидиты уже не распространяются, накапливаются пелагические коричневые глины, отличающиеся от похожих глин глубоководных котловин высоким содержанием монтмориллонита, вулканического стекла и фенокристаллов. До тех пор, пока дно бассейна находится выше глубины карбонатной компенсации, здесь, вне пределов досягаемости турбидитов, накапливаются также пелагические илы с высоким содержанием CaCO_3 .

Напротив, седиментация в задуговых (окраинных, тыловодуговых) бассейнах, столь же сложна, как и в открытом океане, что связано в основном с интенсивным и варьирующимся привносом кластики с континента. В бассейнах рассматриваемого типа известны пелагические осадки, перекрывающие вновь сформированную океаническую кору, на абиссальных равнинах и шельфах этих бассейнов присутствует до нескольких тысяч метров турбидитов. Наряду с морскими терригенными и вулканогенными образованиями заметную роль по периферии задуговых бассейнов играют дельтовые, карбонатные и рифогенные фации [5]. Бассейны Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей питаются за счет крупных рек, и здесь континентальные окраины проградируют в сторону моря. Другие бассейны, например Японское море, недополучают терригенный материал и содержат значительное количество биогенных осадков. Фации задуговых окраинных бассейнов, вероятно, отличаются от фаций собственно океанов только редким развитием отложений придонных течений и обилием вулканогенно-обломочных осадков и пеплов.

Интенсивное накопление многосотметровых толщ осадков и доминирование нисходящих движений в задуговых бассейнах способствуют довольно быстрому попаданию отложений в главную зону нефтеобразования, что обуславливает значительную нефтесносность бассейнов данного типа. Катагенетическое преобразование осадков связано также с повышенными значениями температурных полей. Одной из особенностей задуговых и окраинных бассейнов является также существование в их центральных частях блоков с корой континентального типа. Для последних характерно сложное строение и относительно приподнятое положение в рельфе дна.

Как уже указывалось выше, достаточно большое число задуговых бассейнов и краевых морей приурочено к Охотскому, Японскому и Южно-Китайскому морям. Котловины этих морей имеют гетерогенное строение. Их центральные части, с несколько сокращенной по мощности корой континентального типа, могут рассматриваться как срединные массивы или микроконтиненты [5]. Такими являются Центрально-Охотоморский массив, массивы Ямато и Наньша. Они ограничены крупными прогибами, часть из которых выражена глубоководными впадинами с корой, лишенной «гранитного» слоя, и сравнительно мощной (до 5–10 км) осадочной толщей, возраст которой варьирует от позднего мела до современного. Эти осадочные бассейны являются нефтегазоносными. В Охотском море располагаются Сахалинско- и Южно-Охотский задуговые бассейны, в

Японском море – Хонсю и Южно-Япономорский. В них известны нефтяные и газовые месторождения, локализованные преимущественно в терригенных отложениях миоцена и плиоцена. Крупные бассейны известны также в Южно-Китайском море. К тыловодуговым принадлежат Калимантанский и Западно-Палаванский бассейны, располагающиеся между массивом Наньша и мезозойско-кайнозойской складчатой зоной о-ва Калимантан. Калимантанский бассейн сложен 9-километровой толщой олигоцена-неогена, смятой в пологие складки. В бассейне известно около 20 нефтяных и газовых месторождений. Западно-Палаванский бассейн сложен неогеновой толщиной терригенных и карбонатных пород. В бассейне открыто нефтяное месторождение Нидо. Еще несколько бассейнов выделяется в области Индонезийских островных дуг, между Австралией и Новой Зеландией, а также в Карибском регионе (Центрально-Карибский, Южно-Пуэрто-Риканский, Восточно-Карибский и др.). Все они сложены отложениями кайнозоя, с которыми связаны скопления газа и нефти.

Большинство океанических задуговых бассейнов, в конце концов, субдуцируются, и их осадочное выполнение частично сохраняется в остаточных бассейнах или в покровах коллизионных поясов. Однако разрезы задуговых бассейнов, расположенных позади дуг на краях континентов, могут неплохо сохраниться и испытать при коллизии лишь слабое смятие в складки. Таковы, например, задуговые бассейны, известные в Тасманском складчатом поясе на юго-востоке Австралии, где распределение фаций верхнего ордовика сравнимо с фациями современного Андаманского моря, а верхнесилурские и нижнедевонские фации можно сопоставить с южным краем современного междугового трога Хавр там, где он сталкивается с островом Северным Новой Зеландии. Океанская кора неизвестна ни в одном из этих австралийских задуговых бассейнов. Сходным образом и в ордовикско-силурском Уэльском задуговом бассейне, связанном с остро-водужным вулканизмом и субдукцией, океанская кора отсутствует, а процессы задуговой тектоники привели лишь к утонению коры и ее погружению. Здесь развиты турбидиты, граптолитовые сланцы, мелководные морские осадки и вулканиты, в том числе в ордовикских отложениях присутствует огромное количество вулканокластики и пеплов. Магматическая деятельность и осадконакопление контролировались простирающимися в северо-восточном направлении разломами. Многие из этих разломов имеют характер сдвигов, и в области их влияния были сформированы специфические типы осадочных бассейнов.

К данному типу осадочных бассейнов в России принадлежат средне-позднерифейский Байкитско-Тунгусикский бассейн, позднерифейские Патомский и Олокитский, неоген-четвертичный Охотский бассейн и ряд других, а за ее пределами – поздненеоген-четвертичный Атакама-Пунийский бассейн, позднепермско-четвертичный бассейн Провинции Бассейнов и Хребтов, юрский Колхидский бассейн, позднеюрский бассейн Малого Кавказа, ранненеогеново-четвертичный Япономорский бассейн и ряд других (Беленицкая и др., 2001).

Окраинный бассейн Андаманского моря, расположенный к востоку от Андаманской островной дуги, имеет глубокий центральный трог шириной 100–200 км и длиной 750 км, в котором прослеживается несколько рифтовых долин с глубинами до 4000 м. Эти долины являются спрединговыми центрами новообразованных бассейнов, связывающими сегменты главного правостороннего сдвига, который отделил Бирманскую плиту от Китайской. На востоке Андаманского моря в состав задугового бассейна входит обширный шельф; на северо-западе с ним соединяется дельта реки Иравади.

Южно-Китайское море – это также среднекайнозойский окраинный бассейн, ограниченный дуговой системой Филиппин, с которой он генетически не связан. Он развивался как континентальная окраина, во многом похожая на окраину атлантического типа. Преобладающими агентами транспортировки кластики в четвертичное время являлись турбидитовые течения, подводные оползни и потоки обломков, при этом нет свидетельств перераспределения осадочного материала контурными течениями. Северная часть Южно-Китайского моря в настоящее время закрывается вследствие направленной на восток субдукции в Манильском желобе и дихронной коллизии на Тайване; следовательно, здесь формируется остаточный бассейн. Эхограммы указывают на мигрирующие волны осадков, параллельные морскому флангу Манильского желоба. Эти волны приписываются воздействию турбидных течений, которые отлагаются на дне желоба утоняющийся к югу слой осадков, поступающих с Тайваня.

Если суммировать все сказанное выше, то может быть предложена следующая тектоно-седиментологическая модель развития окраинных (задуговых) бассейнов [2] (Романовский, 1988).

На начальной стадии раскрытия бассейна, т. е. на этапе формирования рифта в пределах островной дуги, основными осадочными комплексами являются грубообломочные турбидиты, образующие подводные конусы у основания бортов рифта, а также пелагические фации, локализующиеся вблизи остаточной дуги. Так как на этой стадии расширение дна бассейна происходит относительно медленно, то пелагические комплексы накапливаются выше критической глубины карбонатонакопления, т. с. включают карбонаты и рассеянный вулканический пепел. На следующей стадии процессы задугового спрединга и активного островодужного вулканизма приобретают доминирующее значение. Вследствие этих процессов интенсивно разрастается дно задугового бассейна, борта же его, в результате проградационной деятельности супензионных потоков, напротив, выполаживаются. У основания континентального склона вулканической дуги формируются мощные толщи вулканокластитов, расслоенных пелагическими глинами и терригенными турбидитами.

Осадочные последовательности данного этапа имеют хорошо выраженное циклическое строение и включают в себя значительное количество вулканогенных пород. Латеральные переходы между фациями нерезкие; только по мере удаления от вулканической дуги к центру бассейна вулканокластические осадки замещаются пепловыми прослоями. Продукты океанского седиментогенеза, такие, как пелагические терригенные и терригенно-карбонатные глины, играют существенную роль только в центральных частях задуговых впадин. На зрелой стадии процессы спрединга затухают, однако активный островодужный вулканизм продолжается, поэтому шлейф вулканогенных накоплений смещается в направлении центральных зон бассейна, где происходит формирование терригенных осадков, не содержащих карбонатного материала.

В наиболее общем виде осадочное выполнение задуговых бассейнов может быть подразделено на две толщи: вулканогенно-осадочную и осадочную. Главное их различие состоит в удельной доле вулканогенного материала. Если в первой толще преобладают вулканокластиты, то во второй доминируют пелагические глины и дистальные тонкоритмичные турбидиты с пепловыми прослоями (Хворова, 1987). В бассейнах с неактивным спредингом (Паресе-Веле в Филиппинском море и др.) терригенный материал практически отсутствует. Основная часть осадочного выполнения представлена наноилами и пелагическими глинами, обогащенными планктоном. К примеру, на восточной окраине бассейна Паресе-Веле, вблизи Западно-Марианского подводного хребта, в осадочной толще выделяются две генетические единицы: нижняя (средний миоцен), состоящая из глинизованных туфов с редкими прослоями туфов песчаной размерности, и верхняя (средний миоцен), представленная терригенными глинами с пепловыми прослоями.

Анализ данных по современным задуговым бассейнам позволяет наметить основные характеристики их осадочного выполнения, которые могут быть использованы при реконструкции отложений древних задуговых бассейнов. Такими характеристиками являются следующие [1]: 1) двучленное строение осадочного выполнения (внизу – преимущественно вулканогенно-осадочные отложения, вверху – осадочные). Суммарная мощность разреза может достигать нескольких километров; 2) возрастной диапазон отложений не более одного-двух периодов; 3) отчетливая цикличность осадочного выполнения (зернистость пород утоняется от основания к кровле, тогда как разрез глубоководных желобов имеет противоположную тенденцию); 4) в верхней толще доминируют турбидиты и тефrotурбидиты; 5) в латеральном направлении (вкрест бассейна) происходит быстрое выклинивание фаций (прибрежно-морские отложения сменяются склоновыми и коллювиальными, а последние переходят в глубоководные пелагические). В этом же направлении уменьшается доля вулканогенного материала.

В процессе геодинамической эволюции активных окраин большая часть задуговых океанических бассейнов разрушается либо сильно деформируется. Фрагменты осадочного выполнения задуговых бассейнов чаще всего сохраняются только в покровах коллизионных поясов [3]. Однако при континентальная часть этих бассейнов может сохраниться иногда почти полностью. Существенная трудность в идентификации в подобных случаях связана с похожестью разрезов задуговых бассейнов на разрезы шельфов и континентальных склонов открытых морей.

Восточный склон Уральского складчатого пояса в среднем и позднем палеозое представлял собой активную окраину палеоокеана, история формирования которой включала возникновение, эволюцию и последующую аккрецию островодужных и окраинно-континентальных надсубдукционных систем различных геодинамических типов (Язева, 2000; Язева, Бочкарев, 2000). Судя по составу вулканических пород, скоп-

рость субдукции была максимальной в девоне, когда произошло скачкообразное смещение зоны субдукции в сторону океана и началось поглощение холодной и тяжелой ордовикско-силурской океанической литосферы. Над новообразованной зоной субдукции формировались Ирендыкская островная дуга и Краснотурьинско-Войкарский краевой пояс. Продольная сегментация активной окраины Урала в девоне во многом сходна со строением современной надсубдукционной системы на севере Тихого океана, где Алеутская островная дуга (с «отгороженным» от океана Беринговым морем) продолжается в виде наземного краевого пояса на континентальном побережье Аляски. Высокоскоростной характер субдукции в островодужном сегменте девонской активной окраины подтверждается характерным составом базальтов ирендыкского комплекса (доминирование натриевых известково-щелочных и толеитовых разностей), слагающего вулканическую цепь дуги. Известные здесь рои сближенных бонинитовых даек среди глубоководных подушечных лав указывают на обстановку растяжения, что подтверждает и отсутствие островодужного вулканогенетического материала.

Тыловой бассейн Ирендыкской дуги начинал свое существование как «отгороженная» часть более древнего океана. В пользу данного предположения свидетельствует наличие позднеордовикских и раннесилиурских кремнистых пачек и толеитовых лав MORB-типа в Гумбейской зоне и на территории Восточно-Уральского микроконтинента (Язева, 2000). После заложения юной дуги, уже в эйфель-эживетское время, этот задуговый бассейн испытал растяжение. Палеореконструкции В.В. Зайкова и В.В. Масленникова на колчеданных рудных полях Южного и Среднего Урала показали, что в Восточно-Магнитогорской, Гумбейской, Режевской, Западно-Мугоджарской и Домбаровской зонах существовали линейные вулканические поднятия и рифтоподобные структуры, а на расположенных рядом амагматичных плато накапливались конденсированные кремнистые осадки. Вблизи трещинных вулканических аппаратов, в перерывах между излияниями толеитовых базальтов, происходило формирование палеогидротермальных полей с железисто-кремнистыми осадками (Масленников, Зайков, 1998).

В позднем девоне, когда дуга вступила в зрелую стадию своего развития, она стала двойной. Между потухшей Ирендыкской и действующей Восточно-Магнитогорской вулканическими грядами сформировался междуговой бассейн (Западно-Магнитогорская зона). Мощные толщи позднэживетско-франских вулканомиктовых образований и лав перекрывают здесь абиссальные кремнистые накопления. В турне и визе коллизия островная дуга-континент завершилась коллапсом тылового и фронтального бассейнов (Язева, Бочкарев, 1998). На севере Урала синхронно с южноуральской островной дугой был сформирован краевой пояс, в состав которого также входили преддуговой и задуговой бассейны, однако их осадочное выполнение отличалось от описанного выше для южноуральских гомологов. Фрагментом преддугового прогиба здесь предположительно является Североуральский бокситоносный район (СУБР), расположенный между береговым хребтом (размытой, потухшей Тагильской дугой) и активным в прагиене-эйфеле-эживете андезитовым вулканогрунтовым поясом. В данном бассейне развиты вулканомиктовые ритмиты и оползневые отложения (олистостромы), латериты, блоки карбонатной платформы (Шатров, 2000), что принципиально отличает его от осадочных ловушек на фронте Ирендыкской дуги, практически не получивших обломочного материала.

Задуговой бассейн девонского краевого пояса почти полностью перекрыт молодыми осадками Западно-Сибирской низменности и лишь фрагментарно обнажен в речных долинах. Он выполнен пестроцветными молассоидами с большой долей вулканомиктового материала, обломками и блоками известняков. Высокие скорости субдукции привели здесь к локальному рифтингу, происходившему в континентальных обстановках.

Примером «низкоскоростных» надсубдукционных систем и связанных с ними бассейнов осадконакопления является Тагильская островная дуга и позднекаменноугольный краевой пояс (Язева, 2000). Тагильская дуга возникла в позднем ордовике, вскоре после начала океанического спрединга (Язева, Бочкарев, 1995). Так как при спрединге формируется «горячая» и относительно легкая океаническая литосфера, то она не может быстро погрузиться в мантию, и, следовательно, процесс субдукции в подобных обстановках имеет «низкоскоростной» характер, что подтверждается и сохранением мощной аккреционной призмы, представленной ордовикско-силурскими кремнисто-глинистыми сланцами, рассланцованными толеитами океанического типа и серпентинитами. Между аккреционной призмой и собственно вулканической дугой, маркируемой палеовулканами павдинского и именновского комплексов, сохранились фрагменты отложений фронтального бассейна – вулканомиктовые ритмиты. Значительная часть разреза преддугового бассейна вскрыта Уральской сверхглубокой скважиной (СГ-4) (Наркисова и др., 2000) и представлена флишиоидами павдинской и именновской толщи.

В задуговом бассейне Тагильской дуги (Восточно-Тагильская зона), в отличие от более поздней и высокоскоростной девонской, нет конденсированных кремнистых пачек и проявлений задугового спрединга, но присутствует полный разрез относительно мелководных вулканомиктовых ритмитов юной, развитой и зрелой стадий эволюции силурской островодужной системы – осадочно-вулканогенные отложения павдинского андезито-дацитового, именновского андезито-базальтового, гороблагодатского и туринского шошонитовых комплексов и чуждые им тектонические блоки и пластины карбонатной платформы

— отторженцы чехла с противоположного, континентального шельфа (Язева, 2000). Карбонатная платформа начала формироваться здесь, по-видимому, в позднем силуре, а самые молодые отложения в ее составе имеют среднедевонский возраст.

Еще более выразительным примером осадочных бассейнов, формировавшихся в условиях низкоскоростной субдукции, являются депрессии в структуре каменноугольного окраинно-континентального пояса андийского типа, расположившегося в пределах современной Восточной зоны Урала. Предполагается, что на Южном Урале сегмент этого пояса был расположен над очень пологой (менее 30°) сейсмофокальной зоной с низкой скоростью субдукции (Язева, Бочкарев, 2000). Эти депрессии даже в настоящее время, после значительного горизонтального сокращения, по своим размерам сопоставимы с современными продольными долинами Анд.

По представлениям Р.Г. Язевой (2000), среди осадочных ассоциаций Уральской активной окраины не реконструируются фации желобов, так как при орогенезе они сливаются с осадочными аккреционными призмами (Хайн, Ломизе, 1995). Однако в основании силурийской дуги и девонского пояса известны серпентинитовые и арковые песчаники, которые типичны для глубоководных желобов и могут указывать на высокие скорости субдукции и эрозию внешнего края надвигающейся плиты. Вулканогенно-осадочные последовательности бассейнов палеозойской активной окраины Урала вмещают массивные колчеданные и стратиформные полиметаллические залежи, медистые песчаники и месторождения марганца, бокситов и угля.

Несколько иную трактовку истории формирования и размещения различных типов бассейнов в палеозойской истории Урала дает Г.А. Мизенс (2000). Известно, что в начале палеозоя на Урале имел место континентальный рифтогенез (Тектоника Урала..., 1977; Формирование земной..., 1986; Зоненишайн и др., 1990; Пучков, 1993, 2000 и др.). О характере раннекембрийских бассейнов достоверно почти ничего не известно. По мнению В.Н. Пучкова (2000), позднекембрийско-тремадокские обломочные породы, развитые на крайнем юге Урала, накапливались в рифтовом бассейне. В позднем кембрии-начале ордовика процессы рифтогенеза резко активизировались, что привело к расколу и раздвижению континентальной коры и появлению океана. В результате раскола образовались относительно небольшие фрагменты континентальной коры (микроконтиненты), разделившие океан на нескольких бассейнов, геологическая история которых различалась весьма существенно (Мизенс, 2000).

На территории современного Южного Урала можно предположить существование трех таких блоков-микроконтинентов — Уралтау (Центрально-Уральского), Восточно-Уральского (Восточно-Мугоджарского) и Зауральского. Микроконтинент Уралтау находился вблизи края Восточно-Европейского континента. Бассейн, который он отчленил от океана, вероятно, имел, по представлениям Г.А. Мизенса, характер субокеанического, и его можно сопоставить с глубоким окраинным морем или проливом типа современного Мозамбикского пролива. Это был морской бассейн с весьма длительным периодом существования — с ордовика до перми включительно (вплоть до карбона этот бассейн имел характер окраинного и только в карбоне он трансформировался в форландовый бассейн).

Восточно-Уральский и Зауральский микроконтиненты разграничивали бассейны с океаническим типом земной коры. В отличие от упомянутого выше окраинного моря, осадочные и магматические комплексы океанических бассейнов сохранились далеко не полностью. Предполагается, что они были в основном поглощены в зонах субдукции. Представление о них может быть составлено только по фрагментам разрезов, встречающихся в зонах серпентинитовых мегамеланжей. Последние, как известно, интерпретируются большинством исследователей как реликты аккреционных призм.

Океанический бассейн между континентальными блоками Уралтау и Восточно-Уральским существовал до конца девона. Фрагменты разрезов дна этого бассейна сохранились на территории Магнитогорской мегазоны, в ограничивающих ее меланжах.

Междуд Восточно-Уральским и Зауральским блоками океаническое пространство реконструируется только до начала девона (Язева, Бочкарев, 1995). В раннем девоне здесь, по всей видимости, имело место столкновение Восточно-Уральского микроконтинента с островной дугой. К востоку от Зауральского блока океанический бассейн, возможно, существовал вплоть до среднего карбона (Пучков, 2000). Микроконтиненты большей частью были покрыты морем.

Кроме названных бассейнов, важную роль в геологической истории Южного Урала играли также задуговые и преддуговые бассейны, хотя длительность их существования и размеры были заметно меньшими. Среди задуговых бассейнов, по представлениям Г.А. Мизенса (2000), более или менее уверенно реконструируется только один — средне-позднедевонский бассейн, отложения которого сохранились на территории Магнитогорской мегазоны, между Уралтау и Магнитогорской дугой. Отложения более древних задуговых бассейнов — силурийского (в Восточно-Уральском прогибе) и раннедевонского (в Магнитогорской мегазоне) — практически не известны.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите принципиальные особенности строения и осадочного выполнения бассейнов глубоководных желобов.
2. В чем заключаются особенности строения и питания осадочным материалом преддуговых осадочных бассейнов?
3. Какие типы и группы преддуговых осадочных бассейнов вы знаете?
4. Дайте характеристику и осадочного выполнения междуговых бассейнов.
5. Охарактеризуйте высоко- и низкоскоростные надсубдукционные системы и их роль в формировании различных типов задуговых осадочных бассейнов.
6. Назовите особенности формирования осадочного выполнения различных типов междуговых бассейнов.
7. Какие основные характеристики осадочного выполнения современных задуговых бассейнов могут быть использованы при реконструкции их древних аналогов?

Глава 11. Осадочные бассейны коллизионных обстановок

Осадочные бассейны коллизионных обстановок включают впадины областей перисубдукционной активизации, бассейны краевых прогибов и межгорных впадин коллизионных поясов, а также располагающиеся в пределах последних остаточные бассейны. К этому же классу бассейнов относятся бассейны позднеколлизионных рифтов (тафрогенных впадин).

11.1. Впадины областей перисубдукционной активизации

Типичными примерами осадочных бассейнов областей перисубдукционной активизации являются многочисленные относительно небольшие бассейны Скалистых гор, расположенные на границе США и Канады, а также известные к северу и югу от нее. До ларамийского орогенеза¹² в палеозое и мезозое все они являлись частью крупного единого осадочного бассейна, расположавшегося в пределах длительно развивавшейся платформенной области [4]. В палеозое этот бассейн, общий вид которого можно восстановить по северной части Канады, занимал положение, сравнимое с положением Волго-Уральского бассейна. Ларамийский орогенез в конце мелового периода привел к формированию на западной периферии Северной Америки серии линейных поднятий, ограничивающих группу бассейнов, испытавших особенно сильное опускание в ходе палеогена. Именно эта длительная и сложная геологическая история объясняет большое разнообразие условий локализации УВ в бассейнах Скалистых гор.

Подавляющее большинство известных в этих бассейнах ловушек относится к типу структурных – это различной формы и размеров купола и антиклинали. Достаточно часто встречаются также стратиграфические ловушки и рифовые постройки; присутствуют и участки выклинивания песчаных пластов. Преобладающий тип коллекторов – терригенные породы разного возраста (от кембрия до кайнозоя). Покрышки представлены в основном глинистыми породами. Нефтематеринские породы встречаются на трех стратиграфических уровнях, что определяет присутствие трех различных групп нефтей. Палеозойские образования (миссисипского и пермско-пенсильванского возраста) содержат многочисленные прослои черной глины; нефть из этих отложений обычно тяжелая, нафтеновая, с большим содержанием серы. Глинистые породы мелового возраста, имеющие лагунный и прибрежно-морской генезис, являются источниками более легкой ма-лосернистой нефти, насыщенной газом. Эоценовые озерные отложения, в частности в бассейнах Грин-Ривер и Унита, очень богаты нефтепроизводящими битуминозными сланцами.

Ниже кратко рассматривается ряд особенностей нефтеносных осадочных бассейнов, расположенных на американском отрезке Скалистых гор, в штатах Юта, Колорадо, Вайоминг и Монтана (рис. 11.1, 11.2).

¹² Ларамийский орогенез проявился на востоке Скалистых гор США и проходил в несколько фаз – от позднего мела до конца палеоцена

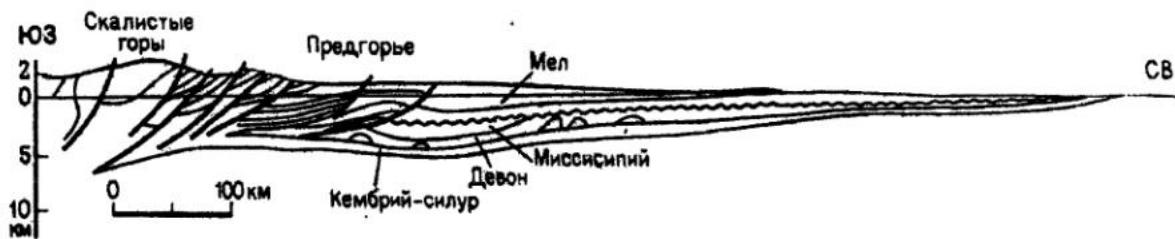


Рис. 11.1. Схематический геологический разрез западной Канады, по работе [4]

Бассейн Уиллистон занимает площадь более 200 тыс км² на территории Соединенных Штатов Америки и примерно 100 тыс км² на территории Канады. Его главные залежи нефти, содержащие до трети суммарных запасов, вытянуты вдоль линейных антиклиналей Нессон и Цедар-Крик, расположенных в наиболее опущенной и менее деформированной центральной части бассейна. Главные продуктивные коллекторы бассейна представлены отложениями миссисипского возраста. Начальные запасы нефти в бассейне оценивались примерно в 200 млн т; 80 % из них было разведано в миссисипских отложениях.

Бассейн Парадокс, площадь которого составляет около 120 тыс км², имел около 50 млн т начальных запасов нефти, из которых примерно половина была сосредоточена на месторождении Ахнет, открытом в 1956 г. Ловушка названного месторождения и коллекторы образованы водорослевыми известняками и калькаритами пенсильванского возраста мощностью до 60 м. Покрышкой же выступают черные глины с пропластками соли, которые, вероятно, играли также роль нефтематеринских пород.

Самыми многочисленными и богатыми УВ бассейнами на рассматриваемой территории являются бассейны мелового возраста, покоящиеся на цоколе палеозойских отложений. Их можно разделить на три большие группы в зависимости от того положения, которое они занимали в пределах области мелового осадконакопления [4]: 1) асимметричные краевые бассейны, фланги которых соответствовали стабильным краевым зонам бассейна осадконакопления (самыми яркими примерами этого типа являются бассейны Денвер и Паудер-Ривер); 2) бассейны, располагавшиеся ближе к центральной зоне, полностью трансформированные в результате ларамийского орогенеза (бассейны Бигхорн, Уинд-Ривер, Сан-Хуан); 3) западные бассейны, ограниченные Большим надвигом Скалистых гор (бассейны Грин-Ривер и Унита).

Площадь бассейна Паудер-Ривер, расположенного на территории штатов Вайоминг и Монтана, составляет примерно 100 тыс км². Здесь локализовано гигантское месторождение Солт-Крик, открытое в 1889 г. и дающее наглядный пример антиклинальной ловушки с высотой замыкания 500 м и многочисленными продуктивными толщами, представленными миссисипскими, пенсильванскими, юрскими и меловыми песчаными отложениями дельтового и мелководно-морского генезиса. К середине 80-х гг. прошедшего века на этом месторождении было добыто более 80 млн т нефти, а извлекаемые запасы оценивались по результатам предварительной разведки в 98 млн т.

Бассейн Денвер (площадь 150 тыс км²) был сформирован в относительно стабильной краевой зоне. Он содержит преимущественно стратиграфические залежи скромных размеров. Общие геологические запасы бассейна оценены примерно в 100 млн т и распределены по более чем 200 залежам. Наиболее крупными из них являются месторождение Адена с запасами 10 млн т нефти и Ваттенберг с 36 млрд м³ газа [4].

Бассейн Бигхорн (площадь ~30 тыс км²) имеет асимметричную форму и содержит более 350 млн т нефти. Примерно 50 % этих запасов сосредоточено на 5 месторождениях; наиболее крупное из них, Элк-Бейсин, содержит примерно 75 млн т нефти. Коллекторы представлены преимущественно терригенными отложениями палеозойского и мезозойского возраста. Самыми продуктивными из них являются отложения пенсильвания.

Мощность постларамийских осадочных образований в бассейне Уинд-Ривер превышает 3000 м, а площадь составляет 22 тыс км². Запасы этого бассейна – около 200 млн т – были сосредоточены на 100 месторождениях.

Бассейн Грин-Ривер занимает площадь в 25 тыс км² на юго-западе Вайоминга. Общие выявленные запасы бассейна оценивались примерно в 70 млн т нефти. Продуктивные коллекторы известны здесь в удивительно широком стратиграфическом диапазоне – от кембрия до эоцена. Основные месторождения, Пост-Солджер (дата открытия – 1916 г.) и Уэрц (1920 г.), имели запасы, соответственно, 29 и 15 млн т. Самые большие запасы нефти в рассматриваемом бассейне были связаны с битуминозными сланцами эоцена.

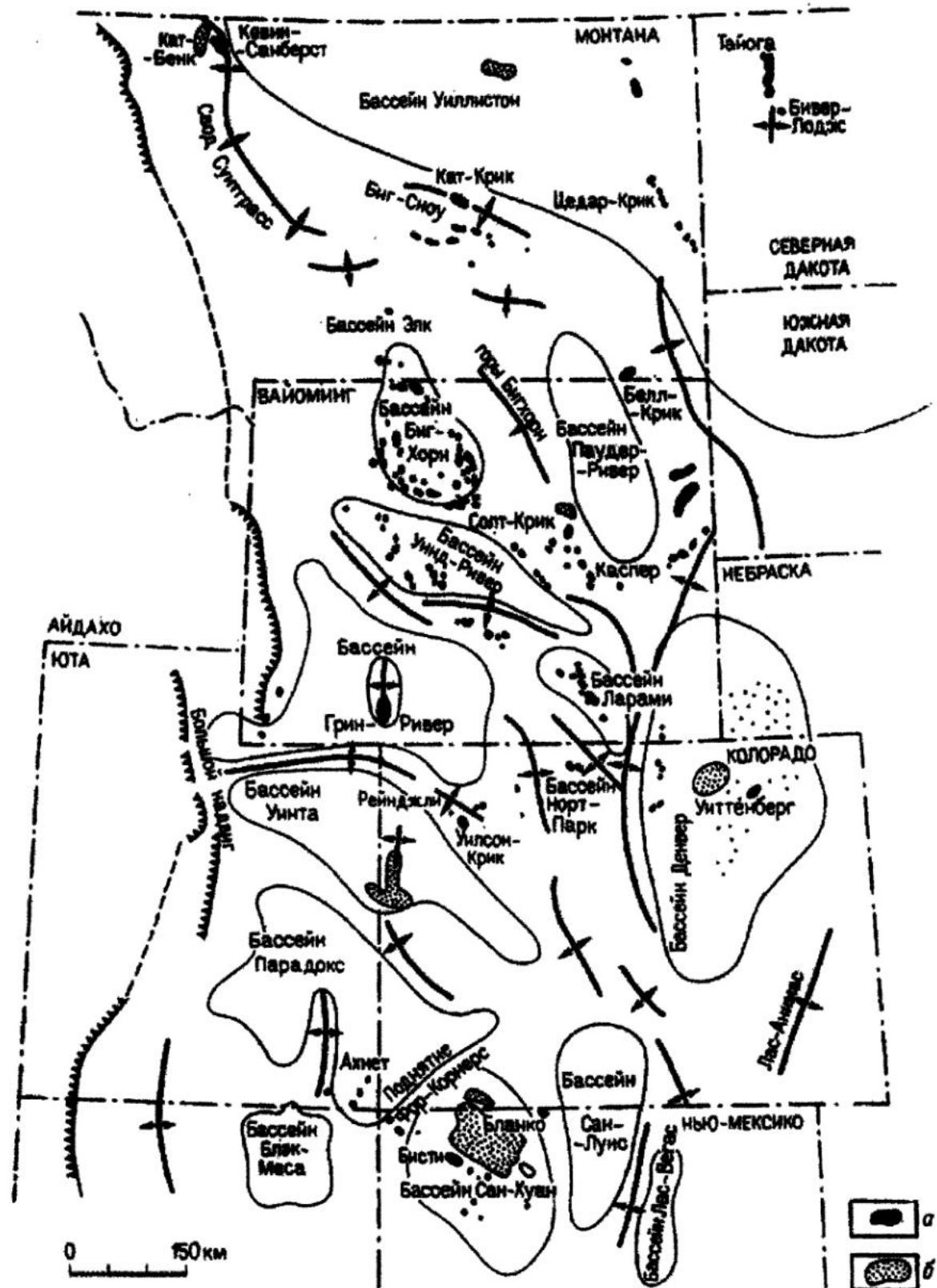


Рис. 11.2. Схематическая карта основных осадочных бассейнов Скалистых гор на западе США, по работе [4]:

а – месторождения нефти; б – газовые месторождения и зоны

Бассейн Уинта, расположенный на территории штатов Юта и Колорадо, имеет площадь 40 тыс км². На его восточном фланге было разведано самое крупное месторождение Скалистых гор — Рейнджли, открытое в 1902 г. Это месторождение представляет симметричную антиклиналь с площадью замкнутой поверхности 260 км² и высотой замыкания 750 м. Запасы его оценивались в 110 млн т нефти.

В бассейне Сан-Хуан, площадь которого составляет 50 тыс км², нефть содержится в пластах и линзах песчаников верхнего мела. Коллекторы бассейна Сан-Хуан сформированы в обстановке прибрежного морского мелководья, характеризовавшегося широким развитием подводных дюн и гряд. Интересно, что на крупнейшем в рассматриваемом бассейне месторождении газа Бланке (запасы 300 млрд м³) главными факторами его локализации являются особенности гидродинамики и/или капиллярного давления в пластах.

Суммируя все сказанное выше, необходимо подчеркнуть следующее. Осадочные бассейны Скалистых гор, имеющие общую площадь около 1,5 млн км², содержат более чем в 800 залежах примерно 1,4 млрд т условной нефти и 1300 млрд м³ газа [4]. Кроме того, примерно 300 млрд т (геологические запасы) нефти предположительно содержится в озерных отложениях формации Грин-Ривер. Эти огромные запасы, сконцентрированные в отложениях древних эоценовых озер, являются примером исключительной роли обстановок осадконакопления в образовании очень богатых залежей. Вместе с тем, в палеозойских и мезозойских бассейнах платформенного типа не было особенно благоприятных условий для формирования богатых нефтегатеринских отложений. Ларамийский орогенез также не способствовал в целом улучшению перспектив нефтегазоносности рассматриваемой территории, так как обусловил перемещение и разрушение первичных залежей. Однако в итоге «небольшие» третичные осадочные бассейны смогли объединить как наилучшие условия для накопления органического вещества, так и способствовали трансформации последнего в свободные углеводороды.

Охарактеризованная выше полоса нефтеносных осадочных бассейнов продолжается в предгорьях Скалистых гор и на юге Канады (рис. 11.3).

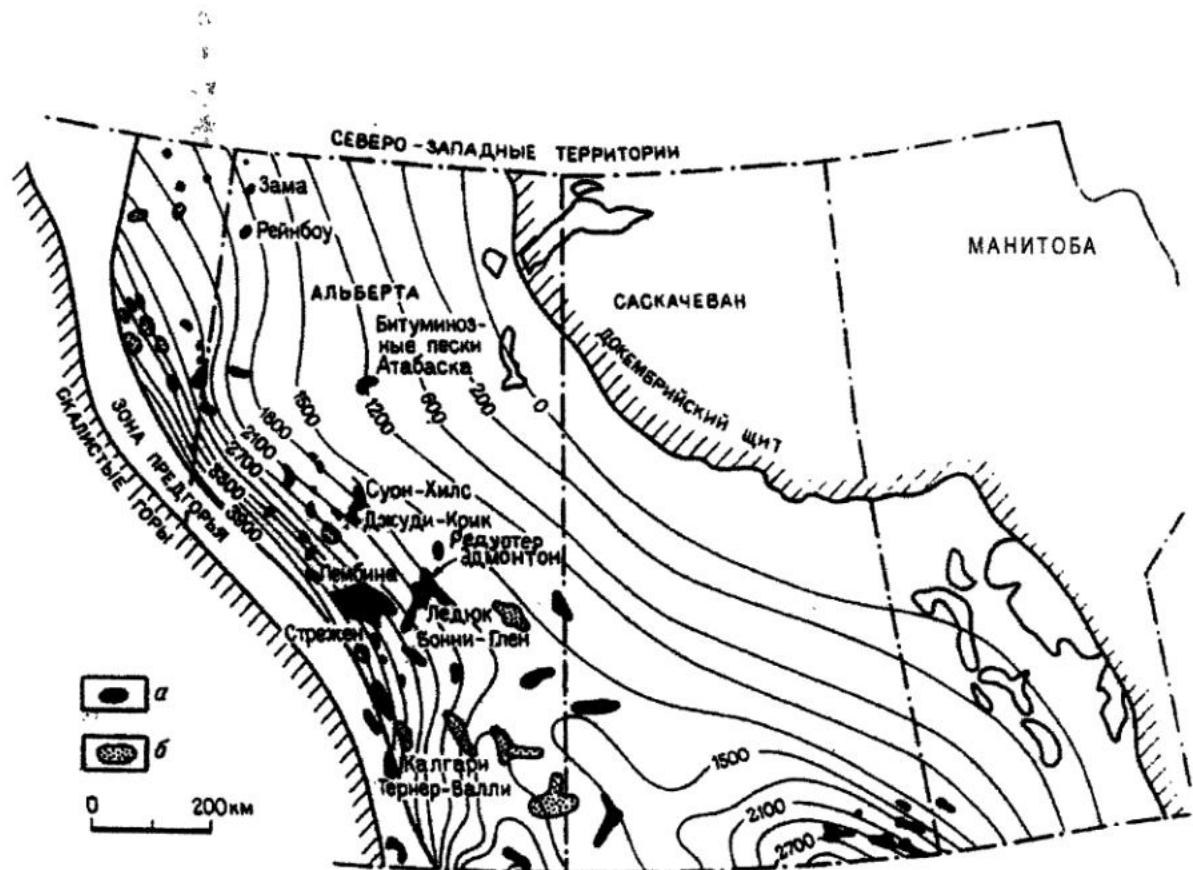


Рис. 11.3. Схематическая структурная карта по поверхности фундамента Западной Канады [4]:

а — месторождения нефти; б — газовые залежи

11.2. Осадочные бассейны краевых прогибов коллизионных поясов (форландовые бассейны)

Между складчато-надвиговым поясом и кратоном, на который в процессе коллизии этот складчатый пояс, как правило, надвинут, образуются крупные осадочные бассейны, получившие название форландовых [3]. В большинстве работ считается, что они образуются при направленном вниз флексурообразном изгибе литосферы за счет надвигания складчато-надвигового пояса. Бассейны форланда имеют преимущественно асимметричное строение (рис. 11.4). В направлении к складчато-надвиговому поясу они углубляются. Эволюция осадочных бассейнов форланда тесно связана с эволюцией расположенного рядом с ним складчатого пояса. Латеральная миграция последнего в направлении кратона приводит в ряде случаев к постепенному (прогрессивному) перекрытию кратона форландовым бассейном и постепенному его разрушению. Поскольку седimentация непосредственно не связана с тектоникой, то, изучая разрезы бассейнов форланда, можно судить об эволюции прилежащего к нему складчатого пояса. Распределение фаций в форландовом бассейне контролируется не только привносом осадочного материала из различных, часто контрастных по своему составу, источников в складчато-надвиговом пояссе, но и поперечными линеаментами фундамента. Последние могут сильно влиять на локальное распределение фаций и разделять бассейны форланда на суббассейны.

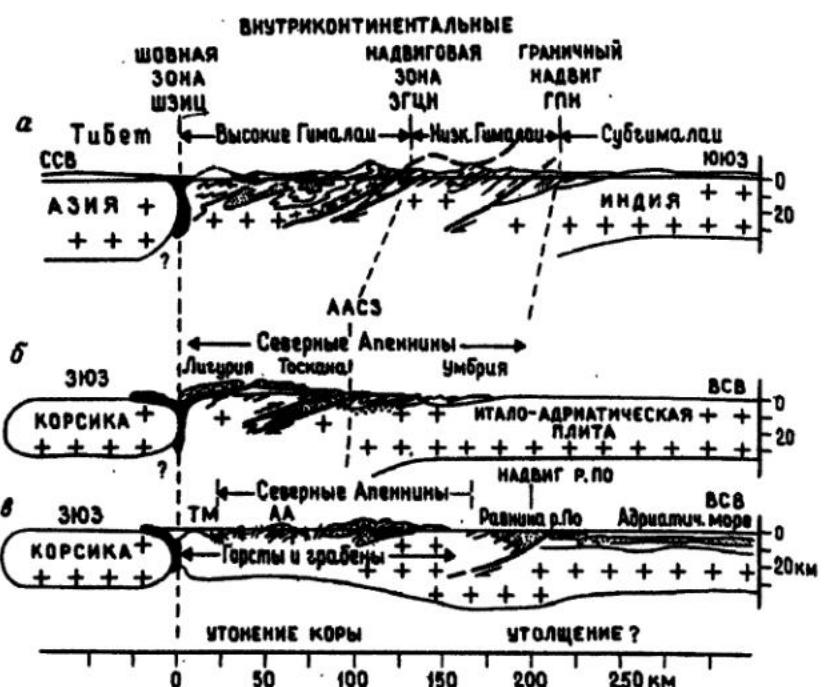
Традиционно отложения, выполняющие бассейны форланда, рассматриваются как континентальная моласса, но, кроме дельтовых и континентальных осадков они могут включать также глубоководные и мелководно-морские фации.

Существуют два генетических вида бассейнов форланда [3]: 1) периферические и 2) ретродуговые. Примером бассейнов первого вида является Индо-Гангский бассейн, который заложился на Б-субдукционной зоне и развивался в процессе столкновения континентов (рис. 11.5). Ко второму виду относится позднемезозойско-раннекайнозойский бассейн к востоку от фронта Скалистых гор, который образовался при субдукции на кратонной стороне надвигового пояса форланда позади магматической дуги.

Индо-Гангский форландовый бассейн, расположенный к югу от Гималаев, которые поднимаются в среднем со скоростью около 70 см/1000 лет с середины миоцена¹³. Осадки, сносимые с растущих горных

Рис. 11.4. Схематические разрезы складчато-надвиговых поясов форланда, по данным из монографии [3]:

а – Гималаи (ШЗИЦ – шовная зона Инд-Цянгпо, ЗГЦН – зона Главного центрального надвига, ГПН – Главный пограничный надвиг); б – Северные Апennины в олигоцене-миоцене (ААСЗ – Альпийско-Апуанская сдвиговая зона); в – Северные Апennины с мессиния по настоящее время (ТМ – Тирренское море, АА – Альпийско-Апуанский регион)



¹³ Максимальный подъем Гималаев составляет, таким образом, без учета эрозии около 18–20 км



Рис. 11.5. Схема столкновения Индийской, Аравийской и Азиатской литосферных плит. Основные осадочные бассейны (глубоководные конусы выноса крупных рек и бассейны форланда) показаны штриховкой. Задокументовано из работы [3]:

1 – надвиг Загрос; 2 – Гималайский фронтальный надвиг; 3 – Индонезийский глубоководный желоб (зона субдукции)

цепей, отлагаются в прилегающих к Гималаям с юго-запада и юга впадинах в крупных аллювиальных конусах выноса. Воздымающийся горный пояс прорезают реки Инд и

Брахмапутра. После выхода из гор эти водные артерии поворачивают и текут примерно параллельно поясу гор. Высокие скорости эрозии и доминирование аллювиальных фаций обусловлены в данном случае не только тектоникой, но и климатом, так как Инд течет через пустыни, а Ганг и Брахмапутра пересекают ряд наиболее влажных районов земного шара. Подножие Гималаев состоит из древних (средний миоцен-плейстоцен) осадков серии Сивалик, похожих на осадки современных аллювиальных равнин. Мощность отложений серии Сивалик достигает 5000 м. В разрезах серии Сивалик хорошо распознаются поперечные аллювиальные конусы трех типов: мегаконусы в устьях крупных рек, небольшие конусы в переработанных более древних осадках и конусы-трги внутри складок-надвигов (рис. 11.6). Две характерные черты бассейна Сивалик важны и типичны для всех бассейнов форланда. Во-первых, это то, что трог во времени мигрировал на юг к форланду, и поэтому происходил постоянный подъем, эрозия и переотложение более древнего материала сиваликских осадков. Во-вторых, поперечные разломы в фундаменте Индийской плиты не только разделяли трог Ганга на сегменты, но также определяли расположение и характер поперечных к ним рек.

В Альпийско-Средиземноморском регионе также описано несколько бассейнов форланда, как современных, так и древних. Классическим примером является молассовый бассейн на севере Альп. Среди других бассейнов аналогичного типа могут быть названы По-Адриатический, Восточно-Карпатский, Аквитанский Эбро [3]. Скорость седиментации в некоторых из них достигала 75 см/1000 лет.

Домезозойские бассейны форланда идентифицируются со значительными трудностями, так как они могут быть перекрыты покровами и надвиговыми поясами форланда или же были подняты и эродированы вскоре после своего образования.

По данным Г.А. Беленицкой и др. (2001), наиболее яркими представителями осадочных бассейнов данного типа являются в России: пермский Предуральский бассейн, пермский Печорский бассейн, рифейский Присаянский бассейн, кайнозой-

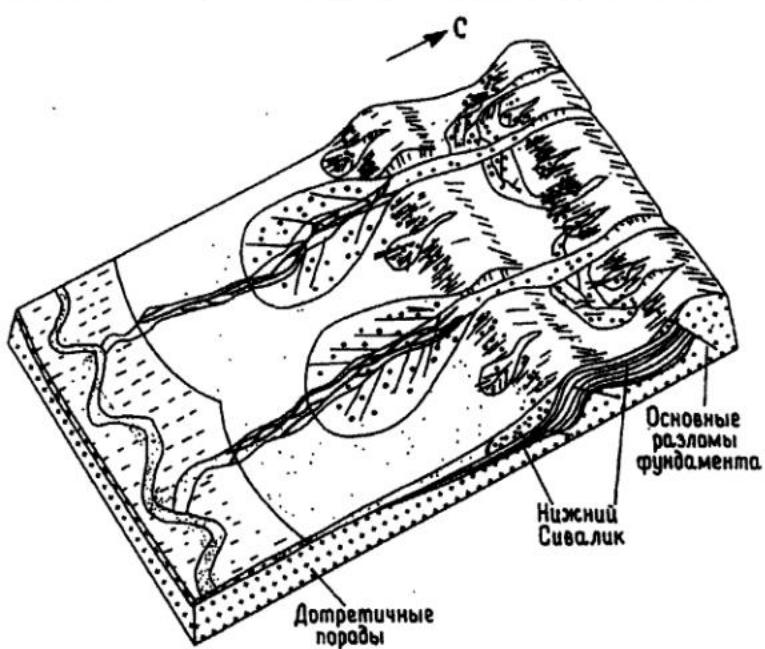


Рис. 11.6. Принципиальная модель формирования среднемиоценовых и плейстоценовых отложений серии Сивалик на южной окраине Гималаев [3]

ский Предкавказский бассейн, позднерифейско-вендский Предплатомский бассейн, венд-кембрийский Байkitский бассейн, позднеюрско-меловой Лено-Вилюйский бассейн, а в зарубежных странах – неоген-четвертичный Месопотамский бассейн, ранненеогеновые Предкарпатские бассейны, ранне-среднепермский Дарвазский бассейн и др.

Пермский Предуральский форлантовый бассейн появился в артинском веке перед фронтом складчато-надвиговых структур Урала [1]. Он заложился на восточной окраине Русской платформы, развившейся в течение среднего и позднего палеозоя в режиме пассивной континентальной окраины (см. выше). В конце карбона на юге и в начале перми – на севере этой области произошло быстрое погружение (Артюшков, 1993), охватившее полосу шириной 100–200 км и длиной до 2000 км. В образовавшемся прогибе мелководные известняки сменились относительно глубоководными кремнистыми известняками и мергелями. Верхнеартинские терригенные отложения, начинающие разрез осадков этого бассейна, выполняют эрозионные врезы в древнепермских образованиях. В кунгуре возникший прогиб был занят бассейном с повышенной соленостью, что, в условиях доминирования жаркого аридного климата, интенсивного прогибания ложа бассейна (по данным Е.В. Артюшкова, во внешней части Предуральского прогиба, судя по высоте рифов и характеру осадков, глубина бассейна могла достигать 900–1000 м) и ограниченного поступления терригенного материала, обусловило накопление уникальной галогенной формации (рис. 11.7).

По данным Г.А. Мизенса (1997), у исследователей нет единого мнения о том, в какой последовательности происходило формирование Предуральского форлантового бассейна. Одни авторы считают, что он сформировался практически одновременно на всем протяжении Урала. Другие предполагают асинхронное образование разных частей прогиба. Ряд авторов полагает, что предшествовавший появлению форлантового бассейна глубоководный геосинклинальный прогиб постепенно трансформировался в бассейн краевого прогиба. Выполненный Г.А. Мизенсом анализ распределения фаций позволил установить, что образование Предуральского прогиба началось на крайнем юге Южного Урала. По мере развития форлантового бассейна его акватория расширялась, а сам бассейн продвигался на север. На широте Башкирского мегантиклиниория, от р. Белой до Каратаяского выступа, прогиб появился только в конце московского века и очень долго, до середины асселя, оставался относительно неглубоким. На Среднем Урале (от среднего течения р. Чусовой на юге до бассейна р. Колвы на севере) начало формирования форлантового бассейна пришлось на раннемосковское время. В Верхнепечорской впадине, так же, как и на юге, предтечей форлантового бассейна являлся глубоководный «геосинклинальный прогиб».

Становление всего прогиба и отдельных его ванн происходило неравномерно и с различной интенсивностью (рис. 11.8, 11.9) (Мизенс, 1997). Так, в башкирском веке разрастание прогиба продолжалось. Глубоководная часть бассейна протягивалась от крайнего юга современного Урала до Башкирского мегантиклиниория, на территории которого находилось неглубокое шельфовое море. К северу существовал другой глубоководный бассейн, северная граница которого, вероятно, располагалась примерно на широте г. Первоуральска. В сохранившихся разрезах осадочного выполнения этой седиментационной ванны встречаются отложения преимущественно верхней части глубоководного конуса, а к западу вскрыты отложения среднего (нижнего?) конуса. Севернее, вплоть до широтного течения р. Печоры, на территории Предуральского прогиба формировались только шельфовые карбонаты, а в бассейне левых при-

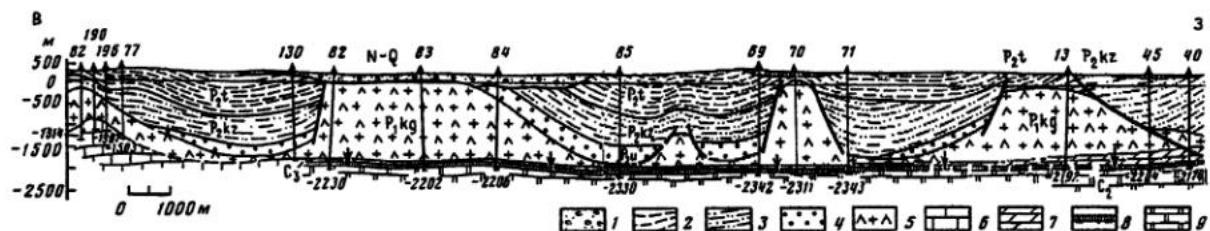


Рис. 11.7. Схематический геологический профиль через Предуральский прогиб, по данным приведенным в работе (Артюшков, 1993):

1 – четвертичные и третичные континентальные осадки; 2–5 – кунгурские-верхнепермские мелководные отложения (аргиллиты, песчаники, грубообломочные породы, эвапориты); 6 – нижнепермские мелководные рифогенные известняки (барьерный риф).

Стрелками показан переход от нижне- и среднекаменноугольных мелководных известняков (9) к верхнекаменноугольным и нижнепермским относительно глубоководным кремнистым известнякам и мергелям (8, 7). Видна непрерывность слоев мелководных известняков, что исключает значительное растяжение коры в прогибе

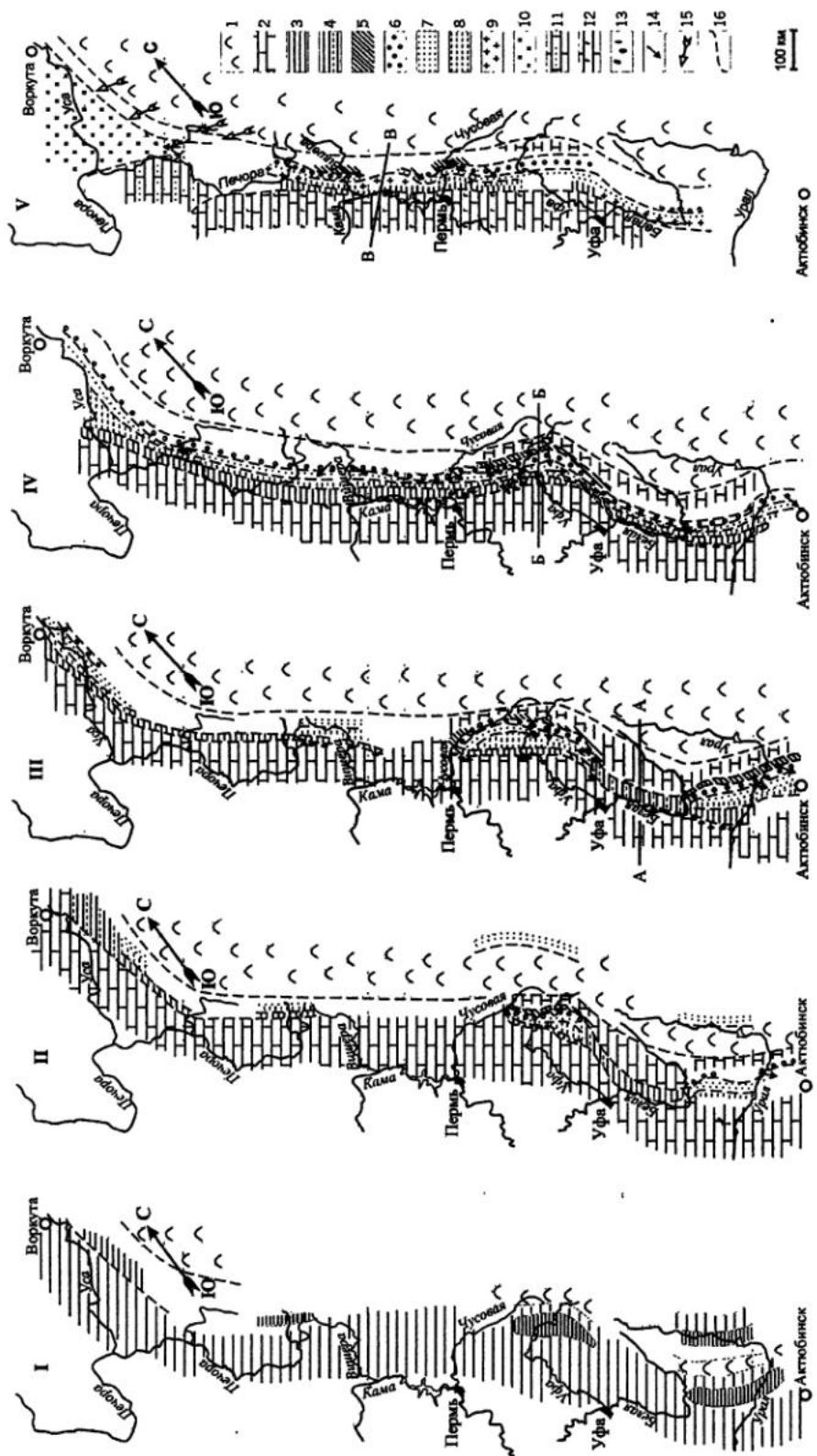
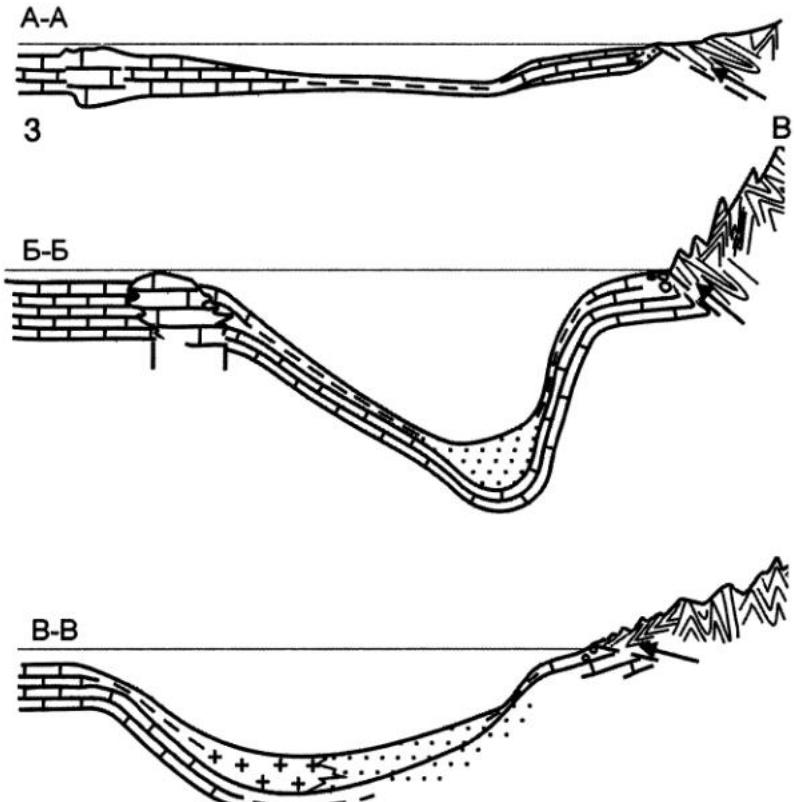


Рис. 11.9. Схематические фациальные профили по линиям, отмеченным на палеогеографических картах (см. рис. 11.8) (Мизенс, 1997).

Соотношения вертикального и горизонтального масштабов искажены. Условные обозначения на рис. 11.8



токов р. Усы продолжала существовать, заложенная еще в конце раннего карбона впадина, в которой накапливались кремнистые осадки и фосфориты.

В московском веке в южной части Бельской впадины формировались отложения средних частей конусов выноса. Устье одного из мощных подводных каньонов предположительно находилось в районе р. Айтуарки, левого притока р. Урал (Мизенс, 1997). Каньон был врезан достаточно глубоко, о чем свидетельствует отсутствие в разрезах в бассейне р. Айтуарки отложений серпуховского и башкирского ярусов, а в бассейне р. Алимбет – части башкирского яруса. В конце московского века здесь образовался пологий, относительно неглубокий прогиб, в котором накапливались микрозернистые известняки и карбонатно-глинистые отложения.

В позднем карбоне в южной части Урала сохранялись приблизительно те же условия, что и в конце среднего карбона (рис. 11.10). Широкое распространение многочисленных олистостромов с крупными глыбами и утесами известняков свидетельствует об активизации процесса надвигообразования в гжельском веке. В районе Башкирского мегантиклинария продолжал существовать относительно неглубокий пролив. В гжельском веке на осадконакопление здесь влияли процессы апвеллинга, связанные с подъемом холодных вод с северного глубоководного флишевого бассейна. В пределах Косьвинско-Чусовской седловины условия для терригенного осадконакопления, вероятно, как и ранее, отсутствовали. Указания на былое суще-

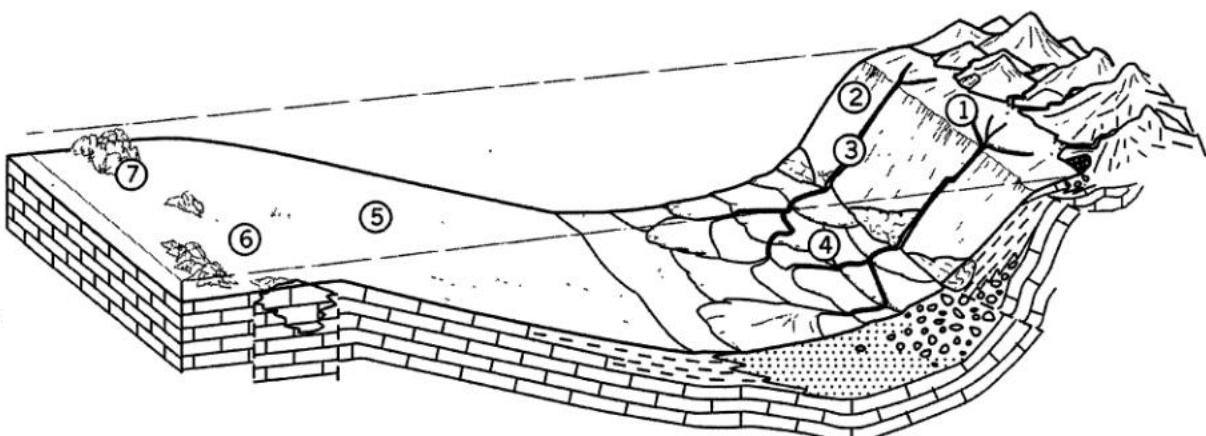


Рис. 11.10. Схематический профиль бассейна осадконакопления в Предуральском прогибе в конце карбона – начале ранней перми, во время формирования флишевой формации (Мизенс, 1997):

1 – предгорный шельф; 2 – активный склон; 3 – каньоны; 4 – шлейф глубоководных конусов; 5 – пассивный склон; 6 – шельф; 7 – рифовые массивы

ствование глубоководного прогиба имеются только в бассейне р. Колвы. Этот прогиб, как и более ранний – московский, простирался на север в бассейн рек Печоры и Усы.

На асельский век ранней перми во многих районах Западного Урала пришли довольно существенные изменения. Так, в южной части Бельской впадины во второй половине асельского века в море стало поступать большое количество карбонатного материала. Это указывает на размыв предгорного карбонатного шельфа, что, возможно, связано с понижением уровня моря или с поднятиями в области восточного шельфа. Углубление и расширение прогиба началось и в северной части Бельской впадины. Со второй половины аселя на большей части впадины перестали формироваться фосфориты, появились отложения гравитационных потоков, в том числе олистостромы. На северо-западной окраине Башкирского мегантиклиниория во второй половине аселя накапливались грубообломочные осадки, по крайней мере, двух каньонов (Мизенс, 1993). Глубоководный бассейн, расположавшийся на западном склоне Среднего Урала, в аселе достиг широты города Чусового. К северу от него, в пределах Косьвинско-Чусовской седловины, по-прежнему преобладали мелководно-морские условия с карбонатным осадконакоплением. Только в бассейне р. Вишеры вновь появляются признаки существования более глубокого бассейна. В районе верхнего течения р. Печоры также сохранились разрезы глубоководного прогиба.

В сакмарском веке на Западном Урале продолжают существовать три глубоководных флишевых бассейна, а на территории современной Косьвинско-Чусовской седловины сохранились, по-видимому, мелководные шельфовые условия с карбонатным осадконакоплением.

Артинский век ознаменован образованием единого глубоководного бассейна. Во второй половине артинского века произошло резкое усиление привноса в него грубообломочного материала.

К концу кунгурского века бассейн постепенно заполнился осадками и перестал существовать. Процесс заполнения происходил неравномерно и сопровождался смещением депоцентров на запад. На севере, в результате постепенной трансформации глубоководного конуса в дельту, форлантовый бассейн оказался полностью заполненным осадками. Схематическая палеогеографическая карта севера Тимано-Печорской провинции в позднепермское время приведена на рис. 11.11. В позднем кунгуре относительно глубоководные фации авандельты замещаются отложениями прибрежных баров, среди которых вверх по разрезу начинают появляться линзы и пласты каменных углей. Как известно, переход отложений глубоководных конусов выноса в дельтовые образования характерен для стабильных тектонических условий (Стой, 1990), поэтому указанные соотношения могут быть использованы для приблизительной оценки глубины турбидитового бассейна. По подсчетам Г.А. Мизенса (1997), на территории современной Верхнепечорской впадины глубина бассейна достигала ориентировочно 1000–1500 м.

Таким образом, форлантовый прогиб на краю Восточно-Европейской плиты долгое время существовал в виде трех глубоководных бассейнов, разделенных мелководными морями. Только в артинском веке разобщенные седиментационные ванны слились в единый глубоководный бассейн, который к началу поздней перми был заполнен осадками (рис. 11.12).

Близкое с Предуральским прогибом строение имеет каменноугольный форлантовый бассейн, расположенный к востоку от гор Антлер в штате Айдахо, США (Nelson, Nilsen, 1984). С Предуральским форлантовым бассейном, по мнению Г.А. Мизенса (1997), может быть сопоставлен и герцинский Рейнский прогиб, который с позднего девона до конца ранней перми также представлял собой форлантовый бассейн.

Предуральский форлантовый прогиб является прекрасным полигоном для формационных исследований. Формационный ряд в нем состоит из семи формаций (Мизенс, 1997): предфлишевой, флишевой, молассовой, шлировой, шельфовой карбонатной, рифовой, морских эвапоритов (рис. 11.13). Основными среди них являются флишевая, развитая во внутреннем прогибе, и молассовая, характеризующая формации внешний прогиб. Предфлишевая формация образовалась на начальных этапах формирования внутреннего прогиба, эвапоритовая слагает основание внешнего прогиба. Шельфовая карбонатная и рифовая формации обрамляют отложения внутреннего прогиба. Латеральный переход флиша в молассу отсутствует, но, одновременно с формированием флиша у подножья гор существовала так называемая ранняя молassa, позже полностью уничтоженная размывом. Шлировая формация, по-видимому, встречается только на севере Урала, в узком возрастном интервале.

Минерагения Предуральского прогиба определяется уникальной галогенной формацией и достаточностью убогой медной минерализацией. Галогенная формация представлена карбонатно-сульфатно-соленосной толщей, переходящей в восточном направлении в терригенно-сульфатные образования. Неравномерность формирования прогиба обусловила дифференциацию бассейна седиментации на Соликамскую и Бельскую впадины, разделенные Бирским поднятием (см. выше). Во впадинах мощность галогенной формации достигает 1000–1500 м и более, а суммарные мощности солей составляют от 500–600 в Соликамской до более 1200 м в Бельской впадине. В Соликамской впадине, наряду с каменной солью, сосредоточены уникальные запасы калийно-магниевых солей (Верхнекамское месторождение). В солях Верхнекамского месторождения в повышенных количествах присутствуют бром и рубидий. В карбонатно-сульфатных породах нижней части галогенной формации известны проявления флюоритовой минерализации, ассоциирующейся с целестином и баритом. В ангидрито-карбонатных породах артинского и кунгурского ярусов в вос-

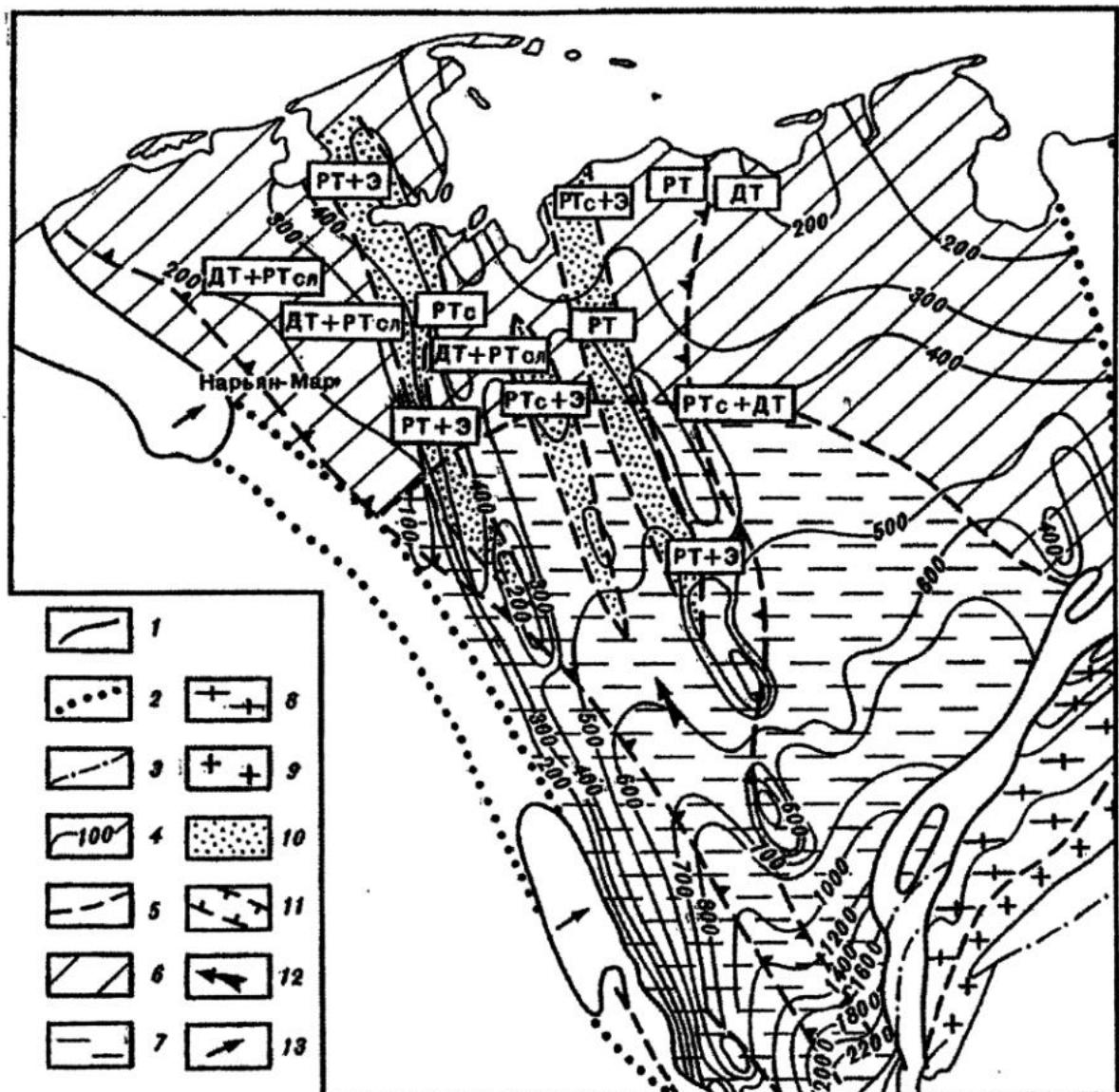


Рис. 11.11. Схематическая палеогеографическая карта севера Тимано-Печорской провинции в позднепермское время, по (Окнова, 1989):

1 – границы распространения отложений; 2 – древние размывы; 3 – тектонические нарушения; 4 – изопахиты, м; 5 – границы палеогеографических зон; 6 – прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; 7 – низменные равнины; 8 – возвышенные равнины; 9 – предгорные равнины; 10 – палеодолины; 11 – границы палеоречных систем; 12 – основное направление сноса терригенного материала; 13 – второстепенное направление сноса кластики. Динамика среды осадконакопления: ДТ – донные течения, РТ – речные потоки (с – сильные, сл – слабые), э – эоловая переработка материала

точном борту Предуральского прогиба отмечаются повышенные содержания марганца. В зоне гипергенеза за счет Mn-содержащих известняков образуются небольшие эловиальные и переотложенные месторождения окисленных марганицевых руд (месторождение Улу-Теляк и др.).

По всему разрезу верхней перми в Предуральском бассейне отмечаются проявления медного оруднения. Медистые отложения приурочены преимущественно к лагунно-континентальным красноцветным, морским глинисто-карбонатным и континентальным пестроцветным отложениям карбонатно-терригенного состава. Наиболее широкое площадное развитие имеют меденосные образования нижнеказанского подъяруса, контролируемые в западной части бассейна прибрежными фациями. Рудные тела, как правило, распределяются многоярусно в соответствии со строением рудовмещающих осадочных комплексов. Локализованное в верхнепермских отложениях медное оруднение подчиняется литолого-стратиграфическому контролю. Среди рудопроявлений и месторождений выделяются две основные группы: а) с син- и диагенетическим и б) с этигенетическим оруднением. Минерализация представлена тонкой вкрапленнос-

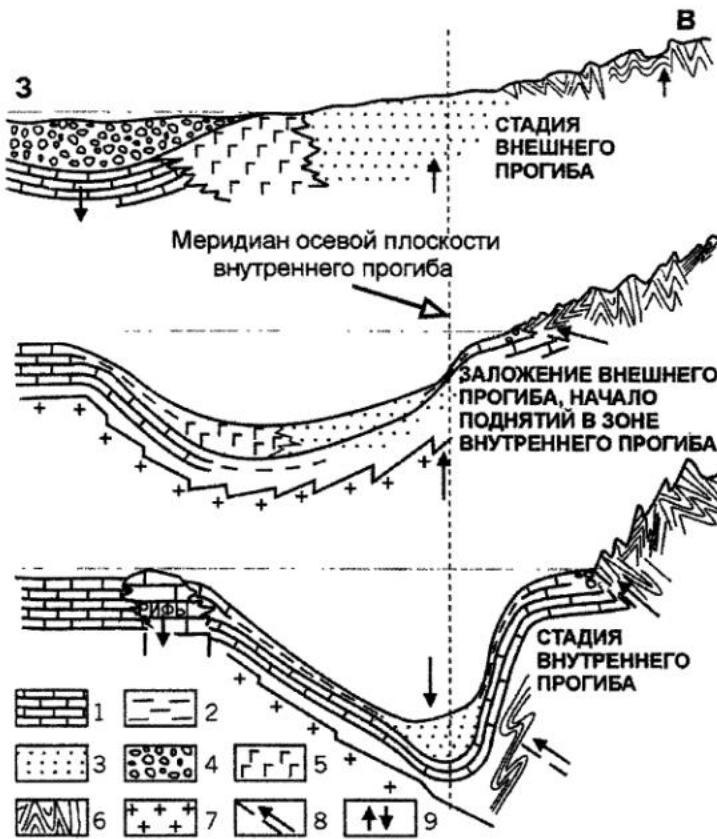


Рис. 11.12. Схема трансформации внутреннего прогиба во внешний и образование несогласия между флишевой и молассовой формациями на примере Предуральского прогиба (Мизенс, 1997):

1 – шельфовые формации, 2 – отложения склона, 3 – флиш, 4 – моласса, 5 – морские эвапориты, 6 – орогенная область, 7 – континентальная кора, 8 – направление надвигания орогена, 9 – поднятия и прогибания земной коры

конгломерато-брекчий и конгломератов, характерная для озерно-аллювиальных отложений, обуславливает линзовидную, гнездообразную, извилистую ленточную форму рудных тел. Размеры рудных тел достигают в длину 1500 и более метров при ширине 100–200 м. Мощность рудных тел колеблется от первых десятков сантиметров до первых метров, достигая иногда 14–22 м. Распределение медной минерализации крайне неравномерное. В целом в разрезе пермского Предуральского форланового бассейна можно видеть вертикальную минерагеническую зональность: в его нижней части известно марганцевое оруденение, выше локализуются мощные залежи калийных и каменной соли, а в верхней части развито медное оруденение [1].

Еще одним примером форланового бассейна является Причерноморский, расположенный на территории Украины.

Причерноморский форлановый бассейн расположен к северу от альпийского прогена Горного Крыма. Он возник в позднем мелу перед фронтом складчато-надвиговых сооружений Крымского сектора Альпийского коллизионного пояса и занимал промежуточное положение между Предкавказским и Предкарпатским прогибами форланда. Бассейн развивался на гетерогенном основании и имеет сложное внутреннее строение. Он выполнен мощным (до 6 км) осадочным комплексом, в строении которого принимают участие ряд формаций: 1) апт-альбские песчано-глинистая углистая прибрежных равнин; кремнисто-

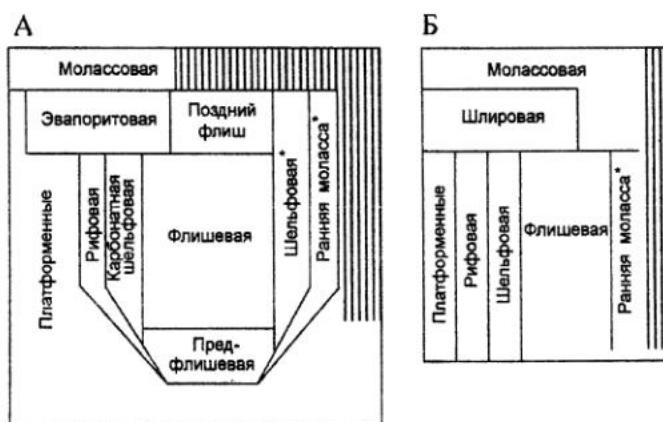


Рис. 11.13. Ряд формаций верхне-палеозойского Предуральского прогиба, по данным (Мизенс, 1997):

А – основная схема, Б – схема верхней части формационного ряда на северо-Урале. Звездочкой отмечены формации, не сохранившиеся до настоящего времени

песчано-глинистая относительно глубоководная морская с титано-цирконовыми россыпями; карбонатно-песчано-глинистая мелководная морская глауконитсодержащая; писчего мела, с редкими включениями кремней и фосфоритов; терригенно-карбонатная мелководная морская; 2) верхнемеловая-нижнепалеоценовая карбонатная морская; 3) палеоцен-среднезоценовая терригенная с углами озерно-речная; 4) средневерхнезоценовая песчано-глинистая мелководная прибрежно-морская; 5) палеоцен-верхнезоценовая терригенно-карбонатная мелководная морская; 6) олигоцен-нижнемиоценовая песчано-алеврито-глинистая мелководная морская марганцевоносная; 7) миоценовая карбонатно-терригенная мелководная морская; 8) плиоценовая песчано-глинистая мелководная прибрежно-морская железорудная. Причерноморский бассейн имеет характерное для бассейнов форланда асимметричное строение с крутым южным бортом, примыкающим к Крымскому орогену, и очень пологим северным, располагающимся на южном склоне Украинского щита (рис. 11.14). Бассейн вмещает известные марганцевые месторождения Никопольского района. Месторождения локализованы на северном борту Причерноморского форланового бассейна и приурочены к олигоцен-нижнемиоценовым мелководно-морским сероцветным песчано-алеврито-глинистым отложениям. Накопление марганца происходило в серии лагун, существовавших у побережья обширного морского бассейна. Руды марганца обнаруживаются хорошо выраженную связь с основными палеогеографическими элементами бассейна: по мере перехода от обстановок береговой зоны в глубь бассейна окисные руды сменяются карбонатными. Марганцевые руды представлены пластом мощностью 1,5–2,5, иногда 4–6 м, в той или иной степени насыщенным конкрециями и желваками оксидов марганца. Руды марганца имеют диагенетическую природу. В качестве источников марганца одни исследователи рассматривают основные породы Украинского щита, другие считают, что марганец поступал в бассейн из глубинных эндогенных источников в процессе вулканической деятельности. Предполагается также, что марганец накапливается в глубоких частях Причерноморского прогиба, где преобладали обстановки сероводородного заражения, а в прибрежные части бассейна поступал за счет процессов апвеллинга. В целом в разрезе осадочного выполнения Причерноморского форланового бассейна вертикальная металлогеническая зональность выражена сменой марганцевого оруденения железным [1].

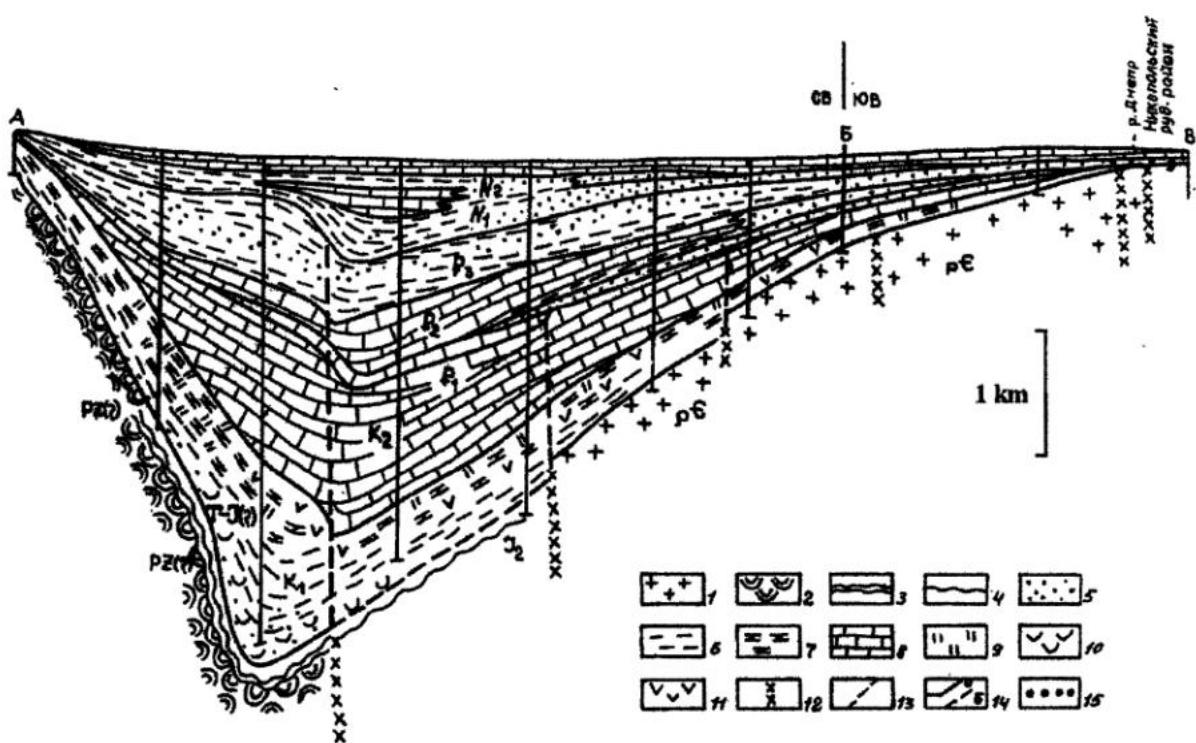


Рис. 11.14. Схематический геологический профиль через Причерноморскую впадину, заимствовано из работы [1]:

1-2 – фундамент: 1 – дорифейский, 2 – палеозойский; 3 – триасово-юрский складчатый комплекс; 4 – слабодислоцированные слои средней юры; 5 – песчаные и алевритовые отложения; 6 – глинистые отложения; 7 – известковитость; 8 – карбонатные отложения; 9 – кремнистые отложения; 10 – каолины; 11 – пирокластический материал; 12 – разломы в фундаменте; 13 – разломы в осадочном чехле; 14 – геологические границы достоверные (а) и предполагаемые (б); 15 – марганцевые руды

11.3. Осадочные бассейны внутренних (межгорных) впадин коллизионных поясов

Во время столкновения континентальных массивов или континента и микроконтинента и после него в пределах коллизионных поясов и рядом с ними продолжают формироваться осадочные бассейны весьма сложного строения. Некоторые из них являются «наследниками» ранее существовавших задуговых бассейнов. К данному типу относятся бассейны так называемого «паннонского типа»¹⁴, широко развитые в Средиземноморском регионе, и образованные за счет процессов растяжении позади складчато-надвиговых поясов по мере миграции последних по направлению к форланду. К другому типу позднеорогенных бассейнов относятся те, что обязаны своим появлением региональному полю сжатия, возникающему при столкновении (коллизии) континентальных плит [3].

К осадочным бассейнам внутренних (межгорных, позднеорогенных) впадин коллизионных поясов принадлежат, по данным работы (Беленицкая и др., 2001), девонские Минусинский и Тувинский бассейны, карбон-пермский Кузнецкий бассейн, а также неоген-четвертичные Анатолийские бассейны, ранненеогеновый Закарпатский бассейн, четвертичные бассейны межгорных впадин Ирана, пермский Восточно-Альпийский бассейн и ряд др.

Венский бассейн расположен на территории Австрии и частично Чехии (рис. 11.15) и является классическим примером межгорного осадочного бассейна. Асимметрично вытянутый и имеющий форму полуграбена, он занимает площадь 7000 км². Выполнен бассейн преимущественно неогеновыми отложениями, мощность которых достигает примерно 5 км [4]. В нижней части разреза Венского бассейна развиты песчано-глинистые трансгрессивные серии бурдигальско-раннегельветского возраста, переходящие в некоторых приподнятых зонах в карбонаты; выше с несогласием залегают тонкослоистые песчано-глинистые осадки морского генезиса, которые на северо-востоке переходят в озерные отложения. Эти отложения перекрыты толщей чередующихся между собой мергелей, песчаников и морских известняков с литотамнами тортонского яруса. Выше залегают сарматские отложения – мергели и песчаники лагунных фаций и паннонские озерные песчано-глинистые образования. Неогеновые отложения залегают на мезозойском субстрате, представленном флишем и карбонатными толщами. В тектоническом отношении Венский бассейн соответствует посторогенному сбросовому бассейну, ориентированному под небольшим углом к основному направлению альпийских структур. Для него характерны крупные конседиментационные разломы с углами падения от 50 до 75° к центру бассейна и со значительными амплитудами смещения. В Венском бассейне выявлено около 100 млн т нефти и около 100 млрд м газа. Всего здесь насчитывается около 60 залежей, из которых в семи сосредоточено 84 % нефти и 62 % газа. Наиболее крупным являлось месторождение Матцен-Шенкирхен (рис. 11.16), запасы которого составляли 65 млн т нефти и 21 млрд м³ газа. Интересно, что почти четверть из них была сосредоточена в триасовых отложениях альпийского фундамента. Нефтематеринскими являются в основном гельветские и тортонские мергели, тогда как тортонские и верхнесарматские соленосные толщи являются источником газа. Средний геотермический градиент в Венском бассейне составляет 3 °С/100 м. Коллекторами выступают неогеновые и тортонские линзовидные пласты пористых (до 20–25 %) и проницаемых песчаников. Мощность их варьирует от 5 до 25 м, а глубина залегания составляет 500–2000 м. Мезозойские коллекторы представлены трещиноватыми карбонатными породами. Покрышки выполнены глинистыми отложениями. Ловушки принадлежат в основном к типу структурных. На самом крупном месторождении Матцен-Шенкирхен ловушкой является антиклиналь уплотнения на палеорельфе, осложненная выклиниваниями пластов и линзовидных тел песчаников.

¹⁴ Позади Карпатской дуги в неогене образовалось несколько бассейнов «паннонского типа», подстилаемых утоненной континентальной корой. Они заполнены в основном мелководно-морскими отложениями. В периферийных впадинах, например, в Венской и Транскарпатской, имели место две фазы погружения: 1) инициальная – очень быстрого погружения, связанная с формированием рифта, и 2) более поздняя – фаза медленного погружения, не связанная с крупными и/или быстрыми подвижками блоков по разрывным нарушениям. По характеру своего развития бассейны паннонского типа напоминают, таким образом, пассивные континентальные окраины. Внутренние бассейны, в том числе и сама Паннонская впадина, имеют более сложную историю. Хотя наиболее типичной чертой задуговых бассейнов и бассейнов паннонского типа является растяжение, иногда важную роль в создании формы конкретных впадин, как, например, Венской, играют сдвиги

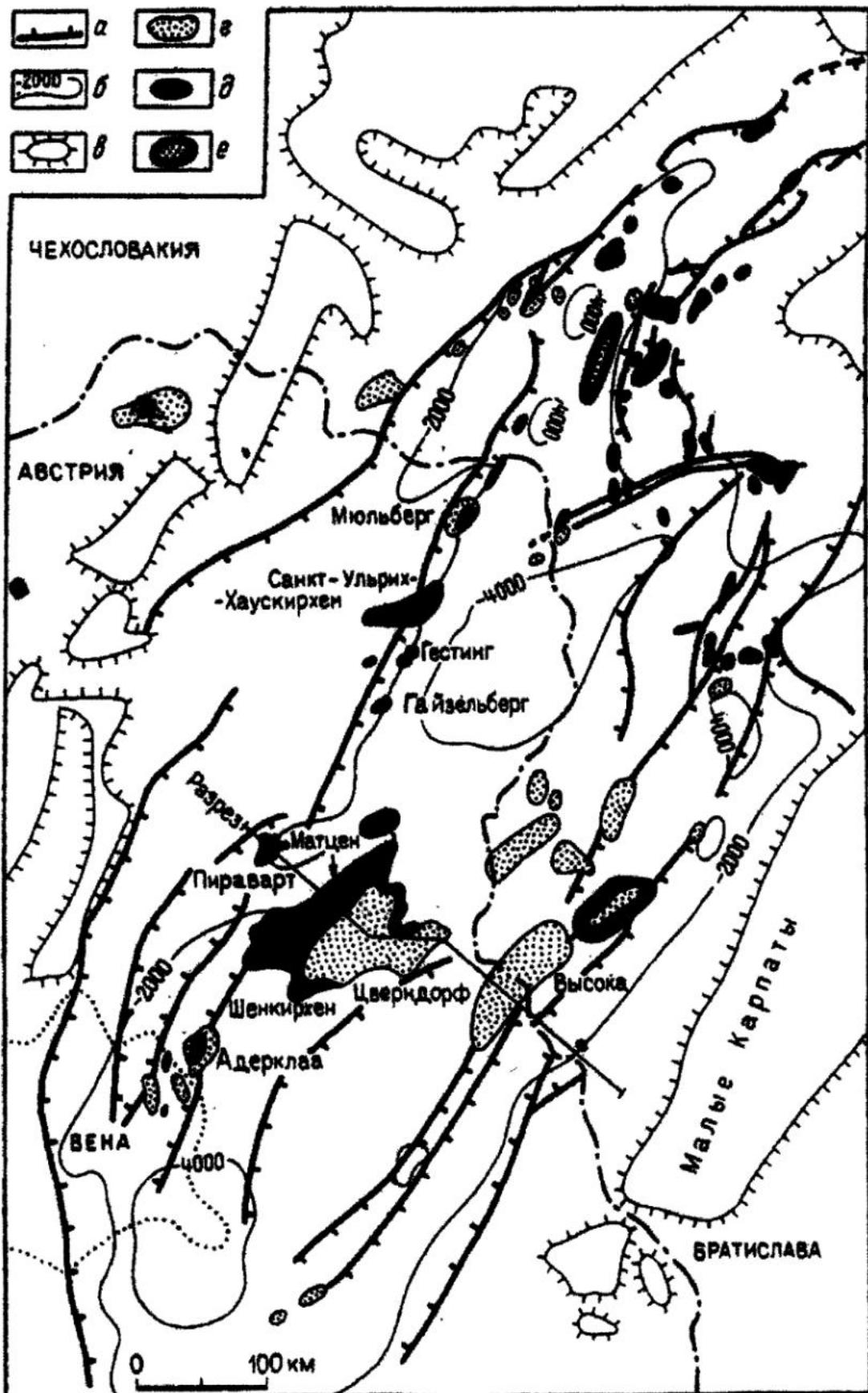


Рис. 11.15. Схематическая карта Венского межгорного осадочного бассейна, по работе [4]:
а – разломы; б – глубина фундамента, м; в – горные массивы; г – газовые месторождения; д – месторождения нефти; е – месторождения нефти и газа

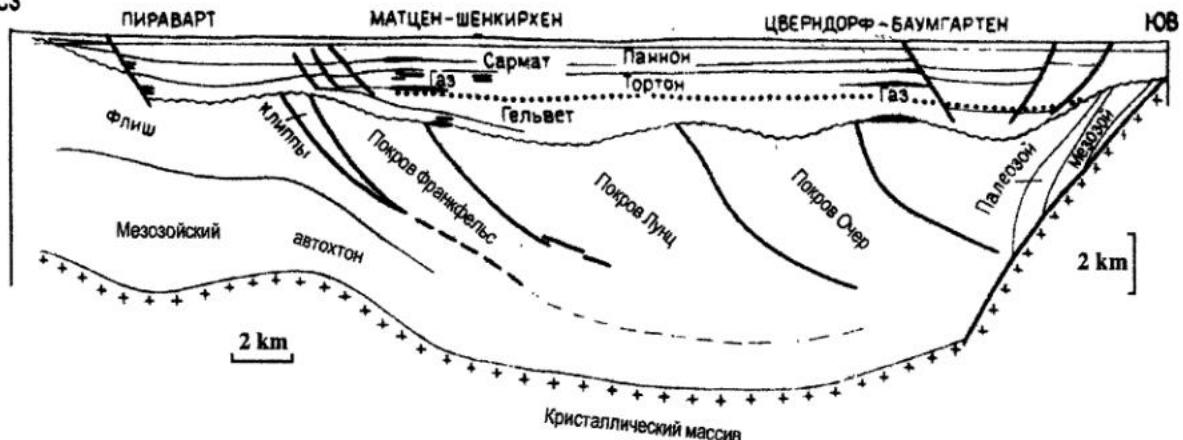


Рис. 11.16. Схематический разрез Венского межгорного осадочного бассейна [4]

Паннонский и Трансильванский межгорные осадочные бассейны расположены в обрамлении Альп, Карпат и Динарид. На ранних стадиях своего существования они испытывали достаточно сложное развитие, что отразилось на характере строения выполняющих их осадочных толщ [5]. Фундаментом впадин является Паннонско-Трансильванский массив, сложенный породами докембрийского (байкальского) возраста. В триасе и юре здесь сформировались субплатформенные карбонатные отложения мощностью до 3 км. В течение мела и палеогена фундамент был расколот и между отдельными «расползающимися блоками» появились офиолитовые и флишевые прогибы. Развитие их закончилось к началу неогена. В неогене на рассматриваемой территории начали формироваться две обширные межгорные впадины. Основной объем заполняющих их грубообломочных молассовых отложений, имеющих суммарную мощность до 5 км, был сформирован в миоцене и плиоцене (тортон, сармат, паннон). Однако на фоне почти повсеместного прогибания отдельные участки фундамента впадин испытывали воздымание, что привело к формированию ряда внутренних поднятий или областей с замедленным погружением. Эти области располагались как во внутренних частях, так и по периферии впадины, образуя своеобразные тыловые прогибы (Дравский, Савский, Закарпатский, Северный и Южный Задунайские, Марамурешский и др.). Сложное строение фундамента и осадочного выполнения Паннонского бассейна сказалось и на его нефтегазоносности. Здесь нефте- и газопродуктивными являются значительное число уровней – известняки триаса и верхнего мела, флишевые образования мела и палеогена, песчаники миоцене и плиоцене. Газовые скопления известны также в неогеновых отложениях. В Трансильванском бассейне залежи газа локализованы в отложениях верхнего тортона, сармата и паннона (Соколов, Бурлин, 1976).

В строении хорошо изученного **Ферганского межгорного бассейна** принимают участие озерно-аллювиальные красно- и пестроцветные отложения [1]. Осадочное выполнение бассейна достигает мощности 7 км и имеет регressiveное строение. В его основании залегает миоценовая красноцветная толща ритмично переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников с прослоями гипса и каменной соли. Средние и верхние уровни представлены переслаиванием красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами серых, зеленовато-серых песчаников и алевролитов и редкими прослоями темноцветных известняков. Вся осадочная толща смята в серию крупных конседиментационных антиклиналей и синклиналей. К базальным пестроцветным горизонтам разреза приурочено медное оруденение (месторождение Наукат), контролируемое юго-восточным крылом Супестауской антиклинали. Всего здесь насчитывается до 25 горизонтов с медной минерализацией. Распределение ее согласуется с гидрохимической и гидродинамической зональностью бассейна: медное оруденение, фиксируемое на глубинах от 4–8 до 220–224 м, локализовано в области смещения исходящих кислородсодержащих вод и восходящих щелочных бескислородных вод нефтяного происхождения. Формирование медного оруденения в неогеновых отложениях Ферганской впадины происходило в значительной мере благодаря функционированию хорошо выраженного артезианского бассейна; при такой трактовке оруденение имеет эпигенетическую природу. В качестве источника рудных элементов рассматриваются породы рудовмещающего комплекса, обогащенные медью исходно (на стадии седиментогенеза).

Связанные с коллизией впадины и грабены могут представлять собой либо рифтовые грабены растяжения, поперечные к главному орогенному поясу, либо сдвиговые впадины, парал-

лельные или субпараллельные складчатому поясу. Их положение обусловлено сочетанием двух наложенных друг на друга региональных полей напряжений: 1) полем напряжений, вызванных столкновением континентальных блоков, и 2) «интерференцией» этих напряжений от структур с разным типом коры. Наиболее широко подобные бассейны развиты в пределах Альпийско-Гималайского пояса и к северу от него.

Примеры древних отложений коллизионных и постколлизионных (позднеорогенных) межгорных впадин и грабенов немногочисленны: это девонские образования древнего красного песчаника Норвегии, а также пермо-триасовые отложения Западной Европы и восточной части Северной Америки [3].

11.4. Остаточные бассейны коллизионных поясов

Континентальные окраины и системы островных дуг обычно имеют весьма неправильную форму, а так как континентальные блоки сближаются друг с другом под тем или иным углом, то в процессе коллизии между выступами континентальной коры иногда остаются «заливы древних океанических бассейнов», которые называются остаточными. Поскольку бассейны этого типа ассоциируют со столкновением континентов, они характеризуются мощным привносом терригенного материала. Наиболее известным примером остаточных бассейнов является Бенгальский залив, ограниченный на западе Индией и закрывающийся из-за косой, направленной на восток субдукции под Индобрманскими хребтами и Зондской внешней дугой [3]. Интенсивный снос обломочного материала с Гималаев поставляет громадные объемы кластики в крупную дельтовую систему, переходящую мористее в Бенгальский подводный фен. За счет субдукции турбидитовые последовательности подверглись интенсивной акреции, что привело к появлению Андаманской впадине дуги. Можно предполагать, что закрытие Бенгальского залива будет аналогично закрытию части океана Тетис, кульминацией которого послужило столкновение в эоцене Индии и Азиатского континента и последующий подъем Гималаев. Таким образом, столкновение (коллизия) является непосредственной причиной подъема надвигающейся плиты с последующей седиментацией в закрывающихся остаточных бассейнах и тектонической акрецией осадков во внешних дугах.

Древние остаточные бассейны (ордовикские впадины Севир и Мартинсберг) реконструированы в Аппалачах. Они сформировались на юго-восточной окраине Северо-Американского кратона во время его столкновения с островодужной системой. Каждая из названных впадин последовательно испытала стадию прогибания с некомпенсированным осадконакоплением и стадию заполнения турбидитами. Другим возможным примером остаточного бассейна является Северо-Каспийская депрессия (Прикаспийская впадина), содержащая около 14 км осадков и тектонически перекрытая на востоке Уральскими горами [3] (Беленицкая и др., 2001).

По данным, приведенным в работе (Беленицкая и др., 2001), типичными представителями остаточных бассейнов коллизионных поясов являются раннемеловой Зырянский бассейн, позднепалеозойский Прикаспийский бассейн, неоген-четвертичный Южно-Каспийский бассейн (рис. 11.17), а также неоген-четвертичные бассейны Ионический и Леванта, ранненеогеново-четвертичный Черноморский бассейн (рис. 11.18) и ряд других.

Под Прикаспийским бассейном обычно подразумевается территория распространения соляной тектоники на юго-востоке Русской плиты, отвечающая современной Прикаспийской впадине. Как единый крупный структурный элемент, Прикаспийский бассейн выражен только по кровле подсолевых палеозойских отложений (Авров и др., 1989) и представляет собой громадную «чащу» с пологой центральной частью, где подсолевые отложения залегают на глубинах 7–9 км. Борта этой «чаши» относительно крутые – на периферии впадины кровля подсолевого комплекса расположена на глубинах всего в 2–2,5 км. На востоке, юго-востоке и юге Прикаспийский бассейн обрамлен складчатыми образованиями герцинского возраста. Предполагается (Авров и др., 1989), что в палеозое, когда образовалась подсолевая толща мощностью в 10–15 км, формирование бассейна было тесно связано с развитием сопредельных структурных элементов. Осадочные толщи в пределах Прикаспийского бассейна погружены в ряде мест на глубины до 20 км. Это способствовало прохождению ими всех стадий катагенеза. В целом, Прикаспийский бассейн можно рассматривать как колоссальный генератор углеводородов для значительной части юго-востока и востока Русской плиты, что подтверждается открытием на данной территории таких круп-

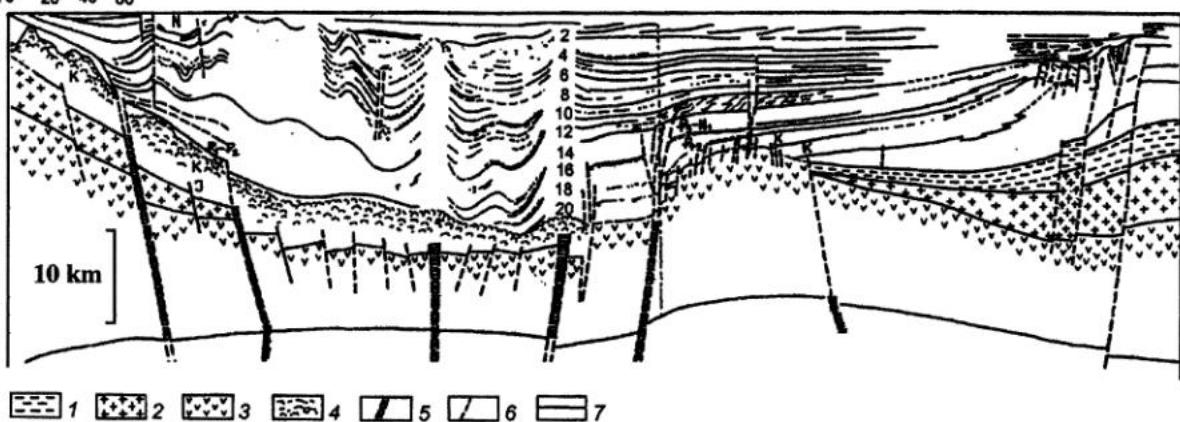


Рис. 11.17. Широтный геологический профиль через Южно-Каспийскую впадину (по И.С. Гулиеву, заимствовано из работы [6]):

1 – палеозойский фундамент; 2 – гранитный слой; 3 – базальтовый слой; 4 – мезозойские магматические породы; 5 – глубинные разломы; 6 – прочие разломы; 7 – поверхности несогласий

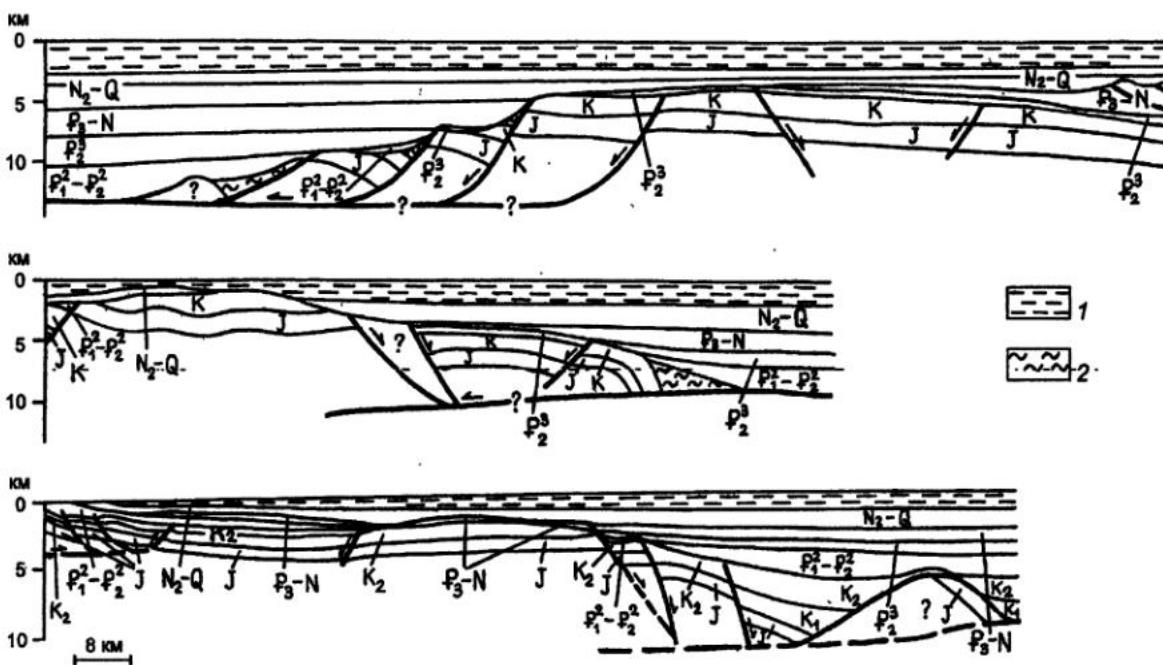


Рис. 11.18. Геологические профили через Черноморскую впадину (по Э. Робинсону и др., заимствовано из работы [6]):

1 – море; 2 – материал оползней

ных месторождений нефти и газоконденсата, как Оренбургское, Астраханское, Караганакское, Жанжольское, Тенгизское и др. Интенсивность процессов погружения и фаunalный облик осадков, накапливавшихся на территории Прикаспийского бассейна на протяжении сотен миллионов лет, неоднократно и существенно менялись, что создавало благоприятные предпосылки для формирования широкой и разнообразной гаммы отложений – от мелководных известняков до глубоководных алюмоシリкокластических осадков. Контуры палеозойского осадочного бассейна в различные эпохи достаточно сильно менялись, но в целом были значительно больше современной Прикаспийской впадины. Вследствие этого современные бортовые ограничения впадины имеют разное строение и историю формирования.

Исходя из мощностей подсолевых палеозойских отложений и их литолого-стратиграфических особенностей, на территории Прикаспийской впадины реконструированы два достаточно хорошо обособленных друг от друга осадочных суббассейна палеозойского возраста (Авров и др., 1989). Указанные суббассейны были разделены системой подсолевых сводов, соответствующей Актюбинско-Астраханской системе выступов фундамента. Первый суббассейн предположительно связан с Пачелмским прогибом. Он характеризуется значительной мощностью осадочного выполнения (6000–15000 м), широким развитием осадочных образований рифейского возраста и устойчивым формированием уже в девоне и карбоне глубоководных осадков. Второй суббассейн локализован южнее и юго-восточнее сводов Актюбинско-Астраханской системы. В своем развитии он был связан с Южно-Эмбенской и Уральской герцинскими геосинклинальными системами и представлял, по всей видимости, зону перикратонного опускания, сформированную на доколлизионном этапе развития герцинид. Большое значение в развитии этих палеозойских бассейнов имела Актюбинско-Астраханская система выступов фундамента. В ее пределах минимальная толщина подсолевых палеозойских отложений составляет около 2000 м, в то время как в сопредельных суббассейнах она достигает 10000–15000 м. Вплоть до ранней перми эта система сводов представляла, по данным палеотектонического анализа, резко выраженный крупный положительный структурный элемент.

На периферии выступов фундамента толщина (мощность) подсолевых отложений резко возрастает; существенную роль здесь приобретают мелководные карбонатные образования с прослоями и пачками органогенных известняков. Они являются наиболее перспективными на обнаружение залежей нефти и газа во всем подсолевом комплексе Прикаспийского бассейна, так как коллекторские свойства мелководных рифогенных карбонатов практически не зависят от глубины залегания, а перекрывающие их глубоководные осадки нижней перми и соли кунгура являются прекрасными покрышками.

В середине 80-х гг. прошедшего века для подсолевого комплекса юго-востока Прикаспийского бассейна было показано существование попечной зональности в распространении карбонатных и терригенно-карбонатных отложений и установлено, что карбонатные формации не связаны с формированием структуры современного борта впадины. Устойчивая фацальная зональность в среднем и начале позднего палеозоя обусловлена иными факторами.

На составленной по сейсмическим материалам схеме изменения мощностей подсолевого комплекса палеозоя хорошо прослеживается его внутренняя структура, а именно: существование зоны поднятий с толщиной подсолевого комплекса около 2 км, сопряженной с обширными глубокими депрессиями, в которых мощность подсолевого палеозоя достигает 8–10 км. Это указывает на существование в пределах юго-восточной части Прикаспийской впадины контрастных структурных элементов на протяжении всей палеозойской истории (Авров и др., 1989). К периферии обширных сводов приурочены органогенные карбонатные формации (Кенкияк-Жанажольская, Каратон-Прорвинская, Мынтибинская, Астраханская зона и др.). Толщи органогенных известняков приурочены здесь в том числе и к локальным поднятиям, что приводит к формированию сложных тектоно-седиментационных структур. Амплитуда их достигает 400–1000 м, а площади структур весьма значительны. Наиболее хорошо изученным примером подобных структур является Каратон-Прорвинский карбонатный массив (Авров и др., 1989), протягивающийся с севера на юг вдоль восточного побережья Каспийского моря более чем на 150 км и слагающийся мелководными шельфовыми органогенными известняками. В пределах массива установлен ряд высокоамплитудных структур, перспективных для поисков нефти и газа. На территории Тенгизской структуры выявлено месторождение нефти. По данным В.П. Аврова и его коллег, практически вся (иногда 1000-метровая) карбонатная толща является здесь единым массивным резервуаром, в котором все пласти-коллекторы гидродинамически связаны друг с другом. Сам резервуар образован сложной системой коллекторов различного типа с разными фильтрационно-емкостными свойствами. Он включает трещинные, каверново-трещинные, каверновые и плитчатые пласти-коллекторы. Кроме карбонатных толщ в среднекаменноугольных отложениях известны также пласти-коллекторы каверново-трещинного типа. Отложения этого возраста часто не выдержаны по площади – они сильно сокращены в центральных частях поднятий и резко увеличены в мощности вдали от них.

В процессе формирования Каратон-Прорвинского карбонатного массива отдельные тектонические структуры создавали повышенный рельеф дна моря и способствовали образованию обособленных рифогенных тел, которые по времени своего развития охватывают интервалы длительностью до 10 млн лет. Рифогенные тела были как бы впаяны в единый карбонатный массив. Этим рассматриваемые структуры отличаются от типичных барьерных и атолловых рифов.

В целом, Каратон-Прорвинский карбонатный массив имеет двухъярусное строение. В нижнем этаже он представлен слоистыми шельфовыми карбонатами, накапливавшимися в пределах обширных пологих тектонических поднятий; верхний этаж образован тектоно-седиментационными структурами (Авров и др., 1989).

11.5. Осадочные бассейны позднеколлизионных рифтов (тафрогенные впадины)

Рифты, связанные с коллизией, похожи на авлакогены тем, что они причленяются к орогенным поясам под большим углом. Их формированию часто не предшествует сводообразование. Наиболее известным примером такого типа рифта является Верхнерейнский грабен, вытянутый к северу от гор Юра поперек простирания форланда Альп [3]. К группе рифтов, связанных с коллизией, относится и Байкальский рифт, формирование которого на Азиатской плите последовало за столкновением с Индией. Байкальская рифтовая система состоит из линейных систем межгорных депрессий, в основном грабенов или полуграбенов, с одним крутым склоном, приближенным к источнику главных дислокаций. Депрессии расположены вдоль гребней аркообразных поднятий; следовательно, наиболее высокие горные хребты очень близки к краям депрессий. Двенадцать наиболее крупных депрессий варьируют по длине от 100 до 700 км, тогда как ширина их не превышает 15–18 км; в их число входит озеро Байкал с глубиной 1700 м – самое глубокое озеро в мире. Байкальская депрессия содержит по меньшей мере до 5 км осадков, но в других депрессиях их мощность не превышает 3 км. Осадки континентального генезиса представлены мелководными озерными, болотными и речными отложениями. Вулканические породы, сходные по составу с восточноафриканскими, но меньшего объема, в основном приурочены к поднятым блокам и аркам.

К числу осадочных бассейнов тафрогенных впадин принадлежат ранненеогеновые Алжиро-Прованская, Лигурийская, Альборанская и другие бассейны, неоген-четвертичный Тирренский бассейн, четвертичный Эгейский и др. (Беленицкая и др., 2001). К этому же типу могут быть, вероятно, отнесены и триасовые грабены восточного склона Урала.

Байкальский рифтовый бассейн имеет длину 650 км и ширину от 40 до 80 км. Он расположен на склоне огромной возвышенной области, испытавшей в новейшее время поднятие. Впадина оз. Байкал включает два прогиба – Северный и Южный, разделенные подводным Академическим хребтом. Мощность осадочного выполнения в озере составляет в среднем 2–4 км, максимальная достигает 5–7 км. Большая часть озера окружена горами, возвышающимися над урезом воды на 1–2 км. Восточным ограничением озера является огромный пограничный разлом, длина которого составляет несколько тысяч километров (Артюшков, 1993). Этот разлом заложился предположительно в раннем палеозое. Согласно данным глубинного сейсмического зондирования, он прослеживается через всю литосферу до астеносферы. С этим разломом связана не только интенсивная магматическая деятельность в палеозое и мезозое, но и образование самого Байкальского прогиба (Логачев, Флоренсов, 1977). Другой активный разлом, характеризующийся высокими тепловыми потоками, проходит вдоль Академического хребта. Высокая гидротермальная активность на восточном склоне Байкала связывается с существованием еще одного активного разлома (Голубев, 1982). В настоящее время раздел Мохо под Байкалом приподнят до глубины 34 км.

По расчетам Е.В. Артюшкова (1993), континентальная кора под Байкалом утонена 1,4 раза, а относительное растяжение коры составляет порядка 40 % (рис. 11.19). В раннем и среднем миоцене на Южном Байкале и в прилегающих областях существовали пологие поднятия и широкие изометричные депрессии, занятые мелководными озерами и болотами (Флоренсов и др., 1982). Осадконакопление в депрессиях происходило с небольшой скоростью. В позднем миоцене-раннем плиоцене (4–12 млн лет назад) скорость погружения в области Южного Байкала повысилась, по данным Е.В. Артюшкова (1993), до 100–200 м/млн лет. К юго-востоку от него вырос пологий хребет Хамар-Дабан. В середине плиоцена (3–4 млн лет назад) скорость погружения на Южном Байкале возросла до 400–600 м/млн лет. Одновременно началось быстрое погружение на Северном Байкале. Ряд изолированных озер слились в единое озеро Байкал, в котором, в мелководных условиях, с середины плиоцена до среднего плеистоценена накопилось 1,5–2 км молассовых образований. В середине плиоцена резко ускорился также рост хребта Хамар-Дабан. Большинство сбросов, ограничивающих Байкал, начало развиваться с середины плиоцена. Это время можно считать началом образования Байкальского грабена. В среднем плеистоцене (0,4 млн лет назад) произошло новое резкое ускорение погружения Байкала и поднятия окружающих его горных хребтов. В результате мелководные условия на Байкале сменились глубоководными и в его внутренней части началось накопление глубоководных илов. Байкальский прогиб включает абиссальную равнину шириной 20–30 км и крутой склон. На большинстве профилей абиссальная равнина наклонена к западу на 2–3°. К востоку она постепенно поднимается примерно до уровня зеркала воды в озере (~ 450 м над уровнем моря). Таким образом, Байкал имеет форму полуграбена.

По данным многоканального сейсмопрофилирования, в осадочном разрезе оз. Байкал условно могут быть выделены проторифтовые и среднерифтовые образования, а также отложения современного рифта (рис. 11.20). Проторифтовые осадки предположительно сопоставляются со среднемиоцен-раннеплиоцен-

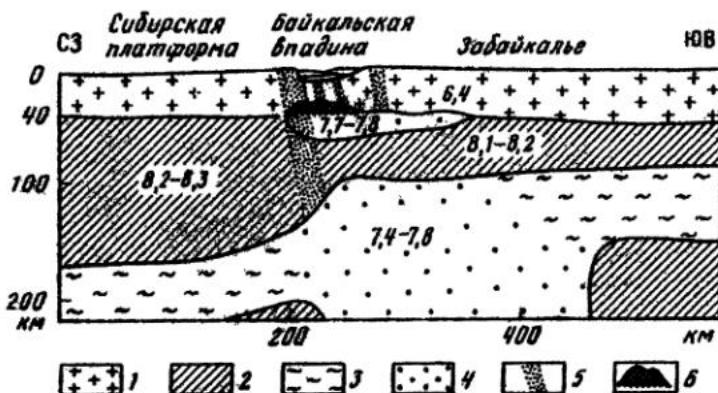


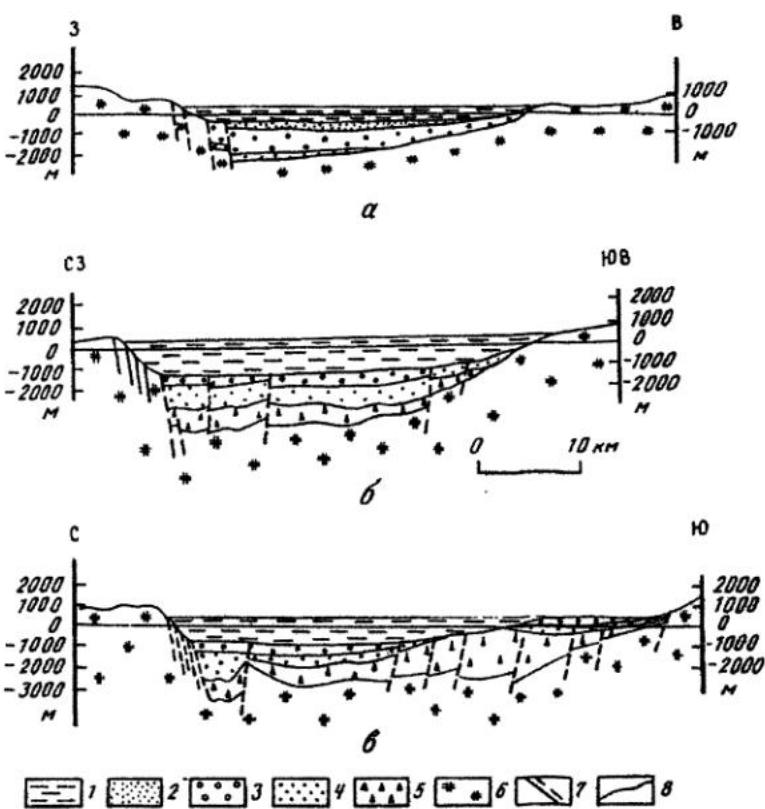
Рис. 11.19. Схема строения литосфера и астеносферы под оз. Байкал и Забайкальем по данным глубинного сейсмического зондирования и телесейсмическим данным, заимствовано из работы (Артюшков, 1993):

1 – кора; 2 – мантийная литосфера и подастеносферный слой; 3 – нормальная астеносфера; 4 – область пониженных скоростей продольных волн; 5 – крупные разломы; 6 – нижняя кора под Байкалом, возможно претерпевшая фазовое превращение в плотные гранатовые гранулиты во время быстрого погружения; цифры – скорости преломленных продольных сейсмических волн

Рис. 11.20. Схематические геологические разрезы через впадину оз. Байкал, по данным В.Г. Николаева с коллегами, заимствовано из работы (Артюшков, 1993):

а – разрез через северную часть Северного Байкала; б – разрез через южную часть Южного Байкала в районе п-ва Святой Нос; в – разрез через Южный Байкал в районе истока р. Ангары.

1 – вода; 2 – пески, отложившиеся в начале второй стадии быстрого погружения, начавшейся в среднем плейстоцене; моласса, сформировавшаяся во время первой стадии быстрого погружения в конце среднего плиоцен-раннем плейстоцене (0,4–4 млн лет назад); 3 – эоплейстоцен-нижний плейстоцен; 4 – верхний средний-верхний плиоцен; 5 – мелководные и континентальные отложения миоцена, нижнего и среднего плиоцена; 6 – фундамент; 7 – разломы; 8 – границы, проведенные по данным непрерывного сейсмического профилирования



новыми отложениями танхайской и халагайской свит, формирование которых происходило в мелководных озерно-болотных обстановках. Среднерифтовые осадочные комплексы возможно соответствуют отложениям аносовской и харацинской свит; последние накапливались в более глубоких озерах в условиях быстрого подъема флангов оз. Байкал и опускания его центральной части. «Современная стратиграфическая рифтовая единица» отражает новый импульс тектонических движений и связанный с ним привнос аллювиально-дельтового и гляциального материала (Хатчинсон и др., 1993).

По мнению ряда исследователей, границаproto- и среднерифтовых комплексов осадочного выполнения оз. Байкал является отражением смены стадии медленного рифтинга (стадия I) быстрым рифтингом (стадия II), сопровождавшимся интенсивными погружениями. По данным Д. Хатчинсона и др. (1993), древние депоцентры совпадают с основными батиметрическими суббассейнами. Максимальные мощности осадочных комплексов тяготеют к разломам, ограничивающим оз. Байкал с севера и северо-запада (Зоненшайн и др., 1992). Выполненное указанными авторами сопоставление рифтовых озер Восточно-Африканской рифтовой системы и оз. Байкал показывает, что последнее, возможно, не соответствует классическим моделям рифтов. Размеры котловин Байкала заметно больше, нежели аналогичных структур в озерах Танганьика и Малави; отмелые берега полуграбенов выражены неотчетливо. В то же время противоположная полярность полуграбенов здесь выражена достаточно хорошо – «... байкальские осадочные бассейны меняют ориентацию при переходе от сегмента к сегменту» (Хатчинсон и др., 1993). По данным В.Г. Казьмина и др. (1995), в структуре Байкальского рифта выделяется ряд сегментов I порядка, имеющих линейные размеры до 200–300 км и соответствующих основным морфоструктурам озера (котловинам). Эти сегменты сочленяются друг с другом при помощи диагональных перемычек типа Академического хребта. Внутри сегментов I порядка присутствуют суббассейны более высоких порядков, имеющие протяженность не более 20–50 км. Как отмечено В.Г. Казьминым и его коллегами, «... в некоторых случаях к таким нарушениям приурочено изменение полярности структуры рифта ... В этом плане Байкальский рифт сходен с другими континентальными рифтами (Танганьикский, Суэцкий и др.)...».

К тафрогенным впадинам принадлежат и триасовые грабены восточного склона Урала (рис. 11.21). Одной из наиболее крупных впадин является здесь Челябинская (Расулов, 1982; Rasulov et al., 1997) (рис. 11.22). Палеозойские отложения по ее периферии слагают несколько крупных складчатых структур,

осложненных более мелкой складчатостью и разрывными нарушениями. Углы падения крыльев складок варьируют от 20 до 80°, иногда встречаются и опрокинутые складки. В прибрежных участках развиты многочисленные разрывные нарушения с хорошо выраженными поверхностями смещения. Фундаментом Челябинской впадины являются осадоч-

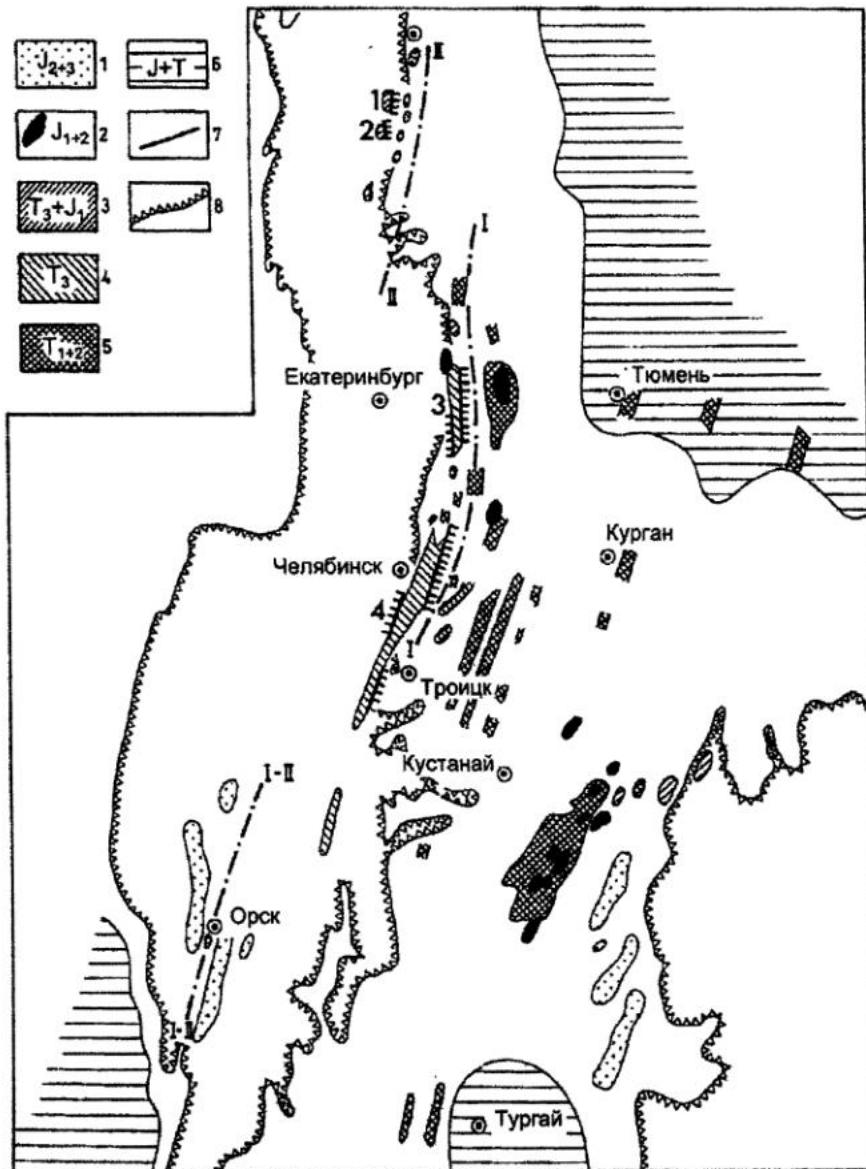


Рис. 11.21. Схема размещения мезозойских грабенов и грабенообразных впадин на восточном склоне Урала, по данным В.С. Бочкирева, заимствовано из работы (Rasulov et al., 1997):

1 – средняя и верхняя юра; 2 – нижняя и средняя юра; 3 – верхний триас и нижняя юра; 4 – верхний триас; 5 – нижний и средний триас; 6 – нерасчлененные юра и триас; 7 – разрывные нарушения; 8 – граница распространения палеозойских отложений на Урале и в Казахстане

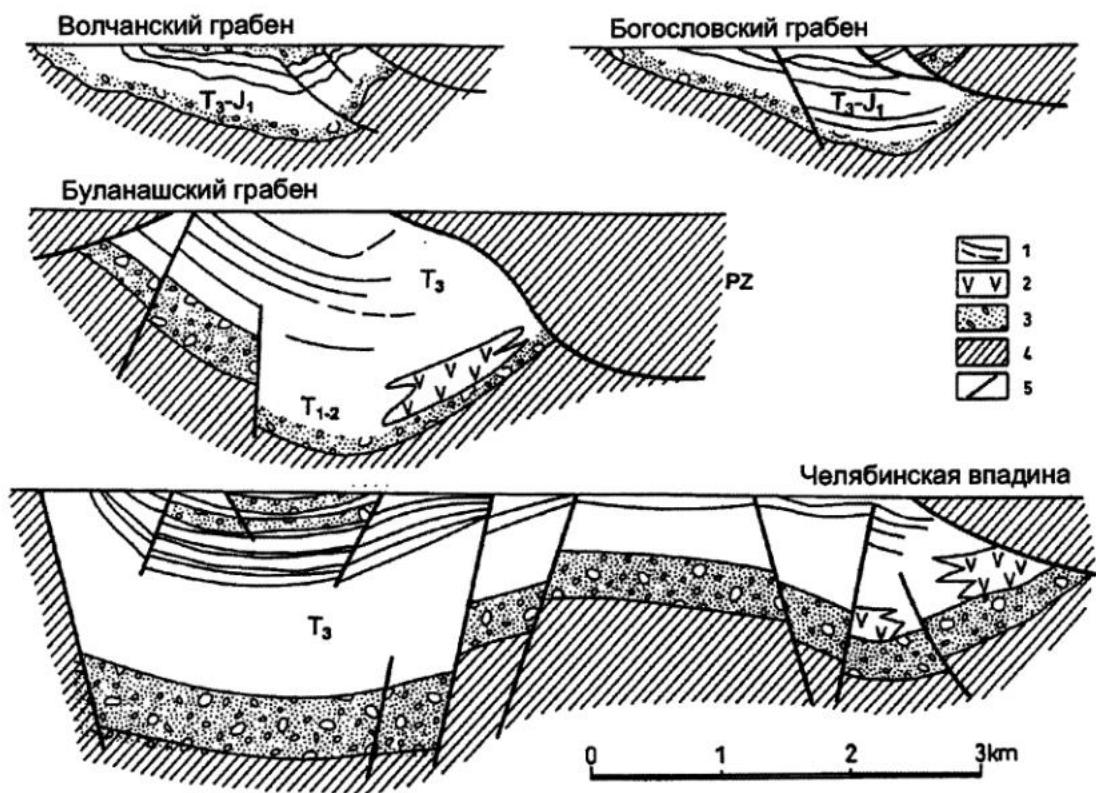


Рис. 11.22. Схематические субширотные геологические разрезы мезозойских грабенов и грабенообразных впадин восточного склона Урала, по данным работы (Rasulov et al., 1997):

1 – мезозойские отложения; 2 – основные породы; 3 – конгломераты; 4 – палеозойские образования; 5 – линии надвигов

ные, магматические и метаморфические породы палеозоя. Осадочное выполнение впадины представлено отложениями туринской и челябинской серий. Туринская серия вскрыта скважинами на востоке Камышловского угленосного района; здесь она представлена в нижней части темно-серыми, черными и буровато-красными базальтами кайнотипного облика, выше которых залегают зеленовато-серые и бурые туфобрекции, туфоконгломераты, туфоалевролиты и др. В верхней части разреза развиты нормальные осадочные породы (песчаники, алевролиты) с редкими прослоями эфузивных пород. Мощность отложений туринской серии в Челябинской впадине составляет от 700 до 1300 м.

В разрезе Буланаш-Елкинского грабена (впадины) к туринской серии относятся вулканогенно-осадочные и пестроцветные терригенные отложения, залегающие с размывом на палеозойском фундаменте. Вулканогенно-осадочная толща объединяет базальты, диабазовые порфириты, туффиты, среди которых иногда наблюдаются прослои темно-серых аргиллитов и алевролитов. Выше с размывом залегают пестроцветные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты. Максимальная мощность туринской серии в Буланаш-Елкинской впадине достигает 650 м.

Челябинская серия в рассматриваемых впадинах представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами и мощными залежами угля. В различных впадинах и грабенах серия расчленяется на различные свиты (калачевская, козыревская, коркинская, елкинская, буланашская, бобровская, веселовская, богословская и др.).

Отложения туринской и челябинской серий перекрыты в пределах Буланаш-Елкинской и Челябинской впадин морскими образованиями верхнего мела и палеогена, а в пределах Богословско-Веселовской и Волчанско-Григорьевской впадин – рыхлыми отложениями неогена.

По мнению А.Т. Расулова (1982), заложение триасовых грабенов и впадин на восточном склоне Урала было обусловлено активным растяжением земной коры, сопровождавшимся излияниями основных эфузивов. В последующие периоды дифференцированные движения отдельных блоков привели к формированию достаточно контрастного рельефа, с денудацией которого и связано формирование нижнемезозойских пестроцветных грубообломочных пород. Плохая сортировка и окатанность обломков и большая мощ-

ность пород туринской серии свидетельствуют о значительной расчлененности территории современного восточного склона Урала и о «быстротечности осадконакопления», проходившего в континентальных условиях. Во время накопления осадков челябинской серии активность тектонических движений в пределах большинства впадин уменьшилась, но в отдельные периоды была еще достаточно большой, что послужило причиной появления хорошо выраженной цикличности в разрезах серии. Возраст пород, заполняющих впадины, определяется в основном по данным спорово-пыльцевого анализа и редким находкам ископаемых растений. Туринская серия, по-видимому, относится к нижнему и среднему триасу. Низы челябинской серии, возможно, охватывают средний триас, а самые верхние ее горизонты могут быть датированы нижней юрой.

На современном эрозионном срезе хорошо видно, что в большинстве случаев распространение нижненемозойских отложений в грабенах и впадинах контролируется разрывными нарушениями типа надвигов, взбросо-надвигов и, реже, сбросов, подавляющая часть которых приурочена к восточным бортам впадин. Заложение впадин было, по-видимому, почти одновременным, различия же в деталях их геологического строения обусловлены местными факторами, так как в фациальном составе, условиях накопления отложений впадин больше черт сходства, чем различий. Пликативные и дизьюнктивные нарушения в одних впадинах близки к альтинотипным, в других – к германотипным, а в третьих – участвующие в выполнении впадин отложения имеют почти ненарушенное залегание.

В большинстве впадин с востока на запад на нижнемезозойские угленосные отложения надвинуты породы палеозоя (известняки, известково-глинистые сланцы, туфопесчаники девона и др.). В восточном борту Богословско-Веселовской впадины надвиговые нарушения наиболее достоверно установлены в ее северном и центральном сегментах (рис. 11.23). В восточном борту Волчанско-Григорьевской впадины надвиг пород палеозоя также вскрыт скважинами разведочных линий (рис. 11.24). В целом поверхность смещения отложений палеозоя выражена зоной дробленых пород мощностью от 20 до 100 м, падающей на восток под углами 10–25°. Иногда сместители надвигов волнистые. Под поверхностью смещения на всех изученных разведочных линиях наблюдаются угленосные континентальные отложения. В контакте с палеозойскими породами они сильно разрушены, в них отмечаются многочисленные плоскости скольжения.

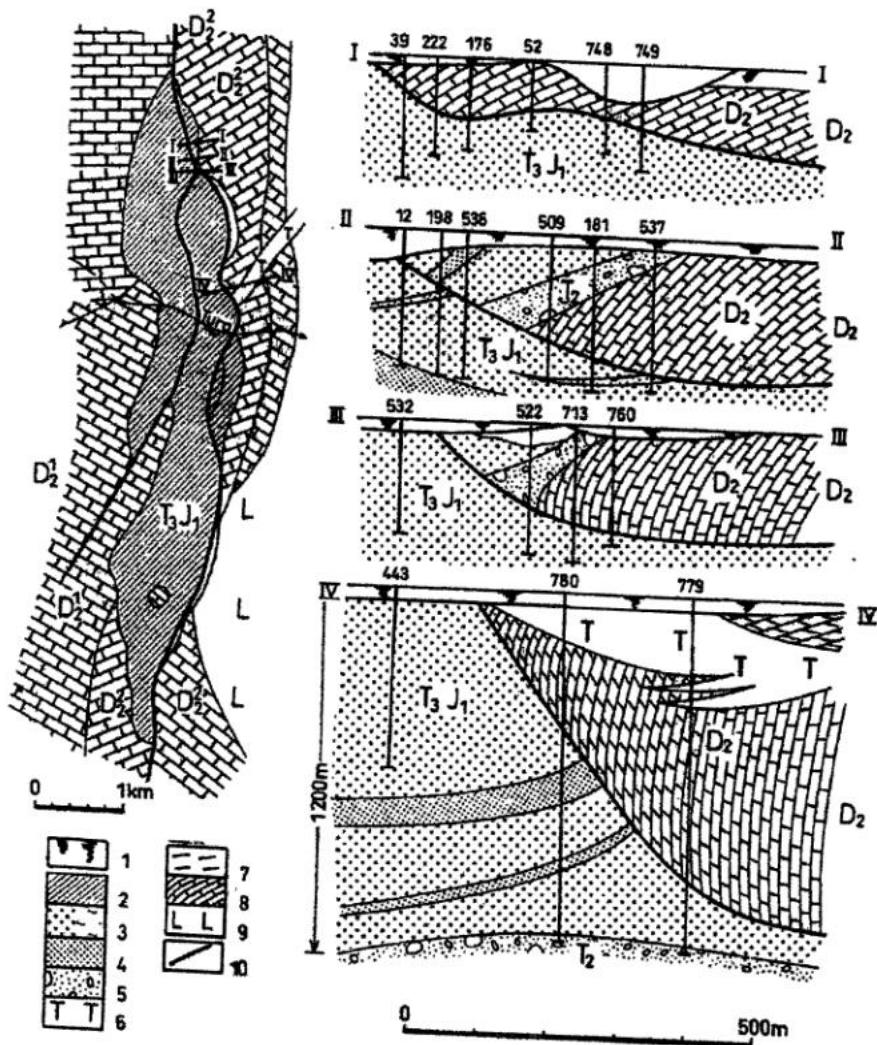


Рис. 11.23. Схематическая геологическая карта и разрезы через Богословско-Веселовский грабен, по данным (Расулов, 1982; Rasulov et al., 1997):

1 — глины и пески с остатками флоры эоцен; мезозой: 2 — угленосные отложения; 3 — песчаники и глины с прослойями углей; 4 — грубозернистые песчаники; 5 — пестроцветные отложения, в том числе конгломераты; 6 — туфы, песчаники и известняки; палеозой: 7 — сланцы и известняки; 8 — известняки с подчиненными им прослойями сланцев; 9 — эфузивные породы; 10 — поверхности надвигов.

Рис. 11.24. Схематическая геологическая карта и разрезы через Волчанско-Григорьевский грабен (Расулов, 1982; Rasulov et al., 1997).

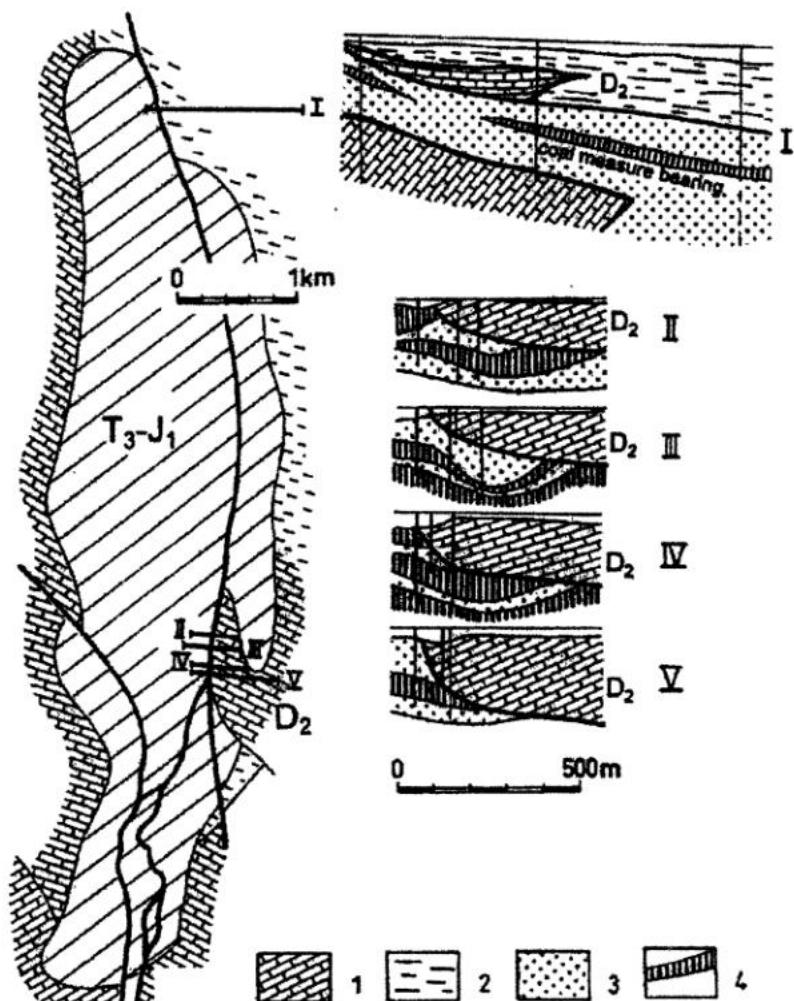
Палеозой: 1 – известняки; 2 – глинистые сланцы; мезозой: 3 – песчаники и глины; 4 – угленосные отложения

Суммируя все сказанное выше, седиментологический фон континентальной коллизии может быть представлен следующим образом [1]. При столкновении двух континентальных масс они первоначально находятся на расстоянии нескольких тысяч километров друг от друга. В соприкосновение в этот момент входит пассивная окраина одного континента с бывшей активной окраиной другого.

Механизм этого процесса довольно сложен: наиболее глубоководные фации пассивной окраины

(кремнистые и терригенные илы, а также иногда турбидиты и контуриты основания континентального склона) оказываются сближенными с сильно дислоцированными турбидитами бывшего глубоководного желоба и аккреционной призмы активной окраины. Между ними могут присутствовать реликты океанической коры (офиолитовые комплексы). При дальнейшем движении придвигаемого континента пространство, занятное его пассивной окраиной, постепенно сокращается. С литологической точки зрения это означает, что все более мелководные осадочные комплексы оказываются надвинутыми на глубоководные. Таким образом формируется своеобразный «слоистый седиментологический пирог», его разрез фиксирует не последовательность седиментации осадков, а порядок их надвигания друг на друга.

Сложность трактовки подобного разреза состоит и в том, что, вследствие интенсивного роста коллизионного орогена и одновременно его активного разрушения, усиливается снос терригенной кластики как бы навстречу продвигаемым осадочным комплексам. Формируется также сложная мозаика прогибов, каньонов, подводных конусов выноса. Одни из этих бассейнов, например подводные конусы выноса, постепенно отмирают, другие, напротив, начинают активно функционировать (молассовые прогибы). Молассовые прогибы закладываются параллельно воздымирующему орогену как с внешней его стороны (в направлении пассивной окраины придвигаемого континента), так и со стороны активной окраины. Именно такая ситуация наблюдается во многих районах Альпийско-Гималайского пояса (Леонов, 1975). Доминирующим типом отложений, выполняющих предгорные прогибы, является континентальная молassa: сероцветная, красноцветная, иногда угленосная. Молassa накапливается также и в межгорных впадинах. Во внутренних депрессиях в условиях рассеянного рифтогенеза происходит образование бурых углей или солей (в условиях аридного климата). Существенное значение на этапе коллизии имеют платформенные краевые бассейны, или бассейны форланда. В них морские мелководные отложения вверх по разрезу сменяются континентальной молассой.



Исходя из изложенного, можно заключить, что в целом для начальной фазы континентальной коллизии характерен следующий латеральный ряд осадочных комплексов вкрест растущей горной системы [1]: континентальная моласса (часто углепосная) \Rightarrow турбидитовые комплексы (от нормального до дикого флиша) и офиолиты \Rightarrow отложения пассивной окраины.

Вопросы для самопроверки

1. Каковы принципиальные особенности размещения, строения и эволюции форландовых бассейнов?
2. Какие вы знаете генетические виды бассейнов форланда?
3. Приведите примеры древних форландовых бассейнов на территории России.
4. Охарактеризуйте основные этапы формирования пермского Предуральского форландового бассейна.
5. В чем заключаются особенности минерагении пермского Предуральского форландового бассейна?
6. Какие механизмы формирования остаточных бассейнов коллизионных поясов вы знаете?
7. Назовите типичные примеры и наиболее общие закономерности формирования осадочных бассейнов позднеколлизионных рифтов.

Глава 12. Внутриплитные осадочные бассейны

Описываемые в настоящей главе осадочные бассейны принадлежат двум классам – активизированному внутриплитному и стационарному внутриплитному. Первый включает бассейны, расположенные в пределах активизированных частей океанических и континентальных плит, тогда как ко второму классу принадлежат бассейны, располагающиеся на стабильных частях океанических и континентальных плит.

На стабильных участках океанических плит бассейны осадконакопления имеют сложный характер и подчиняются главным образом структурному контролю. Они приурочены преимущественно к зонам крупных океанских разломов, расположенных перпендикулярно простиранию спрединговых хребтов. Например, зона разломов Вима имеет длину свыше 400 км и состоит из центральной трансформной впадины глубиной до 5000 м и шириной 20 км, ограниченной с обеих сторон гребнями хребта или высокими «стенками», которые поднимаются над дном долины на 3000 м под углом до 15°. В самом троге фундамент имеет расчлененный рельеф. Он перекрыт горизонтально-слоистой толщей осадков мощностью до 1200 м. Присутствуют здесь, по всей видимости, и подводнооползневые отложения. В осадочном чехле наблюдаются интервалы до 300 м мощностью, обогащенные фрагментами базальтов [3].

Глубина фундамента в главных зонах разломов Атлантики может достигать 5000 м. В крупных трансформных долинах Атлантического и Тихого океанов известны небольшие горсты и гравеплы, расположенные под углом как к хребту, так и к зоне разлома. Эти структурные бассейны имеют все признаки сдвиговых бассейнов растяжения.

В пределах океанского дна встречаются участки земной коры мощностью до 30 км, в разрезе которых присутствуют уплотненные и полууплотненные отложения, часто подстилаемые «гравититным» слоем. Подобные блоки, или микроконтиненты, выраженные в рельефе дна крупными поднятиями, известны во внутренних частях всех океанов. В Атлантическом океане это плато Роколл, Бермудская, Рио-Гранде и другие возвышенности. В Северном Ледовитом океане к структурам данного типа принадлежит хребет Ломоносова (Грамберг и др., 1974), в Тихом океане – поднятие Лорд-Хау и Норfolk (рис. 12.1), Новозеландское плато и др. Особенno большое количество поднятий выделяется в Индийском океане [5]: Западно-Австралийское (Брокен), Натуралиста, Кювье, Зенит, Эксмут, Агульяс, Крозе, Кергелен, Южно-Мадагаскарское, Мозамбикское, Сейшельских и Маскаренских островов. Все они располагаются на глубинах 2–3 км, а наиболее приподнятые их элементы выступают в виде небольших островов или отмелей. Строение названных выше океанских поднятий (микроконтинентов) изучено еще недостаточно. Не на всех из них присутствует осадочное выполнение, позволяющее рассматривать их как нефтегазоносные или просто осадочные бассейны. Однако можно предполагать, что проведение на некоторых из них поисковых работ приведет к открытию скоплений нефти и газа [3].

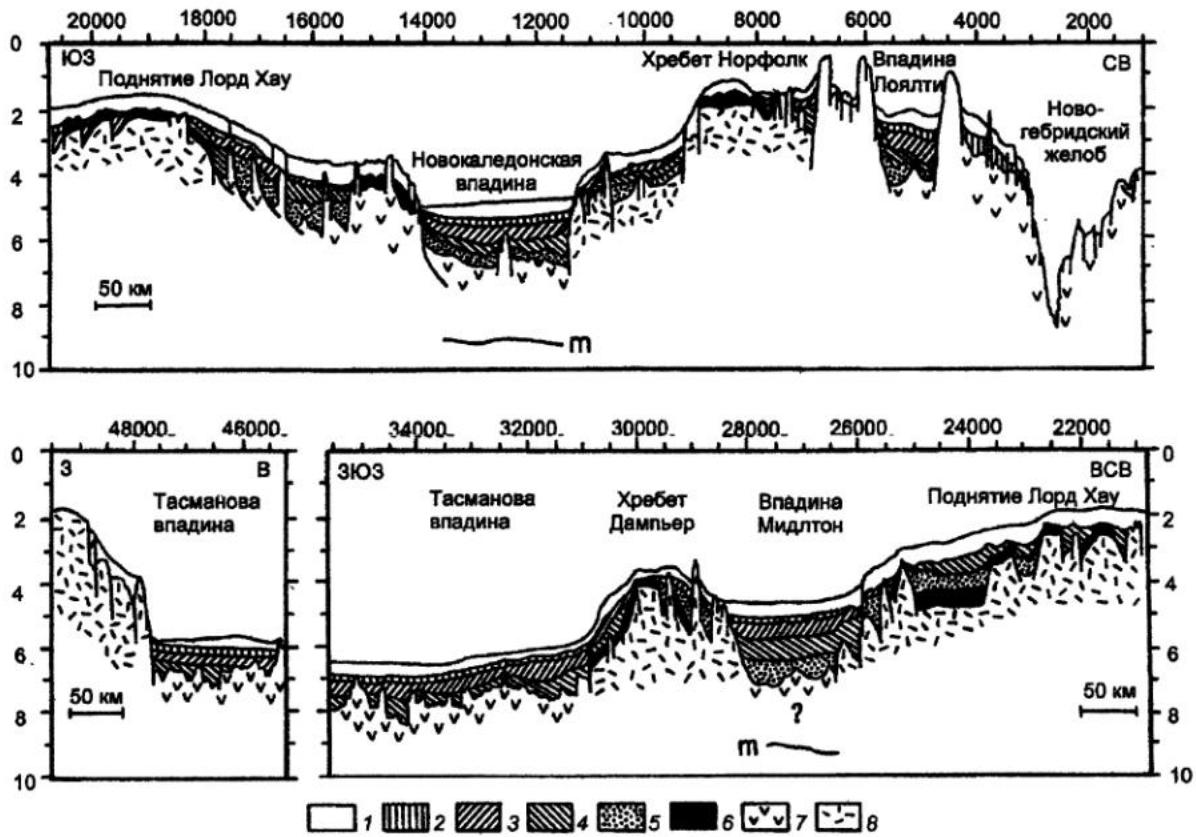


Рис. 12.1. Возможная интерпретация профиля LHRNC-D между дугой Новых Гебридов и окраиной Австралии (по И. Лафой и др., заимствовано из работы [6]):

1 – континентальный фундамент; 2 – океанская кора; 3–8 – отложения: 3 – домеловые, 4 – нижне- и верхнемеловые, 5 – верхнемеловые-верхнепалеоценовые, 6 – верхнепалеоценовые-верхнезоценовые, 7 – верхнезоценовые-верхнеолигоценовые, 8 – верхнеолигоценовые-современные

По представлениям Г.А. Беленицкой и др. (2001), к осадочным бассейнам стабильных частей океанических плит относятся осадочные бассейны абиссальных впадин Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Бассейны подводных гор и возвышенностей Тихого океана, а также миоцен-четвертичные бассейны поднятий Атлантического океана принадлежат к бассейнам активизированных частей океанических плит. Исходя из имеющихся в настоящее время геологических и геофизических материалов, наибольший интерес среди первого из указанных выше типов бассейнов представляют поднятие Роколл и Западно-Австралийское.

Крупное и сложно построенное поднятие (плато) Роколл располагается в северной части Атлантического океана южнее Исландии. Оно состоит из двух обособленных возвышенностей, простирающихся с юго-запада на северо-восток: собственно поднятие Роколл на востоке и поднятие Хаттон на западе (см. рис. 9.7). Наиболее приподнятый участок возвышенности Роколл выступает над уровнем океана в виде гранитных скал. Между возвышенностями выделяется субмеридиональный грабенообразный прогиб Хаттон-Роколл, выраженный в рельефе дна депрессией с глубинами более 1 км. По материалам морских сейсмических исследований, в пределах поднятия Роколл выделяются «базальтовый» слой мощностью около 15 км (со скоростями 7,2 км/с), «гранитный» слой мощностью до 10 км (со скоростями 5,85–6,4 км/с) и осадочная толща со скоростями 4,5–4,17–3,8 км/с, имеющая мощность на возвышенности Роколл порядка 3–3,5 км. В прогибе Хаттон-Роколл выше этих слоев сейсмопрофилированием выявлена слоистая толща полууплотненных и рыхлых осадков мощностью до 2 км [5]. По результатам бурения морских скважин НИС «Гломар Челленджер» нижняя часть этой толщи мощностью до 1 км представлена средне-верхнепалеоценовыми и эоценовыми песчано-глинистыми отложениями, тогда как верхняя слагается в различной степени уплотненными глинисто-карбонатными образованиями олигоцена и неогена, между которыми

ми установлено несогласие. Общая мощность земной коры в пределах поднятия Роколл превышает 30 км. Исходя из сейсмических данных, можно предположить, что в нижних частях осадочного чехла получили развитие отраженные складки, с которыми могут быть связаны ловушки для нефти и газа. О наличии процессов нефтегазообразования в осадочных толщах поднятия Роколл свидетельствуют признаки нефти, обнаруженные в районе скал Роколл. Почти аналогичное строение имеет и расположенный восточнее прогиб Роколл, ограниченный поднятием Роколл и краем континента. Размеры прогиба Роколл составляют порядка 800×250 км. Главное отличие его от прогиба Хаттон-Роколл заключается в отсутствии под осадочной толщей «гранитного» слоя. Характер осадочного выполнения прогибов Хаттон-Роколл и собственно Роколл свидетельствует, что на первом этапе в пределах названных бассейнов существовали мелководные условия, а затем произошло общее погружение региона.

Другой внутриокеанский предположительно нефтегазоносный бассейн, Брокен, приурочен к Западно-Австралийскому поднятию, расположенному в восточной части Индийского океана. Это поднятие имеет валаобразную форму и вытянуто в широтном направлении. Глубина моря в его пределах составляет 1,5–2 км, а в обрамляющих котловинах достигает 3–5 км. На Западно-Австралийском поднятии, имеющем мощность земной коры примерно 20 км, выделяются «базальтовый» слой мощностью 15 км (со скоростями 6,07–6,43 км/с), «гранитный» мощностью 5 км (со скоростями 5,5–5,8 км/с) и осадочный слой мощностью до 3 км. Осадочная толща линзовидной формы в нижней части сложена породами мела и палеогена, характеризующимися скоростями прохождения продольных волн ~4,7 км/с. Выше располагаются полуконсолидированные и рыхлые осадки неоген-четвертичного возраста. Драгированием на склонах Западно-Австралийского поднятия обнаружены известняки эоцен [5]. Бурением с НИС «Гломар Челленджер» вскрыт разрез пород до нижнекампаний включительно с признаками мелководности в отложениях эоцен (Пущаровский, Безруков, 1973). Исходя из общих соображений, можно предполагать, что в бассейне Брокен, размер которого составляет около 1000×500 км, имеются условия для формирования залежей нефти и газа.

Типичными представителями осадочных бассейнов активизированных частей континентальных плит являются четвертичные бассейны вулканических и авулканических поднятий (плато, нагорий, гор) Африки, Южной Америки, Индии, Центральной Австралии (Беленицкая и др., 2001). Однако информация по ним в отечественной геологической литературе крайне ограничена, поэтому более подробно данные бассейны здесь не рассматриваются.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите общие особенности формирования и осадочного выполнения внутриплитных осадочных бассейнов.
2. Какие черты формирования бассейнов Роколл и Брокен можно рассматривать как общие, а какие как индивидуальные для них?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящее пособие охватывает основной круг вопросов, с которыми сталкивается исследователь, работающий в регионах преобладающего развития осадочных образований различного возраста и различной геологической истории. Однако оно не претендует на всеобъемлющую характеристику всех названных в нем осадочных формаций и перечисленных модельных типов осадочных бассейнов.

Авторы стремились показать строение и основные аспекты формирования наиболее характерных и хорошо изученных осадочных бассейнов. Особое внимание удалено бассейнам осадконакопления, возникавшим на различных стадиях развития Уральского складчатого пояса и прилежащих к нему регионов и в настоящее время представленным на Урале фрагментами осадочных последовательностей разного возраста, состава и строения. Естественно, что не все из рассматриваемых в пособии вопросов и проблем представлены с одинаковой степенью детальности. Однако мы стремились дать в большинстве случаев общие сведения по положению каждого из осадочных бассейнов в системе региональных тектонических элементов (древней и современной), стратиграфическом диапазоне и составе выполняющих его осадочных последовательностей, их пространственно-временным взаимоотношениям и обстановкам формирования. Там, где это было возможно, приведены сведения о локализованных в осадочных бассейнах полезных ископаемых, на первом месте среди которых несомненно стоят залежи углеводородов (нефти, газа, газоконденсата и газогидратов). При этом мы старались познакомить читателей с данными как отечественных, так и зарубежных исследователей по названной тематике.

Число осадочных бассейнов как на поверхности суши, так и в акватории Мирового океана конечно. В основном они уже обнаружены, в той или иной мере исследованы и описаны. Особенно наглядно это можно видеть на примере публикаций сибирских геологов во главе с академиками А.А. Трофимуком и А.Э. Конторовичем, фундаментальной монографии французского исследователя А. Перродона и ряда других обобщающих работ. Казалось бы, все уже известно, и ничего принципиально нового вступающее завтра в жизнь поколение сегодняшних студентов получить уже не может.

Однако, если это было бы так, то мы не видели бы пристального внимания российского нефтяного бизнеса (успешность которого напрямую зависит от грамотного познания истории формирования и внутреннего строения как крупных осадочных бассейнов, так и их частей) к молодым специалистам геологических вузов и в том числе Уральской государственной горно-геологической академии, то есть к геологам и геофизикам, на которых данное пособие рассчитано в первую очередь.

Что же касается непознанного, то еще 15–20 лет назад никто в России серьезно не ставил вопрос о переносе поисковых и разведочных работ на акватории наших северных морей, в Охотское море, на шельф Сахалина. Сейчас же названные территории – регионы с крупнейшим потенциалом и крупнейшими месторождениями, с которыми связано будущее российского топливно-энергетического комплекса. Остро стоит вопрос о проведении масштабных поисковых работ на нефть и газ на территории Восточной Сибири. Познание строения и истории формирования только намеченных здесь в самых общих чертах бассейнов осадконакопления невозможно без знания принципиальных вопросов геологии уже хорошо изученных объектов. Поэтому мы надеемся, что это учебное пособие будет необходимым толчком, который пробудит интерес студентов к изучению таких феноменальных структур нашей планеты, какими являются осадочные бассейны.

Специально следует подчеркнуть, что углеводородное сырье не единственное, что определяет экономическую значимость осадочных бассейнов и необходимость чтения данного специального курса в стенах академии. Так, с внутренеконтинентальными осадочными бассейнами связаны крупные стратиформные месторождения золота, урана, меди, серебра и ртути, цветных, редких и благородных металлов, солей, углей и углеводородов. Надрифтовые впадины характеризуются крупными месторождениями углей, железных руд, фосфоритов, ископаемых россыпей, каменной соли, меди, свинца и цинка, флюорита и редких металлов. Бассейны пассивных окраин содержат месторождения свинца и цинка, меди, сурьмы, золота, олова и вольфрама, крупные скопления солей, месторождения Pb, Zn (часто с примесью Cd и Ge), Hg, баритов, флюорита, фосфоритов, углей, россыпи тяжелых металлов, а в бассейнах форланда, межгорных впадинах и других, сопряженных с ними структурах, локализованы месторожде-

ния Cu, U, V, Mn и Fe. Здесь же присутствуют крупные и очень крупные месторождения солей, а также угля. Закономерности локализации и формирования названных полезных ископаемых на тех или иных стадиях развития осадочных бассейнов и в связи с теми или иными осадочными формациями также рассмотрены в данной работе.

Подготовка настоящего учебного пособия осуществлена в рамках реализации учебного плана подготовки геологов и геофизиков со стороны кафедры литологии и геологии горючих ископаемых УГГГА и лаборатории литологии ИГГ УрО РАН, при частичной финансовой поддержке гранта “Ведущие научные школы” № НШ-85.2003.5. Таким образом, эта публикация является еще одним реальным шагом в интеграции академической геологической науки и высшего образования.

Литература к части II

Основная

1. Басков Е.А., Беленицкая Г.А., Романовский С.И. и др. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
2. Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. 462 с.
3. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. Т. 2. М.: Мир, 1990. 384 с.
4. Перродон А. Формирование и размещение месторождений нефти и газа. М.: Недра, 1991. 359 с.
5. Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980. 242 с.
6. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Дополнительная

Авров В.П., Крылов Н.А., Лисовский Н.Н., Новиков А.А. Модель строения и развития нефтегазоносного бассейна Прикаспийской впадины // Осадочные бассейны и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. С. 84–92.

Алехин С.В., Батурина Д.Г., Верба М.Л. и др. Сейсмостратиграфическая модель осадочного разреза Баренцевоморского шельфа // Осадочные бассейны и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. С. 99–108.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.

Беленицкая Г.А., Романовский С.И., Феоктистов В.П. Тектоно-седиментологическое моделирование и прогнозно-минерагенический анализ основных геодинамических групп рудоносных осадочных бассейнов России. Осадочные бассейны России. Вып. 5. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 144 с.

Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 1. Основные черты строения. Стратиграфия. М.: Наука, 1974. 263 с.

Будников И.В., Гурари Ф.Г., Девятов В.П. и др. Нижне-срдисюрские осадочные бассейны Западно-Сибирской провинции и их нефтегазоносность // Осадочные бассейны и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. С. 12–20.

Геология континентальных окраин / Под ред. К. Берка и Ч. Дрейка. Т. 1. М.: Мир, 1978. 356 с.

Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. М.: Недра, 1981. 552 с.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1987. 247 с.

Зайков В.В., Масленников В.В. «Черные курильщики» и палеогеотермальные поля в риолит-базальтовых комплексах палеокеанических окраин (на примере Урала) // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 129–138.

Зоненшайн Л.П., Гольмшток А.Я., Хатчинсон Д. Структура Байкальского рифта // Геотектоника. 1992. № 5. С. 63–77.

Казанский Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 220 с.

Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 204 с.

Казьмин В.Г., Гольмшток А.Я., Клитгорт К. Строение и развитие района Академического

хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 164–176.

Кемкин И.В. Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и основные события геологической эволюции Япономорского региона в мезозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Владивосток: ДГИ ДВО РАН, 2003. 52 с.

Клецев К.А., Капустин И.Н. Эволюция и нефтегазоносность пассивных окраин европейского палеозойского континента // Осадочные бассейны и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. С. 67–75.

Конюхов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.

Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 182 с.

Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1997. 230 с.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны в палеозойской истории Южного Урала // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000. С. 53–67.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.

Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Бочкарев В.С. Формирование бассейнов Западной Сибири в связи с эволюцией литосферы // Осадочные бассейны и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. С. 29–38.

Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 3. Енисейско-Хатангский бассейн / Э.А. Конторович, В.В. Гребенюк, Л.Л. Кузнецов и др. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1994. 71 с.

Николаев В.Г. Строение осадочного выполнения континентальных рифтов // Геотектоника. 1986. № 2. С. 116–124.

Окнина Н.С. Фациальные модели формирования неантклинальных ловушек углеводородов в терригенных отложениях (на примере Тимано-Печорской провинции) // Осадочные бассейны и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. С. 92–98.

Петтиджон Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Дауря, 2000. 146 с.

Разваляев А.В. Континентальный рифтогенез и его предыстория. М.: Недра, 1988. 189 с.

Расулов А.Т. Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. 42 с.

Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.

Романовский С.И. Литогеодинамика осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 44 с. Седиментология. М.: Недра, 1980. 640 с.

Сели Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.

Строение и нефтегазоносность окраин континентов / А.Н. Волков, А.А. Гагельганц, А.Ю. Юнов и др. М.: Недра, 1981. 250 с.

Тимофеев П.П. Советская литология и пути ее развития // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 6–20.

Толковый словарь английских геологических терминов / Под ред. Л.П. Зоненшайна. М.: Мир, 1977. Т. 1. 586 с.; 1978. Т. 2. 588 с. 1979. Т. 3. 543 с.

Хайн В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.

Хайн В.Е., Соколов Б.А. Окраины континентов – главные нефтегазоносные зоны Земли // Сов. геология. 1984. № 7. С. 49–60.

Хатчинсон Д., Гольмшток А.Ю., Зоненшайн Л.П. и др. Особенности строения осадочной толщи оз. Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки // Геология и геофизика. 1993. № 10/11. С. 25–36.

Хворова И.В. Отложения островодужных систем // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 3–18.

Цейслер В.М. Формационные ряды платформ и бассейновые комплексы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 2. С. 3–9.

Чувашов Б.И. Палеозойские карбонатные платформы Уральского подвижного пояса и его обрамления (позднедевонские и раннекаменноугольные карбонатные платформы) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 68–87.

Шипилов Э.В., Мурзин Р.Р. Месторождения углеводородного сырья западной части российского шельфа Арктики: геология и закономерности размещения // Геология нефти и газа. 2001. № 4. С. 6–19.

Язева Р.Г. Осадочные бассейны активных окраин: современные обстановки и их уральские аналоги // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 98–105.

Bally A.M. Phanerozoic basin evolution in North America // Episodes. 1987. V. 10. N 4. P. 248–253.

Ingersoll R.V. Tectonics of sedimentary basins // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. V. 100. N 11. P. 1704–1719.

Klein G. de V. Current aspects of basin analysis // Sed. Geol. 1987. V. 50. N 1–3. P. 95–118.

Rasulov A.T., Bankwitz P., Bankwitz E. Triassische Grabenbildung und altkimmerische deformation am Ostrand der Osteuropaischen Tafel // Z. geol. Wiss. 1997. V. 25. N 1 / 2. P. 203–228.

Rosendahl B.R., Kilembe E. and Kaczmarik L. Comparison of the Tanganyika, Malawi and Turkana Rift zones from analyses of seismic reflection data // Tectonophysics. 1992. V.213. P.235–256.

Silvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. V. 100. № 11. P. 1666–1703.

Woldegabriel G., Aronson J.L., and Walter R.C. Geology, geochronology, and rift basin development in the central sector of the main Ethiopia Rift // Geol. Soc. Am. Bull. 1990. V. 102. № 4. P. 439–458.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А-субдукционная зона	152	Лагунный угленосный комплекс	50		
Аккреционная призма	151, 153	Литоцикл	27, 35		
Ассоциация литологическая	12	Литоритм	27, 30		
Б-субдукционная зона					
Барьерно-рифовая зона	147	Мегасутура сжатия	152		
Бассейн окраинно-платформенного типа	64	Межблоковый бассейн	65		
Бассейн осадконакопления (седиментационный)	55–57	Междуговый бассейн	158		
Бассейн породообразования	56	Микроконтинент	192		
Бассейн паннонского типа	180	Миогеоклиналь	48		
Бассейн платформенного типа	64	Миогеосинклиналь	47, 48		
Бассейн растяжения	123	Молассовая фация (моласса)	15, 49		
Бассейн синеклизный	81	Мутьевые потоки	51		
Верхняя моласса					
Впадина проседания	51	Надвиговый пояс форланда	53		
Высокоскоростная зона субдукции	159	Наддуговый бассейн	54		
Геоантиклиналь					
Геогенерация	9	Невулканическая дуга	151		
Геосинклиналь аппалачского типа	47	Нефтегазоносный осадочный бассейн	55		
Геосинклиналь средиземноморского типа	47	Нижняя моласса	50		
Геосинклинально-орогенный пояс	47	Низкоскоростная зона субдукции	160		
Глубоководный желоб	153	Область перисубдукционной активизации ...			
Грабен	80	167			
Гравититы (гравитационные потоки)	31, 51	Объемная скорость осадконакопления	59		
Граница Амперера	152	Олистострома	154		
Дельтовый осадочный бассейн					
Дивергентный сдвиг	106	Орогенная стадия	50		
Доорогенная фация	48	Орогенный пояс	50, 51		
Доорогенные граниты	48	Ортогеосинклиналь	47		
«Дофлишевая» фация	48	Осадочный бассейн	55		
Дофлишевый прогиб	48	Остаточный бассейн коллизионного пояса ...	183		
Задуговый бассейн					
Задуговый рифтогенез	159	Островодужная система	151, 152		
Зона Беньоффа	151	Офиолиты	48		
Интрагеоантиклиналь	50	Палеогидротермальное поле			
Инфрарифтовая стадия развития континентальной окраины	125	119			
Карбонатная платформа					
Классический геосинклинальный цикл ...	48, 49	Парагенез	5		
Коллизия	53, 150	Пассивная окраина континента	120		
Конвергентная граница	52, 151	Периконтинентально-платформенный бассейн ...	64		
Конвергентность	5, 12	Перикратонное погружение	64		
Конвергентный сдвиг	106	Перикреатоническая впадина	65		
Контуриты континентального подножья	52	Платформенный бассейн	80		
Контурное течение	123	Позднеколлизионный рифт	186		
Разломы роста					
		Позднеорогенная фация	49		
		Послеинверсионная суша	50		
		Постколлизионная дивергенция	54		
		Посторогенная (тафрогенная) стадия	51		
		Посторогенная фация	49		
		Посторогенные граниты	47		
		Преддуговый бассейн	156		
		Пригидротермальная фауна	119		
		Проградация	125		
		Проградирующий карбонатный риф	120		
		Разломы роста	129		

Раннеорогенная стадия	50	Триада Штейнманна	48
Режимы осадконакопления:			
– миграционный	37	Уровни организации геологических тел	5
– мутационный	37		
Петродуговый бассейн	152	Фаза транспрессии	114
Ритмит	30	Фаза транстенсии	114
Рифтовая долина	71	Фация	8
Рифтовая стадия развития платформенного бас- сейна	80	Флишевая фация	49
Рифтовая стадия развития континентальной окраины	125	Флишевая формация	15, 49
Рифтовый бассейн	71	Форланд	48, 171
		Формация осадочная	11
Сводовое поднятие	72		
Сдвиговый бассейн	104	Цикл Боума	31
Сдвиговый цикл	114	Цикл Уилсона	51
Седиментационная ванна	50, 173	Циклит	27
Сиквенс	36		
Синеклизная стадия развития платформенного бассейна	80	Шлир	15
Системный анализ	12		
Солянокупольная тектоника	81	Эвапориты	124
Спрединг океанского дна	51	Эвгесинклиналь	48
Спрединговый океан	51	Эвксинные фации	48
Спрединговый окраинный бассейн	53	Эвстатические колебания уровня океана	81
Спрединговый хребет	116	Эквифинальность	14
Субдукция	154	Экзотический террейн	154
Тафрогенная впадина	186	Элементарная геосинклиналь	48
Тафрогенная стадия	51	Эмерджентное свойство	5
Тектоно-седиментологическая модель развития задутовых бассейнов	163	Энсиалический прогиб	47
		Эпиконтинентальное шельфовое море	146
		Эшелонированный суббассейн	72
		«Break-up» несогласие	52, 125

**УКАЗАТЕЛЬ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ,
КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОТОРЫХ ИМЕЕТСЯ В ДАННОЙ РАБОТЕ**

Рифтовые бассейны северо-восточного Китая	73	Сулу-Палаванский бассейн	158
Бассейны Восточно-Африканской рифтовой зоны	75	Северо-Карибский бассейн	158
Среднерусский авлакоген	77	Гренадский бассейн	158
Кивиноуский авлакоген	78	Бассейн Андаманского моря	163
Западно-Сибирский мегабассейн	81	Бассейн Южно-Китайского моря	163
Северо-Европейский (Североморский) мегабассейн	86	Палеозойские бассейны восточного склона Урала	164
Енисей-Хатангский бассейн	91	Бассейн Уиллистон	168
Бассейн Мичиган	95	Бассейн Парадокс	168
Бассейн Мексиканского залива	98	Бассейн Паудер-Ривер	168
Бассейн Лос-Анджелес	109	Бассейн Денвер	168
Бассейн Сакраменто	109	Бассейн Бигхорн	168
Бассейн Сан-Хоакин	109	Бассейн Уинд-Ривер	168
Бассейн Мертвого моря	112	Бассейн Грин-Ривер	168
Бассейн Красного моря	115	Бассейн Уинта	170
Мегабассейн атлантической пассивной окраины Северо-Американской платформы	127	Бассейн Сан-Хуан	170
Мегабассейн восточной пассивной окраины Русской платформы	134	Индо-Гангский бассейн	171
Волго-Уральский осадочный мегабассейн	138	Пермский Предуральский форландовый бассейн	173
Бассейн Баренцева моря	140	Причерноморский форландовый бассейн	178
Печоморский бассейн	143	Венский межгорный бассейн	180
Южно-Карский бассейн	143	Паннонский межгорный бассейн	182
Бассейн Тонга	157	Трансильванский межгорный бассейн	182
Южно-Курильский бассейн	157	Ферганский межгорный бассейн	182
Курило-Камчатский бассейн	157	Прикаспийский бассейн	183
Бассейны западной активной окраины Южной Америки	158	Байкальский рифтовый бассейн	186
		Триасовые тафрогенные (грабеновые) бассейны восточного склона Урала	188
		Бассейн Роколл	193
		Бассейн Брокен	194

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Часть I. ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ	
Глава 1. Формационный анализ	5
1.1. Место и роль формаций в иерархии геологических тел	5
1.2. История изучения формаций и основные направления формационного анализа	6
1.3. Осадочные формации, их роль в геологической истории	11
1.4. Методология формационных исследований	12
Вопросы для самопроверки	15
Глава 2. Признаки осадочных формаций, их выделение и классификация.....	15
2.1. Признаки осадочных формаций	15
2.2. Классификации осадочных формаций	16
2.3. Выделение осадочных формаций	18
Вопросы для самопроверки	27
Глава 3. Закономерности строения (цикличность) – важнейшая характеристика осадочных формаций	27
3.1. Общие представления: причины и факторы формирования цикличности.....	27
3.2. Основные типы циклов и их характеристика.....	29
3.3. Цикличность в формационном анализе.....	35
Вопросы для самопроверки	37
Глава 4. Основные типы осадочных формаций	38
Вопросы для самопроверки	44
Литература к части I	44
Часть II. ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ	
Глава 5. Тектонические структуры и осадконакопление	47
Вопросы для самопроверки	59
Глава 6. Классификации осадочных бассейнов	59
Вопросы для самопроверки	71
Глава 7. Осадочные бассейны рифтогенных внутриконтинентальных обстановок	71
7.1. Осадочные бассейны внутриконтинентальных рифтов и авлакогенов	71
7.2. Бассейны надрифтовых впадин	80
7.3. Сдвиговые бассейны в пределах рифтогенных систем	103
Вопросы для самопроверки	115
Глава 8. Осадочные бассейны рифтогенных межконтинентальных и океанических обстановок	115
8.1. Осадочные бассейны межконтинентальных рифтов	115
8.2. Бассейны океанических рифтов	115
Вопросы для самопроверки	120
Глава 9. Осадочные бассейны пассивных окраин континентов и микроконтинентов	120
Вопросы для самопроверки	150

Глава 10. Осадочные бассейны активных окраин континентов	150
10.1. Осадочные бассейны глубоководных желобов	152
10.2. Преддуговые осадочные бассейны	156
10.3. Междуговые осадочные бассейны	158
10.4. Задуговые осадочные бассейны и бассейны окраинных морей	159
Вопросы для самопроверки	167
 Глава 11. Осадочные бассейны коллизионных обстановок	167
11.1. Впадины областей перисубдукционной активизации	167
11.2. Осадочные бассейны краевых прогибов коллизионных поясов (форландовые бассейны) ...	171
11.3. Осадочные бассейны внутренних (межгорных) впадин коллизионных поясов	180
11.4. Остаточные бассейны коллизионных поясов	183
11.5. Осадочные бассейны позднеколлизионных рифтов (тафрогенные впадины)	186
Вопросы для самопроверки	192
 Глава 12. Внутриплитные осадочные бассейны	192
Вопросы для самопроверки	194
 Заключение	194
 Литература к части II	196
 Предметный указатель	199
 Указатель осадочных бассейнов, краткая характеристика которых имеется в данной работе ...	201
 Оглавление	202

Заявки на книгу направлять по адресу:
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
Уральская государственная горно-геологическая академия
Кафедра литологии и геологии горючих ископаемых

Андрей Викторович МАСЛОВ
Валерий Порфирьевич АЛЕКСЕЕВ

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

Учебное пособие

Редакторы Л.В. Устьянцева, Ю.Б. Корнилов
Компьютерная верстка Н.С. Глушкива
Дизайн обложки А.Ю. Корнилова

ЛР № 020256 от 20.01.97

Подписано в печать 28.10.03
Усл. печ. л. 25,5

Печать офсетная
Уч.-изд. л. 26,4

Тираж 200

Формат 60×84 1/8
Заказ 286

Информационно-издательский центр
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
Уральская государственная горно-геологическая академия

ООО “ИРА УГК”, 620119, г. Екатеринбург, ул. К. Либкнехта, 42.

Маслов Андрей Викторович

Доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией литологии Института геологии и геохимии Уральского отделения РАН. Основные научные интересы: литология и седиментология позднедокембрийских осадочных последовательностей, петрография, петрохимия и геохимия осадочных пород. Автор и соавтор около 300 научных работ, в том числе 11 монографий. Председатель Уральской секции Межведомственного литологического комитета Отделения по наукам о Земле РАН, зам. председателя докембрийской секции Уральского РМСК и член Научного совета по проблемам докембра РАН, заместитель главного редактора журнала "Литосфера".

E-mail: maslov@igg.uran.ru

Алексеев Валерий Порфириевич

Доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой литологии и геологии горючих ископаемых УГГГА. Основные научные интересы: общие вопросы литологии, геологии и литологофациальный анализ угленосных отложений. Особенно детально изучались и продолжают изучаться юрские угленосные отложения Урала, Северного Казахстана, Западной, Южной и Восточной Сибири. Автор и соавтор 190 научных и учебно-методических работ, в том числе 13 вышедших отдельными изданиями (учебные пособия, препринты, монография). Руководитель секции литологии твердых горючих ископаемых Межведомственного литологического комитета, ответственный редактор Межвузовского научного тематического сборника "Геология угольных месторождений" и серии "Геология и геофизика" Известий УГГГА. Член редколлегий журналов "Литология и полезные ископаемые" и "Литосфера".

E-mail: igg.lggi@usmga.ru