

В.Ф. ГОРБАЧЕВ

НОВАЯ
ГЛОБАЛЬНАЯ
ТЕКТОНИКА
И НЕФТЕ-
ГАЗОНОСНОСТЬ
ОСАДОЧНЫХ
БАССЕЙНОВ

В.Ф. ГОРБАЧЕВ

НОВАЯ
ГЛОБАЛЬНАЯ
ТЕКТОНИКА
И НЕФТЕ-
ГАЗОНОСНОСТЬ
ОСАДОЧНЫХ
БАССЕЙНОВ



МОСКВА «НЕДРА» 1983



4444

Горбачев В.Ф. Новая глобальная тектоника и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Недра, 1983. — 269 с.

Рассмотрены основные положения новой глобальной тектоники, условия формирования осадочных бассейнов, закономерности осадконакопления, распределения органического вещества и теплового потока по площади плит. Показано, что континентальный склон и подножие характеризуются всеми необходимыми условиями для нефтегазообразования.

Для геологов и геофизиков научно-исследовательских организаций, занимающихся оценкой перспектив нефтегазоносности укрупненных территорий. Может быть полезна преподавателям и студентам вузов и факультетов нефтяного профиля.

Табл. 42, ил. 71, список лит. — 48 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *А.А. Ковалев* (ГКНТ)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Создание надежной сырьевой базы нефтяной и газовой промышленности в СССР представляет собой важную народнохозяйственную задачу, поставленную решениями XXV и XXVI съездов КПСС и призванную существенно улучшить размещение производительных сил, ускорить освоение топливно-энергетических ресурсов в восточных и северных районах страны.

Открытие месторождений нефти и газа в Якутской АССР и Иркутской области свидетельствует в целом о перспективности в нефтегазоносном отношении Восточной Сибири, но геологическая изученность ее крайне неравномерна.

Среди новых, еще неосвоенных нефтегазоносных бассейнов восточной части СССР наиболее перспективными являются осадочные бассейны Сибирской платформы. Потенциальные ресурсы этого региона связаны с осадочными бассейнами двух существенно различных структурных этажей — позднепалеозойско-мезозойского и позднедокембрийско-раннепалеозойского.

Разнородные геологические и экономико-географические условия проведения работ, большие затраты, необходимые для подготовки запасов нефти и газа в Восточной Сибири, требуют разработки научно обоснованных направлений поисково-разведочных работ на базе новых теоретических концепций формирования и размещения зон нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции.

Известно, что основными факторами, влияющими на оценку перспектив нефтегазоносности крупных структурно-тектонических единиц, являются: 1) наличие в разрезе мощной толщи осадочных пород как пластов-коллекторов, так и экранирующих горизонтов; 2) развитие газонефтепродуцирующих толщ, потенциальные возможности которых достаточны для формирования промышленных запасов углеводородов (УВ); 3) благоприятные термодинамические условия бассейна осадконакопления, в разрезе которого выделяются нефтегазоматеринские отложения, обеспечивающие наступления главной фазы нефте- и газообразования.

Однако практика поисково-разведочных работ на нефть и газ показывает, что при наличии таких определяющих показателей нефтегазоносности осадочных бассейнов неогля, как развитие мощного осадочного чехла, в разрезе которого присутствуют нефтегазоматеринские свиты, промышленных залежей нефти и (или) газа в некоторых случаях не обнаружено.

Таким образом, стало очевидным, что подход к изучению формирования и эволюции нефтегазоносных бассейнов с "классических" позиций геологии континентов (платформенно-геосинклинальной) сталкивается с определенными трудностями, поскольку строение современных седиментационных бассейнов, формирующихся в системе Мирового океана, включая окраинные и внутренние моря (например, Байкал, Аральское, Каспийское моря и др.), не представляет собой полный эквивалент древних их аналогов. Последние являются фрагментами, или, точнее, деструктивными элементами, их современных эталонов.

Всесторонний анализ количественного распределения осадочного материала и скоростей его седиментации в Мировом океане показал [22], что сложное и закономерное сочетание циркумконтинентальной и климатической зональностей, четко обусловленных тектонической зональностью, приводит ко всему многообразию осадочного процесса, к накоплению весьма своеобразных, сложных и различных по составу осадков. При этом очень важным является то, что осадочные образования, формирующиеся на материковой окраине континентов, включающей шельф, континентальный склон и его подножие и абиссаль, составляют определенный ряд формаций [3], которые последовательно и закономерно сменяют друг друга.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что строение континентального склона и его подножия необходимо рассматривать не в качестве самостоятельных седиментационных осадочных бассейнов, как это считает В.Б. Оленин [29], а всего лишь как элемент единого седиментационного бассейна, в структуре которого наблюдаются шельф, континентальный склон, подножие и абиссаль.

В последние годы в результате значительного расширения исследований дна Мирового океана и в частности в результате глубоководного бурения с бурового судна "Гломар Челленджер", основные положения развития земной коры сформулированы в стройную теорию, которая известна в настоящее время как тектоника литосферных плит, или новая глобальная тектоника.

С точки зрения теории новой глобальной тектоники геодинамические обстановки формирования литосферной оболочки Земли в целом и ее осадочных бассейнов в частности существовали, начиная с самых ранних этапов ее развития, но положение континентов и окружающих их океанов было иным, чем в настоящее время. В ходе эволюции происходило непрерывное формирование новой океанической коры в срединно-океанических хребтах, движение литосферных плит и поглощение их в активных окраинах плит (в зонах Заварицко-го — Беньоффа). В связи с этим рассматривать условия формирования и эволюции седиментационных бассейнов без учета представлений об истории и строении океанов представляется невозможным.

Изучение вещественного состава осадков ложа океанических пространств дало возможность установить основные закономерности осадконакопления и распределения органического вещества (ОВ) в них. Исследования по изучению геознергетических ресурсов, проявляющихся в различных районах литосферных плит во времени и пространстве, позволило выделить зоны, в пределах которых наблюдаются повышенные тепловые потоки, причем временной интервал их проявления строго ограничен.

Комплексная интерпретация этих материалов позволяет в значительной степени пересмотреть наши представления об основных источниках (структурно-морфологических областях) генерации УВ и в связи с этим о закономерностях размещения их месторождений. Использование полученных результатов в практической деятельности геологических организаций будет способствовать повышению эффективности поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Проблема, которой посвящена монография, требует одновременного рассмотрения большого числа вопросов. Поэтому изложение

ведется в сжатой форме. Основное внимание читателя акцентируется на тех положениях, которые, по мнению автора, являются определяющими при классифицировании осадочных бассейнов по их перспективности на нефть и газ. Так, геодинамические обстановки формирования осадочных бассейнов рассмотрены с позиции теории тектоники литосферных плит, или новой глобальной тектоники, показаны закономерности современного осадкоотложения и распределения ОВ в этих бассейнах и их влияние на потенциальные нефтегазогенерационные возможности отдельных структурно-морфологических элементов бассейнов, и следовательно, на размещение залежей нефти и газа в них.

Теоретические положения о главных областях генерации УВ, формирующих в основном величину первоначальных потенциальных ресурсов нефти и газа бассейна, и обуславливающих закономерности размещения их залежей, рассмотрены и подтверждены материалами бурения по такому хорошо изученному в нефтегазоносном отношении региону, как Северо-Американский континент.

Надежная корреляционная связь, установленная по материалам Северо-Американского континента, указывает на необходимость использования разработанных автором методических принципов оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов в практике поисково-разведочных работ как в старых регионах (например, Урал и Предуралье, Кавказ и Предкавказье), так и в новых, малоизученных регионах (Сибирская платформа).

Следует подчеркнуть, что приведенные в настоящей монографии доказательства о необходимости выделения главной структурно-морфологической области нефтегазообразования стали возможными в результате синтеза основных положений четырех независимо развивающихся направлений естественных наук: геотектоники, или новой глобальной тектоники (К. Ле Пишон, О.Г. Сорохтин, В.Е. Хаин, А.Л. Яншин и др.), осадкообразования и литогенеза (Н.М. Страхов, П.Л. Безруков, А.П. Лисицин и др.), геохимии ОВ (Н.Б. Вассоевич, В.А. Соколов, Е.А. Романкевич и др.) и геоэнергетики геологических процессов (М.В. Гзовский, Е.А. Любимова и др.).

В процессе работы по рассматриваемой в книге проблеме и в период ее написания неоценимую помощь автору оказали многолетнее творческое содружество, дискуссии, ценные советы В.И. Ермакова, И.П. Жабрева, Б.П. Жижченко, А.Э. Конторовича, В.Н. Корценштейна, В.Д. Наливкина, И.И. Нестерова, В.В. Семеновича, Б.А. Соколова, В.Л. Соколова, В.С. Суркова, А.А. Трофимука, В.Е. Хаина.

Выполнение намеченной программы по изучению и сопоставлению геодинамических обстановок формирования осадочных бассейнов различных регионов в широком смысле понимания этого процесса не могло быть столь плодотворным без оказания помощи на отдельных этапах исследований со стороны Г.Н. Богословской, С.Н. Гушковой, А.Г. Ефремовой, Н.И. Леонгард, Э.Е. Лондон, В.Н. Павловой.

В подготовке рукописи к печати и оформлении — неоценимую помощь автору оказали О.В. Бушина, З.В. Шумицкая, Н.В. Еремеева, В.Е. Варламова.

Всем лицам, помогавшим в работе над монографией, автор выражает свою искреннюю признательность.

РАЗДЕЛ I

НОВЫЕ ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НЕДР

ГЛАВА 1 ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Закономерное положение в пространстве геологических объектов привлекло внимание многих исследователей. В 1933 г. Г.Э. Ог писал, что любая удовлетворительная тектоническая теория должна объяснять не только происхождение, но и локализацию тех или иных структурных элементов. Это относится в полной мере и к осадочным бассейнам вообще и к нефтегазоносным бассейнам в частности.

Проблема формирования и эволюции осадочных бассейнов — одна из важнейших и до настоящего времени до конца не решенная в отношении изучения нефтегазоносности недр.

В 1975 г. А.Дж. Фишер, рассматривая генезис и историю развития бассейнов с точки зрения теории тектоники литосферных плит, приходит к выводу о том, что геологическое строение бассейнов, их генезис и особенности развития должны играть главную роль в аккумуляции горючих ископаемых и других минеральных ресурсов, концентрирующихся в процессе диагенеза. В этом смысле изучение бассейнов только начато.

Дж.У. Портер, Р.Г. Маккроссан (данные 1975 г.) считают, что объективная оценка потенциальных ресурсов нефти и газа может быть дана на основе "бассейнового" анализа, так как генетический тип бассейна представляет собой основу такой оценки. В рекомендуемой схеме оценки ресурсов нефти и газа эти исследователи одним из основных видов работ считают выделение бассейнов различных типов, подчеркивая при этом, что оно должно базироваться на общепризнанной классификационной основе.

В одной из последних работ, посвященных методу оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов на историко-генетической основе, в которой дан критический анализ развития взглядов на нефтегазогеологическое районирование крупных территорий с позиций учения об осадочных бассейнах, Б.А. Соколов [34] все рассмотренные им классификации (более 20) подразделил на три группы: тектонические, тектоно-динамические и историко-тектонические. Следует отметить, что такое разделение классификаций на группы представляется не вполне удачным, так как тектоно-динамическая классификация отличается от историко-тектонической тем, что в первой определяющим фактором является формирование зон нефтегазоаккумуляции в осадочном бассейне, а во втором — принцип образования нефтегазоносного бассейна как целостной системы. Как следует из указанного, различия в методическом подходе заключаются лишь в том, что в первом случае (по Б.А. Соколову) рассматривается как основной показатель зона нефтегазоаккумуляции, а во втором — нефтегазоносный бассейн как целостная система. Эти различия намечены Б.А. Соколовым с большой долей условности, так как зо-

на нефтегазонакопления, как известно, представляет собой элемент нефтегазоносного бассейна. По-видимому, последнее побудило Б.А. Соколова [34, с. 42—43] "создать собственный вариант классификации нефтегазоносных бассейнов, учитывающий условия формирования бассейнов, определяющих специфику процессов нефтегазообразования и накопления нефти и газа в их пределах. Эта специфика выражается в конкретном проявлении стадийности нефтеобразования, зональности формирования коллекторов и покрышек, в пространственном и временном взаимоотношении очагов генерации и зон аккумуляции УВ, латеральной и вертикальной зональности размещения скоплений УВ". Здесь совершенно справедливо подчеркивается, что условия или геодинамические обстановки формирования осадочных бассейнов являются первопричиной масштабов их нефтегазоносности, так как нефть и газ в виде включений или нефтегазопроявлений встречаются повсеместно практически во всех бассейнах, в которых проводился определенный объем геологоразведочных работ, в промышленных концентрациях они присутствуют в сравнительно ограниченных бассейнах. Одновременно с этим Б.А. Соколов указывает, что в предлагаемой им эволюционно-тектонической классификации бассейнов специфика их нефтегазоносности определена исходя из тектонического положения и развития. Таким образом, классификация Б.А. Соколова (табл. 1), так же как и его предшественников [4, 28, 29 и др.], базируется на современном тектоническом положении бассейнов (выделяются платформенный, геосинклинальный и океанический типы бассейнов).

Анализ существующих представлений об оценке перспектив нефтегазоносности крупных структурно-тектонических территорий с позиций учения о нефтегазоносных бассейнах, выражающихся в их классификациях, позволяет высказать несколько соображений: 1) большое значение классификаций осадочных бассейнов (И.О. Брода, В.Г. Васильева, И.В. Высоккого, Н.А. Еременко, В.Е. Хаина и др.) отражает тектонический принцип дифференциации осадочных бассейнов по современному положению в общей структуре региона; 2) дальнейшее развитие тектонических классификаций привело, по мнению автора, к созданию тектоно-геоморфологических разновидностей, в которых выделяются платформенно-орогенные с одно- и многосторонним обрамлением или складчато-платформенные бассейны и др.; 3) введение в классификацию осадочных бассейнов понятия "онтогенез нефти и газа", отражающего, по мнению авторов этого термина, условия генерации УВ, их аккумуляцию и консервацию в залежах, не нашло практического применения (табл. 2). В.Б. Оленин [29] указывает, что онтогенез нефти и газа хотя и отличается довольно существенно на платформах и в геосинклинальных складчатых областях, но эти отличия не позволяют строго разграничивать рассматриваемую территорию на области, в пределах которых развиты бассейны с онтогенезом нефти и газа, характерным только для платформ или геосинклинальных складчатых поясов. Отнесение того или иного бассейна к какой-либо категории не свидетельствует о степени перспективности на нефть и газ бассейна в целом или его элемента, так как при прочих равных условиях в каждом случае более высокой оценки перспектив нефтегазоносности среди сравниваемых бассейнов заслуживает тот, в котором больший объем пород-генераторов УВ.

Таблица 1

Эволюционно-тектоническая классификация нефтегазоносных бассейнов [34]

Тип	Подтип	Класс	Примеры бассейнов
Платформенный	Внутриплатформенный	Рифтовый	Суэцкий, Рейнский
		Синеклизный	Североморский, Западно-Сибирский, Мичиганский, Среднерусский, Балтийский, Тунгусский
		Платформенно-орогенный с односторонним обрамлением	Южно-Мангышлакский, Денвер, Паудер-Ривер
		с многосторонним обрамлением	Бассейны Скалистых гор, Ферганский
	Окраинно-платформенный	Окраинно-рифтовый перикратонный периконтинентально-платформенный	Камбейский, Св.Лаврентия, Восточно-Канадский, Ливийский, Северо-Черноморский, Анабаро-Ленский, Маккензи Бассейны Атлантического побережья Африки и Южной Америки
	Складчато-платформенный	Волго-Уральский, бассейны Персидского залива, Лено-Вилуйский, Азово-Кубанский, Тимор-Бонапарта	
Геосинклинально-складчатый	Геосинклинальный	Периокеанический: фронтальнодуговой внутридуговой тылодуговой	Тонга, Бардабос Валкекон, Сулавеси Тайваньский, Южно-Охотский
		Орогенный	Внутрискладчатый
		Межгорный	Южно-Каспийский, Паннонский, Марокканский, бассейны Адриатического моря, Венский
		Периконтинентально-складчатый	Бассейны Западного побережья Северной Америки, Гуаякильский
		Наложено-рифтовый	Лос-Анджелес, Грейт-Валли, Титикака
Океанический	Микрократонный	Внутриблоковый Межблоковый	Брокен, Хаттон-Роколл, Фиджи-Роколл

Нефтегазоносные бассейны		Структурная характеристика	Типичные бассейны (доказанные и возможные — НГБ—ВНГБ)
Гомогенные	С онтогенезом нефти и газа, свойственным платформам	Слабо затронутые разрывами Плита Синеклиза Периконтинентальная впадина Впадина синклиналичного строения: 1) внутрискладчатой системы 2) на срединном массиве	Западно-Сибирский Мичиганский, Иллинойский Новошотландский, Блейк (ВНГБ) Восточно-Канадский, Шотландский Игл-Плейн (ВНГБ)
	Сильно нарушенные разрывами	Платформенный грабен Грабенообразная впадина Периконтинентальный полу-грабен	Рейнский, Красноморский, Баийа Долины р.Св.Лаврентия, Перт, Карнарвон
	Вертикально-комбинированные Латерально-комбинированные	Синеклиза и подстилающий грабен Плита или синеклиза и примыкающие грабеи и полуграбеи	Днепровско-Донецкий, Сунляо, Гипсленд Сахаро-Присредиземноморский, Ордос

Продолжение таблицы 2

Нефтегазоносные бассейны		Структурная характеристика		Типичные бассейны (доказанные и возможные — НГБ—ВНГБ)
	С онтогенезом нефти и газа, присущим геосинклинальным складчатым поясам		Синклиорий или грабен-синклиорий	Центрально-Карпатский, Ирравадийско-Андаманский
Гетерогенные	Латерально-гетерогенные	Простые	Впадина в сочленении: 1) платформы со складчатой системой	Азово-Кубанский, Персидского залива, Северо-Предкарпатский
			2) платформы с эпиплатформенным орогеном	Денвер, Паудер-Ривер
			Синеклиза и смежный прогиб перед внутриплатформенной подвижной зоной	Западный Внутренний
		Сложные	Впадина со срединным массивом	Адриатический, Ассамский, Маракаибский

Нефтегазоносные бассейны		Структурная характеристика	Типичные бассейны (доказанные и возможные — НГБ—ВНГБ)
Вертикально-гетерогенные		Внутренняя впадина эпиплатформенного орогена	Ферганский, Биг-Хорн, Грин-Ривер
		Авлакоген	Амадиес
	С верхним этажом, сильно нарушенным разрывами	Внутрискладчатый грабен	Венский, Кук-Инлет
	С верхним этажом, слабо затронутым разрывами	Синклиорий с наложенной впадиной синклинального строения	Бристоль, Бэй-Нушагэк (ВНГБ)
	Комплексно-гетерогенные	Узловая синеклиза; примыкающие в плане и подстилающие элементы складчатых систем	Волго-Уральский, Мексиканского залива

Таблица 3

Классификация осадочных бассейнов (по Н.Д. Клемме, 1980 г. с упрощениями)

Основные параметры	Внутриконтинентные		Окраинно-			
	кратонные		рифтовые	бордерленловые периконти		
	внутренние			прогнутые в малых океанических бассейнах		
	простые	сложные		закрытые	только-гратовые	открытые
Запасы УВ, %, от запасов по миру	1,5	2,5	10	—	48	—
Литологический состав пород бассейна	$\frac{60^x}{40}$	$\frac{75}{25}$	$\frac{60}{40}$	$\frac{35}{65}$	—	$\frac{50}{50}$
Геологический возраст	Палеозой	Палеозой, мезозой	Верхний палеозой, мезозой, третичный	Верхний палеозой, мезозой, третичный		
Тектоническое положение бассейна	Внутрикратонное	Окраинно-кратонное	Рифтовое	Зона столкновения	Малых океанических бассейнов	
Тип земной коры	Континентальный			Переходный		

^x В числителе — содержание (%) терригенных пород, в знаменателе — карбонатных.

Из приведенного анализа представлений различных исследователей по методике нефтегазогеологического районирования, одного из важнейших разделов геологии нефти и газа, видно, что они характеризуются значительными расхождениями, которые выражаются в первую очередь в том, что разработка теоретических основ нефтегазогеологического районирования осуществляются в двух направлениях. В одном из них (А.А. Бакиров, М.Ф. Мирчинк, В.Д. Наливкин, В.С. Лазарев, Г.П. Сверчков, Н.Ю. Успенская) в качестве главных элементов используются нефтегазоносные провинции, области и районы. В другом направлении, как отмечалось выше, за основные элементы нефтегазогеологического районирования приняты нефтегазоносные бассейны.

За последние годы появились новые теоретические и фактические материалы по условиям формирования структур литосферы Земли [1, 35, 40 и др.], закономерностям осадконакопления и распределения в осадочной толще органического вещества [3, 22, 31 и др.], геознергетическому балансу геологических процессов.

континентные (краевые или внутренние)		внутрискладчатые (межгорные) субдукционные (подвигающиеся)					срединные	дельтовые
раздвигающиеся (пассивная материковая окраина)		преддуговые	с тыльной стороны дуги	бездуговые				
параллельные	обратные экзогеосинклинальные							
—	0,5	—	7,5	—	2,5		5	
—	$\frac{70}{30}$	—	$\frac{90}{10}$	—	$\frac{90}{10}$		$\frac{100}{?}$	
Мезозой, третичный		Верхний мезозой, третичный			Верхний мезозой, третичный		Третичный, четвертичный	
Дивергентных окраин		Конвергентных окраин					Крупных континентных дельт	
		субдукции			срединных			
Океанический								

Идеи мобилистских геодинамических моделей развития литосферы Земли и разработанная к этому времени теория тектоники литосферных плит дали ценную основу для классифицирования осадочных бассейнов, учитывающую условия формирования их осадочного выполнения. За рубежом наиболее распространенной является классификация нефтегазоносных бассейнов (табл. 3) Х.Д. Клемме. В основу классификации Х.Д. Клемме положены факторы, обуславливающие образование бассейна. Они определяют структурные особенности и специфику осадконакопления. Таким образом, можно констатировать, что при классифицировании осадочных бассейнов на базе теории тектоники литосферных плит основным фактором, определяющим тип бассейна, является геодинамическая обстановка его формирования.

Основным недостатком рассмотренных классификаций, по мнению автора, является отсутствие в них четких критериев отнесения того или иного бассейна к определенному классу или подклассу. Так, в классификации Т. Томпсона 1976 г. осадочный бассейн Суэц-

кого залива (табл. 4) отнесен к рифтовым долинам, а продолжающий его на юг бассейн Красного моря и Аденского залива — к дивергентным бассейнам морских впадин.

Фактический материал и выводы по ряду новых фундаментальных наук о Земле позволяют автору в значительной степени углубить и расширить существующие представления о нефтегазогеологическом районировании крупных структурно-тектонических территорий с выделением в их пределах нефтегазоносных бассейнов различных генетических типов.

Генетический тип осадочного бассейна определяется геодинамическими обстановками формирования, которые обуславливают осадконакопление, распределение ОВ и тепловую характеристику. Иными словами, генетические условия, или геодинамические обстановки формирования осадочных бассейнов, определяют их нефтегазовый потенциал, а следовательно, и перспективы нефтегазоносности.

Рассматривая вопросы формирования и эволюции структуры земной коры и ее осадочных бассейнов, необходимо руководствоваться определенной генетической (геодинамической) гипотезой.

В последние два десятилетия в результате значительного расширения исследований дна Мирового океана были получены совершенно новые данные, позволившие пересмотреть фундаментальные положения происхождения земной коры и отказаться от старых представлений о природе геодинамических процессов, действующих в мантии и литосферной оболочке Земли. Комплексная интерпретация этих данных привела к созданию стройной теории развития земной коры, которая известна в настоящее время как тектоника литосферных плит, или новая глобальная тектоника. Она, по выражению В.Е. Хаина (1973 г.) представляет собой несомненно выдающееся достижение развития геотектоники.

Как отмечают А.С. Монин и О.Г. Сорохтин [26, с. 6], "... теория тектоники литосферных плит привела к глубокому преобразованию классических геологических представлений и по существу произвела революцию в науках о Земле. При этом новая теория не противостояла позитивным геологическим знаниям, собранным за все время существования геологии как науки. Наоборот, она органически впитала их в себя и дала им новое звучание. Значение этой теории для геологии без всяких преувеличений можно сравнить лишь со значением квантовой механики для физики, молекулярной генетики для биологии и кибернетики для техники".

В нашу задачу не входит подробное рассмотрение всех положений этой теории — они освещены в ряде работ [19, 21, 35 и др.]. В монографии К. Ле Пишона, Ж. Франшто, Ж. Боннина [21], содержится, по выражению В.Е. Хаина, полное и академическое изложение предмета тектоники плит и, что самое главное, подробное рассмотрение геометрии предполагаемого движения литосферных плит, т. е. той части теории, которая менее всего освещена в литературе и труднее всего воспринимается геологами.

Современные представления о природе крупномасштабных движений земной коры и мантии рассматриваются в книге Е.В. Артюшкова [1]. Им подробно проанализированы глубинные процессы, происходящие в мантии, взаимодействия их с литосферой, вызывающие

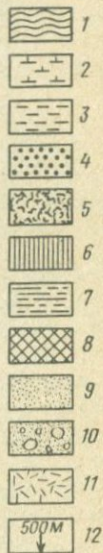
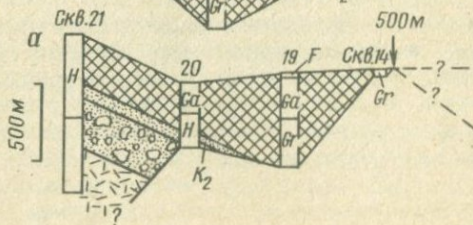
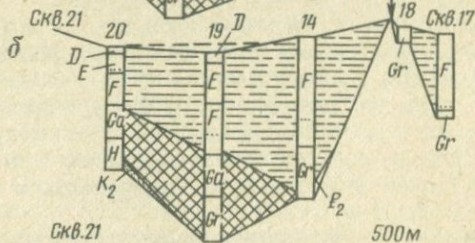
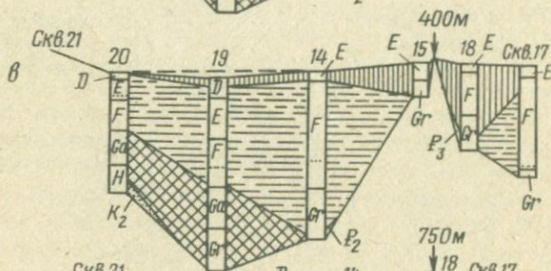
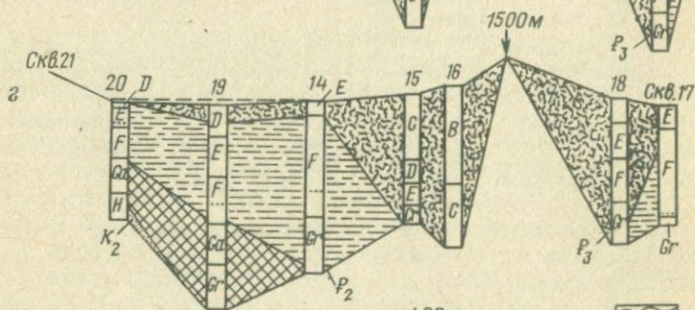
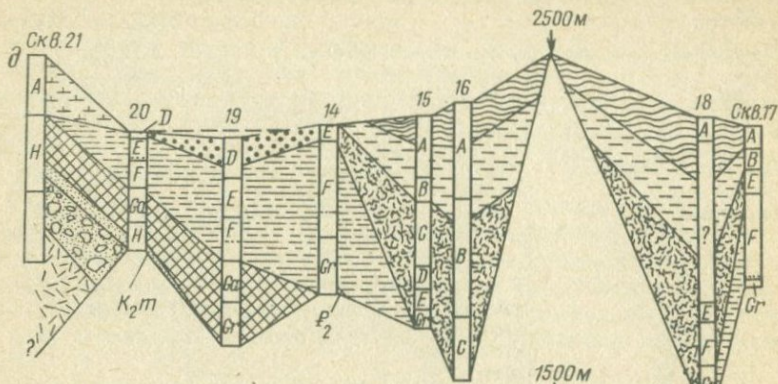
Таблица 4

Классификация нефтегазоносных бассейнов (по Т. Томпсону, 1976 г., с дополнением Б.А. Соколова [34])

Тип	Класс	Подкласс	Примеры бассейнов	
			Современные	Ископаемые
Дивергентный (раздвига) или атлантический	Рифтовый	Рифтовых долин Грабенов растяжения	Суэцкий, Восточной Африки Реконкаво, Калифорния	Рейнский, Сирт Лос-Анджелес, Сакраменто, Скалистые горы
		Континентальной ветви тройного сочленения	Дельта Конго, дельта Амазонки, Камбей	Анабарко, Арбокл, Вилкойский
	Морских впадин	—	Красного моря, Аденского залива	Северного моря, Лабрадорский, Западно-Сибирский
Конвергентный (сжатия) или тихоокеанский	Краевой / прибрежно-океанический	—	Прибрежные: Африки, Америки, Индостана, Западной Австралии	Мексиканский залив
		Андийский	Фронтальных окраин	Тихоокеанского побережья Южной Америки
	Азиатско-Тихоокеанский	Тыловых окраин Блоково-сбросовой Надвигающих	Ирак, Суматра, бассейны окраинных морей Тонго-Барбадос, Южно-Аляскинский	Предандийский, передовых прогибов Передовых прогибов Предуральский, Предкавказский, и др.
Трансформный	—	—	—	—

напряжения в литосферном слое. Важным является то, что Е.В. Артюшков с единых геодинамических позиций взаимодействия процессов в мантии и литосфере, распределения в пространстве и времени движений земной коры рассматривает природу формирования осадочных бассейнов как в платформенных областях (внутриконтинентных — В.Г.), так и на пассивных окраинах континентов (периконтинентных В.Г.), в рифтогенных, внутренних и краевых морях.

Особо следует подчеркнуть фундаментальное изложение эволюционной теории Земли, включающее анализ тектонической активности литосферной оболочки, процессов образования и разрушения земной коры, происхождения континентов и океанов, с точки зрения теории тектоники литосферных плит. В данной работе изложена теория тектоники литосферных плит, включая природу вертикальных движений земной коры (О.Г. Сорохтин), тектонических режимов развития материковых платформ (В.Е. Хаин), современной геоди-



намической обстановки Земли, ее палеогеодинамики и дрейфа континентов (Л.П. Зоненшайн). Совершенно справедливо в работе подчеркивается, что образование океанической коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, развитие океанических впадин, включая накопление в них осадков, т. е. формирование осадочных бассейнов на пассивных материковых окраинах, в краевых и внутренних морях происходит не на так называемом геосинклинальном этапе, а в процессе дивергенции и конвергенции литосферных плит. Из этого следует, что разновидности геосинклинальных структур не выражены в современной геодинамической обстановке Земли.

Учитывая изложенное выше, остановимся на отдельных, общих положениях теории тектоники литосферных плит, имеющих отношение к проблеме геологии нефти и газа.

Тектоника литосферных плит объясняет тектоническую активность, наблюдающуюся в верхней литосферной оболочке Земли, взаимодействием жестких литосферных плит, границами которых являются сейсмические пояса. Литосферные плиты испытывают деформации исключительно на границах, а движения внутри них относятся к эпэйрогенетическим. Литосферные плиты по строению и составу включают, как правило, участки как с океанической, так и с континентальной корой. Только одна Тихоокеанская плита имеет исключительно океаническую поверхность, а остальные включают материковую и океаническую поверхности. Литосферные плиты находятся в относительном движении; они раздвигаются от гребней срединно-океанических хребтов, вдоль которых образуется новая океаническая литосфера (нарастающие края плит, или конструктивные границы плит), перемещаются относительно друг друга вдоль больших горизонтальных сдвигов (трансформных разломов), где литосфера не формируется и не уничтожается, т. е. консервативна, и сходятся в дугах сжатия (глубоководный желоб, островная дуга и активная окраина континентов), в пределах которых одна из плит погружается в астеносферу и разрушается (деструктивные или конвергентные границы плит).

Если на гребнях срединно-океанических хребтов [21] ежегодно образуется около 2,6 км² новой литосферной поверхности, то в островных дугах, желобах и молодых горных поясах разрушаются литосферные плиты примерно такой же площади.

Осадочные бассейны представляют собой производные элементы литосферной оболочки Земли, или элементы литосферной

РИС. 1. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА (А. Е. MAXWELL, R. P. HERZEN, K. I. HSU ET AL., 1970 г.):

a — конец эоцена (возраст 37 млн. лет, скорость разрастания 1,9 см/год); *b* — конец олигоцена (26 млн. лет, 1,8 см/год); *в* — ранний миоцен — конец аквитанского времени (23 млн. лет, 1,5 см/год); *г* — конец миоцена (6 млн. лет, 2,0 см/год); *д* — четвертичные отложения.
Отложения: 1 — плейстоценовые, 2 — плиоценовые и более молодые, 3 — миоценовые, 4 — миоценовые и более молодые, 5 — миоценовые, 6 — нижнемиоценовые, 7 — олигоценовые, 8 — эоценовые, 9 — палеоценовые, 10 — маастрихтские, 11 — кампанские, 12 — высота океанического хребта относительно уровня компенсации карбоната кальция.
Илы: *A* — Альбатрос, *B* — Блейк, *C* — Челленджер, *E* — Эндевор, *F* — Фрам, *Ga* — Газелли, *Gr* — Гремпесс, *H* — Ирондель, *D* — глина Дискавери

плиты, формирование которой происходит в результате крупномасштабных движений земной коры и мантии (Приложение 1). Все эти движения рассмотреть в одной работе невозможно, поэтому нами охарактеризованы лишь главные, определяющие геодинамические обстановки формирования осадочных бассейнов.

Какие процессы происходят на конструктивных и деструктивных границах плит и какое они имеют значение для формирования осадочных бассейнов?

Конструктивные границы литосферных плит (гребни срединно-океанических хребтов) определяются как линии относительного движения (дивергенции, спрединга), вдоль которых происходит симметричное образование новой литосферной поверхности. По обе стороны гребня срединно-океанического хребта образуются равные по площади поверхности (рис. 1).

Эволюция литосферной плиты начинается рифтогенезом обычно в ее материковой коре, поскольку именно здесь находится источник тепла.

Формирование рифтовых бассейнов внутри континентов обусловлено внедрением глубинного, мантийного диапира, сложенного разуплотненным и разогретым материалом. Подъем мантийного диапира на поверхности выражается в виде крупного сводообразного поднятия. Характерной особенностью последнего является рост напряжений с увеличением абсолютной высоты территории. В связи с этим интенсивные деформации проявляются в осевых зонах поднятий (Байкальское, Восточно-Африканское сводовое поднятие и др.). Происходит увеличение теплового потока, который повышает температуру коры и снижает ее вязкость. В результате мощность литосферы резко сокращается (до 15—20 км). Дальнейший рост сводообразного поднятия вызывает растягивающие напряжения. Под действием этих напряжений в нижней, менее вязкой, части литосферы должно проявляться и относительно медленное растекание. В самой верхней, наиболее охлажденной и вязкой части литосферы под действием больших напряжений образуется разлом [1]. Образованию разлома способствует также деформация растяжения на своде поднятия. Дальнейшее растяжение приводит к постепенному все большему раскрытию рифта. В образовавшейся рифтовой впадине накапливаются мощные толщи рифтогенных формаций — континентальные грубообломочные молассоиды, замещающиеся выше морскими терригенными отложениями, а также магматические породы — трапповая формация с широко развитыми дайковыми сериями, трахибазальтовая и щелочно-базальтоидная формация, кимберлиты и др. [15, 25].

Масса накапливающихся осадков приводит к дальнейшему изостатическому опусканию впадины, вызывающему образование многочисленных разрывов, что сопровождается развитием базальтового вулканизма трещинного типа. Базальтовые лавы поступают из очагов, приуроченных к кровле мантийного диапира.

Особый интерес представляют зоны тройных сочленений, выделенные К. Барком и И. Девью в 1977 г., внутриконтинентных рифтов, когда вдоль двух ветвей происходит раздвиг континентов с образованием срединно-океанического хребта и океанического пространства между ними, а третья промежуточная ветвь остается в это время

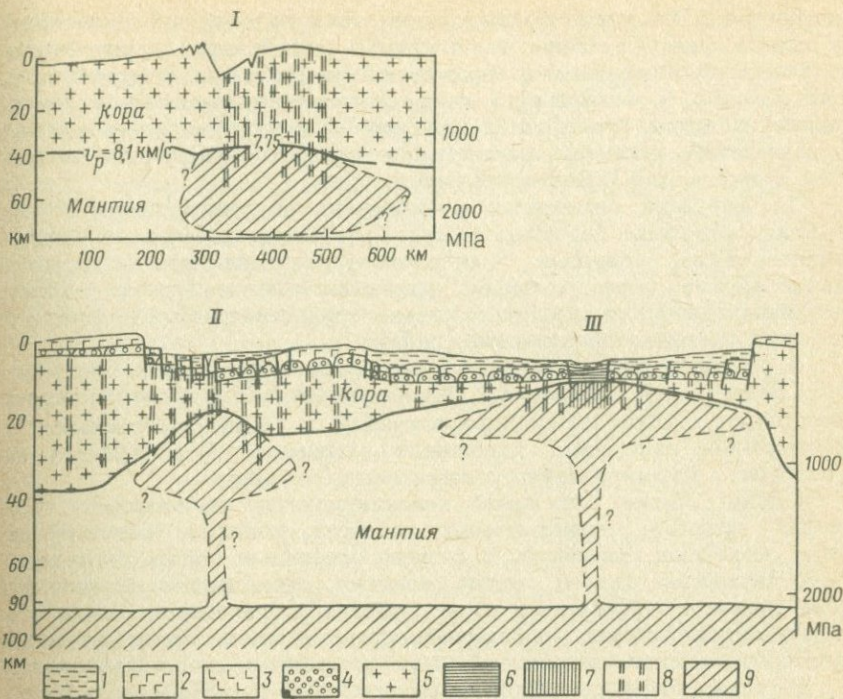


РИС. 2. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РИФТОГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ [15].

I — внутриконтинент-рифтогенные (Байкальский рифт); II — континент-океанические (треугольник Афар); III — внутриокеанические (Красное море, южная часть).

1 — четвертичные отложения; базальты: 2 — щелочные оливиновые, 3 — промежуточные; 4 — осадочные породы юрского возраста; 5 — кристаллический фундамент; 6 — океаническая кора; 7 — рои даек в нижней части океанической коры; 8 — подводные каналы базальтов; 9 — слои коромантийной смеси

пассивной и сохраняется в виде континент-океанического бассейна. Классическими примерами таких бассейнов являются рифты Бенуэ на Африканском континенте, Припятско-Днепровский на Восточно-Европейском, Уачито на Северо-Американском.

В эволюции рифтогенеза выделяются два ряда: полный и неполный [15]. Под полным рядом понимаются последовательные этапы процесса от заложения рифта внутри континента на материковой коре до образования срединно-океанических хребтов на океанической коре. Если по каким-то причинам процесс рифтогенеза прерывается, то эволюционный ряд будет неполным. Полный эволюционный ряд включает три главные стадии: материковую, переходную и океаническую. Для каждой стадии характерны определенные генетические типы осадочных бассейнов: внутриконтинент-рифтогенные, континент-океанические и внутриокеанические (рис. 2).

Наиболее распространены и детально изучены внутриконтинент-рифтогенные осадочные бассейны в пределах Восточно-Европейской

платформы. Это узкие вытянутые на сотни километров ступенчатые и односторонние грабены, выполненные рифейскими терригенными и отчасти вулканогенными образованиями. Бассейны, приуроченные, как правило, к ослабленным зонам фундамента континентов, закладываются вдоль простирания зон ранне- или среднепротерозойской складчатости, окаймляя разделяющие их блоки фундамента (например, Байкальский, Пачелмский рифты и др.).

По возрасту осадочного выполнения внутриконтинент-рифтогенные осадочные бассейны могут быть подразделены на позднейкайнозойские (олигоцен — антропоген), позднемезозойско-раннейкайнозойские (мел — эоцен), раннемезозойские (триас — юра), позднепалеозойские (карбон — пермь) среднепалеозойские (силур — девон) и позднедокембрийские (рифей).

В развитии внутриконтинент-рифтогенных осадочных бассейнов Р.Н. Валеев, А.Ф. Грачев, Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин выделяют несколько стадий: 1) сводообразования и общих опусканий; 2) растяжения, заложения глубинных разломов; 3) проседания по разломам с формированием рифтогенных бассейнов.

Стадия общих опусканий характеризуется значительной площадью осадков, перекрывающих область развития рассматриваемых осадочных бассейнов. В разрезе осадочных пород, выполняющих депрессию данной стадии развития, преобладают красноцветные разности терригенных пород, иногда наблюдаются толщи осадочно-вулканогенных, слабометаморфизированных образований, характеризующихся континентальными условиями осадконакопления.

В стадию дифференцированных опусканий формировались собственно рифтогенный бассейн и главные головные и прибортовые трюги, срединные и прибортовые выступы фундамента и тектонические ступени. Характерной чертой этой стадии является развитие со все более сужающимся фронтом опусканий вложенных друг в друга впадин: более молодые осадки, как правило, занимают меньшую площадь по сравнению с подстилающими; амплитуда опусканий также постепенно затухает. Структуры формируются, по мнению ряда исследователей [15, 25], в результате одностороннего раздвига большой амплитуды. На этой стадии развития бассейнов в связи с формированием сети разломов, с одной стороны, и разрывом сплошности континентальной коры, с другой, магматизм достигает максимума. В конце стадии в наиболее опущенных участках бассейна на фоне общих отрицательных движений могут формироваться положительные инверсионные структуры. Разрез осадочного выполнения, по мнению Р.И. Валеева, характеризуется сравнительно мощной (до 12 км) толщей пород.

Прослеживая Восточно-Африканскую кайнозойскую рифтовую систему по ее простиранию, мы можем наблюдать в Красном море, а затем в Аденском заливе и смежных частях западного побережья Индийского океана все более зрелые стадии рифтогенеза через континент-океанический рифт в Красном море до Индийского срединно-океанического хребта. При этом происходят расширение рифтовой структуры, погружение основания рифтогена и ингрессия моря в тектонически формирующийся морской бассейн, что, по-видимому, обуславливает тесную структурную связь рифтогенных формаций с вышележащими морскими мелководными

терригенными шельфовыми формациями и частично сменяющими их эвпелагическими.

Дальнейшее расширение рифтогенной впадины, которое наблюдается в бассейне Красного моря, приводит к образованию новой литосферы в процессе медленного кондуктивного остывания вещества астеносферы в срединно-океаническом хребте. Если на первом этапе (рифтогенез) морфология поверхности материковой (континентальной) литосферы обусловлена расколом плиты большой мощности и изостатической реакцией молодого грабена, то на втором этапе морфология поверхности расколовшейся плиты зависит от термического состояния новообразующейся литосферы. По мере расширения океана его берега удаляются от области формирования новой океанической коры и сильно нагретой аномальной мантии. При этом новообразованная кора постепенно охлаждается. Охлаждение коры сопровождается ее уплотнением и значительным погружением. Кроме этого [1], эклогитизация коры сопровождается ее утяжелением и также способствует ее изостатическому погружению. Описанный процесс обеспечивает погружение первичного предрифтового поднятия материковой коры до уровня моря, а охлажденной новообразованной океанической коры до глубины 3—4 км, т. е. до глубины, на которую погружено подножие современных континентальных склонов. При этом смежные поверхности континентальной и океанической коры по мере их движения и постепенного погружения сохраняют изостатическое равновесие.

Важным моментом в рассмотренной геодинамике литосферных плит является то, что в срединно-океанических хребтах происходит формирование новой коры, т. е. наблюдаются конструктивные процессы, в то время как континентальная кора синхронно подвергается эрозии или деструкции. При этом деструкция протекает по закону изостатического равновесия. Продукты эрозии скапливаются на утоненной континентальной коре (шельф), на переходной (континентальный склон) и океанической (континентальное подножие и абиссаль).

Таким образом, окраины континентов представляют собой зоны перехода от первоначального внутриконтинентного рифта к расширяющемуся бассейну открытого океана со срединно-океаническим хребтом. В связи с этим окраины континентов литосферных плит заслуживают особого внимания, так как являются древними границами расходящихся литосферных плит. Здесь происходит переход от внутриконтинентного рифта к бассейну, образующемуся в процессе эволюции конструктивной границы литосферных плит. Окраины континентов представляют собой районы, где с позиции тектоники литосферных плит формируются осадочные бассейны различных типов.

Эволюция континента на первом этапе (от предрифтового сводового поднятия до начала его разделения) определяется процессами, происходящими во внутриконтинентных рифтах (например, Байкальское сводовое поднятие — Байкальский рифт). После раскола континентов, когда начинается дивергенция или спрединг континентов и симметричное образование новой литосферы в срединно-океаническом хребте, состояние континентов в основном

будет контролироваться последующей эволюцией новообразованной литосферы. В этом случае окраины континентов приобретают тенденцию к погружению, которому способствует следующеe.

1. Постепенное охлаждение новообразованной океанической литосферы, которое должно привести граничащую с ней литосферу окраин континентов в первоначальное положение. Такой возврат поверхности континентальной окраины сопровождается по данным Н.Х. Слива (1971 г.) эрозией континента.

2. Эрозия приподнятой окраины континента, в свою очередь, приведет к образованию перед континентом осадочного бассейна к тому времени, когда новообразованная океаническая литосфера охладится до температуры коры примыкающего континента. При этом формирование осадочных бассейнов (или погружение новообразованной литосферы) происходит по закону экспоненциального уменьшения скорости погружения океанической литосферы с постоянной времени (около 80 млн. лет).

3. Увеличение нагрузки перед континентом за счет замещения морской воды осадками плотностью $2,6 \text{ г/см}^3$ влечет за собой дополнительное погружение верхней части океанической литосферы [1, 24].

4. Понижение температуры в океанической коре в процессе ее удаления от срединно-океанического хребта до $800\text{--}900^\circ\text{C}$ вызывает переход габбро в гранатовый гранулит и эклогит, сопровождающийся утяжелением коры и ее изостатическим погружением [1].

Наблюдается определенная зависимость [21] между отношением полной эродированной мощности коры к ее первоначальному превышению. Эта зависимость выражается в том, что даже при малых значениях времени эрозии это отношение может быть больше 4–5. Например, для начальной высоты 1,5 км, которая характерна для рифтовых гор, полная эрозия достигает 6 км, что приводит к образованию бассейна с мощной осадочной толщей (до 16–20 км).

В результате реализации геодинамических напряжений перед континентом формируются осадочные бассейны, в которых наибольшие мощности осадочного материала отлагаются на континентальном склоне и подножии, т. е. главным образом на коре переходного типа (рис. 3).

Н.Х. Слип показал, что в результате остывания океанической литосферной плиты, первоначально находившейся в разогретом изотермическом состоянии, происходит одновременное формирование периконтинентных и внутриконтинентных осадочных бассейнов, таких как Московский, Мали-Нигерийский, Гудзонова залива, Сан-Джорджи и др. (рис. 4).

Исследования Н.Х. Слива имеют важное значение еще и потому, что его выводы подтверждаются анализом формирования прибрежных бассейнов восточной и южной частей США. По его расчетам формирование этих бассейнов строго подчиняется закону экспоненциального уменьшения скорости погружения океанической литосферы с постоянной времени порядка 80 млн. лет. Им показано также, что формирование внутриконтинентных бассейнов Се-

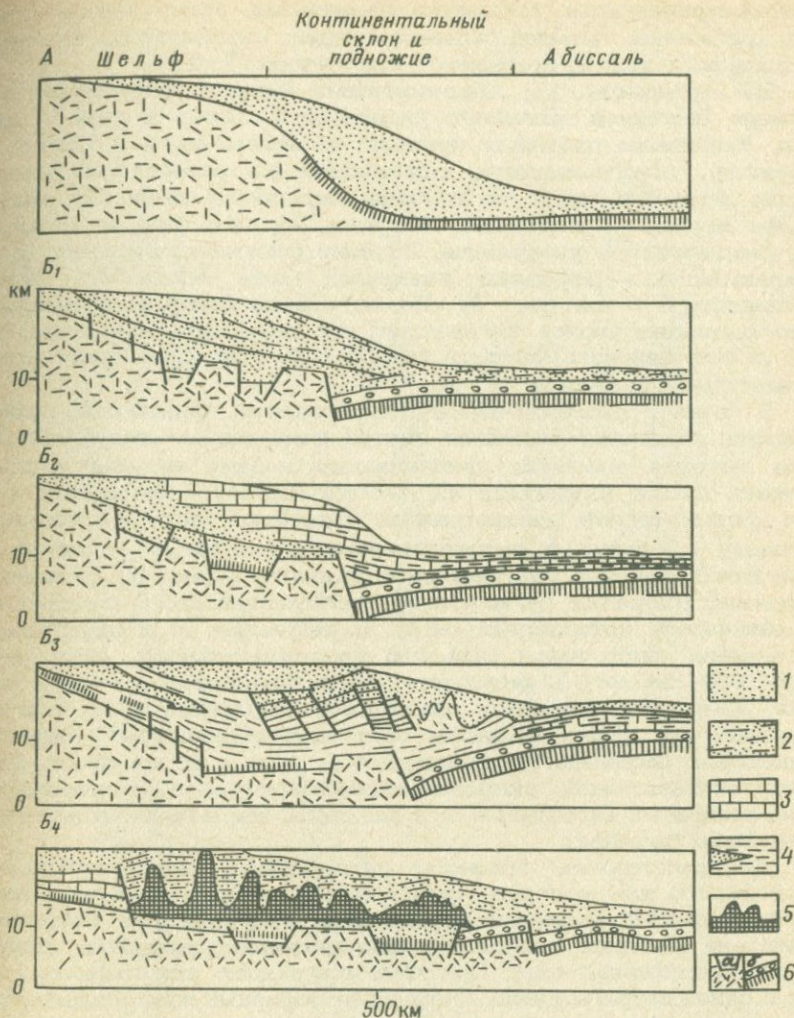


РИС. 3. СХЕМА СТРОЕНИЯ ПЕРИКОНТИНЕНТНОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА (А), СФОРМИРОВАННОГО В РЕЗУЛЬТАТЕ СПРЕДИНГА КОНСТРУКТИВНОЙ ГРАНИЦЫ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ, И ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ (Б₁ — Б₄), ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ЦИРКУМКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ, КЛИМАТИЧЕСКОЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТЯМИ (ПО Т.Л. ТОМПСОНУ, 1976 г. С ДОБАВЛЕНИЯМИ АВТОРА).

1 — осадочный чехол; отложения: 2 — терригенно-глинистые, 3 — карбонатные, 4 — конусов выноса крупных рек, 5 — эвапоритовые; 6 — фундамент (кора типа: а — континентального, б — океанического).

Типы бассейнов: Б₁ — терригенный, Б₂ — карбонатный, Б₃ — крупных дельт с гравитационной складчатостью, Б₄ — эвапоритовый

веро-Американского континента подчиняется этому закону с той же постоянной времени. Однако следует подчеркнуть, что мощности в последних не превышают, как правило, 3—4 км.

Е.В. Артюшков [1] формирование внутриконтинентных осадочных бассейнов объясняет уплотнением пород в коре и мантии. Увеличение плотности приводит к сжатию коры и мантии на величину, обеспечивающую образование на поверхности земной коры депрессии такой же глубины. Заполнение депрессии осадочными породами увеличивает нагрузку на литосферу и вызывает ее изостатическое погружение. Глубина осадочного бассейна, сформированного в результате указанных выше механизмов, может составлять 5—8 км (рис. 5). По его оценке время их формирования составляет около 300 млн. лет, а в результате уплотнения коры за счет фазового перехода габбро → эклотит характерное время может увеличиваться до 10^9 лет.

В связи с рассмотренными генетическими принципами формирования осадочных бассейнов внутри континентов следует сделать ряд выводов, имеющих принципиально важное значение с точки зрения оценки перспектив их нефтегазоносности. Во-первых, время формирования рассмотренных бассейнов либо соответствует периоду образования периконтинентных осадочных бассейнов на пассивной окраине континентов и является функцией постоянной времени (порядка 80 млн. лет) экспоненциального погружения океанической литосферной плиты в результате ее кондуктивного остывания, либо имеет большую продолжительность (как минимум 300 млн. лет) в результате уплотнения пород в коре и мантии. Во-вторых, мощность осадочного выполнения их в 4—5 раз меньше, чем общая мощность осадочных образований в периконтинентных бассейнах, накопившихся за одно и то же время. Поэтому соответственно скорости седиментации во внутриконтинентных осадочных бассейнах в 4—5 раз ниже, чем в периконтинентных осадочных бассейнах.

Деструктивные границы литосферных плит (глубоководные желоба или молодые горные пояса) определяются как линии относительного движения (субдукции, обдукции или конвергенции), на которых происходит асимметричное разрушение поверхности литосферных плит. При этом поверхность уничтожается только с одной стороны линии (одна из литосферных плит поддвигается, т. е. субдукцирует под другую). Если поддвигающаяся литосферная плита океаническая, то она погружается в астеносферу. Поверхностным выражением такой границы литосферных плит является система глубоководного желоба — островной дуги, или глубоководного желоба — кордильеры, если надвигающаяся плита материковая.

Главная особенность деструктивных границ плит — их асимметрия, которая приводит к определенной полярности тектонических и магматических явлений на поверхности плит. Эта полярность является основополагающей при определении древних деструктивных границ плит, палинспастических реконструкциях прошлых бассейнов и анализе осадконакопления с позиций тектоники литосферных плит.

Для того чтобы связать кинематику плиты геологического прош-

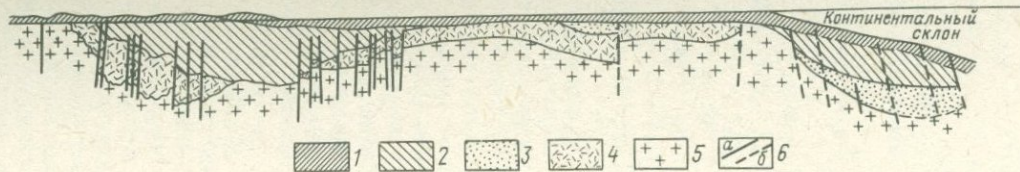


РИС. 4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЧЕРЕЗ БАС-
СЕЙНЫ САН-ДЖОРДЖИЯ И ПАССИВНОЙ МАТЕ-
РИКОВОЙ ОКРАИНЫ (С.М. URIEN, Z.R. MAR-
TINS, I.I. ZAMBRANO, 1975 г.).

Осадки: 1 — кайнозойские, 2 — меловые, 3 — юр-
ские (?), 4 — триасовые (?) эффузивные, 5 — про-
терозойские кристаллические породы континента;
6 — разломы: а — установленные, б — предполагае-
мые

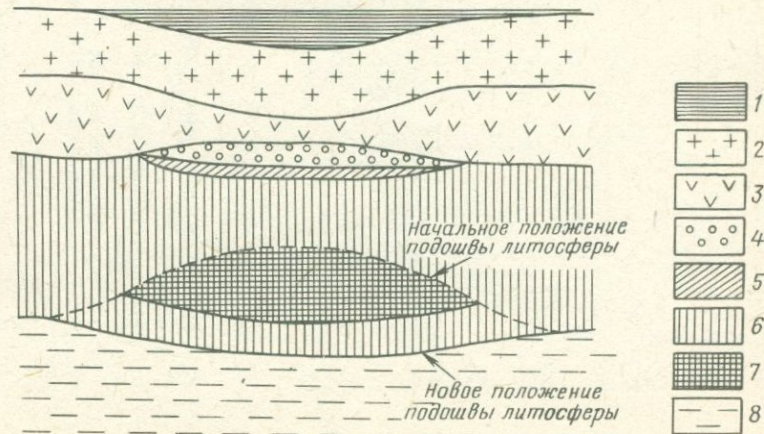


РИС. 5. ФОРМИРОВАНИЕ ВНУТРИКОНТИНЕНТНО-
ГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ЗА СЧЕТ УПЛОТ-
НЕНИЯ МАНТИИ В ЛОВУШКЕ И ФАЗОВОГО
ПРЕВРАЩЕНИЯ ПОРОД БАЗАЛЬТОВОГО СЛОЯ
В ГРАНАТОВЫЙ ГРАНУЛИТ И ЭКЛОГИТ (ПО
Е.В. АРТЮШКОВУ, 1979 г.).

1 — осадки; 2 — гранитный слой; 3 — базальтовый
слой; 4 — гранатовый гранулит; 5 — эклогит; 6 —
мантия в литосфере; 7 — охладившаяся мантия в
ловушке; 8 — астеносфера

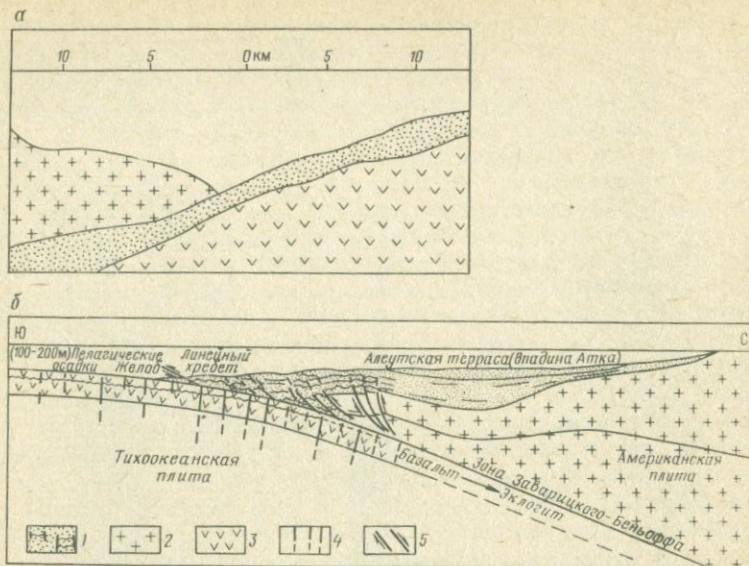


РИС. 6. СХЕМА ПОДДВИГАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ И ЕЕ ПОГРУЖЕНИЕ В МАНТИЮ.

Геологические разрезы через: *а* — Курильский глубоководный желоб, *б* — Алеутский желоб [21].

1 — осадки глубоководного желоба и прилегающей террасы; кора: 2 — континентальная, 3 — океаническая; 4 — разломы растяжения; 5 — направление смещения

лого с деформацией, охватывающей в то время кору и литосферу, необходимо допустить, что деформации, происходившие в течение нескольких миллионов или даже десятков миллионов лет, были аналогичны тем, которые в настоящее время возникают в результате относительных перемещений литосферных плит.

Каковы поверхностные проявления за пределами деструктивных границ плит?

Поддвигание океанической коры и ее погружение в мантию оказывают влияние на эволюцию надвигающейся плиты на всей площади, расположенной над погружающейся плитой. Тектоническая эволюция литосферы обнаруживает существенную полярность на расстоянии до 500—700 км от деструктивной границы, определяемую углом падения и длиной погрузившейся части плиты (рис. 6).

Активные зоны поглощения характеризуются наличием на поверхности сопряженной пары; желоб—островная дуга, которая в мантии выражается в увеличении угла падения погружающейся плиты и в проявлениях сейсмической активности. Знание структуры зоны поглощения необходимо для сравнений ее с древними зонами складчатости.

Глубоководные желоба отвечают поверхностному положению деструктивных границ плит и совпадают с линией пересечения наклонной фокальной плоскости (плоскости Заваритцкого — Бенюффа) с поверхностью Земли. Желоба представляют собой крупнейшие отрицательные структуры земной поверхности. Своей выпук-

лостью они обычно обращены к поглощаемой плите. Максимальная известная глубина превышает 11000 м (Марианский желоб); длина желобов достигает нескольких тысяч километров, ширина — 100 км. Так, Перуанско-Чилийский желоб имеет протяженность 4500 км, глубина желоба Тонга на расстоянии 700 км составляет более 9000 м. Они характеризуются асимметричным V-образным сечением с более крутым склоном (8–20 °С) на надвигающейся (внутренней) стороне. Происхождение их объясняется расколом поддвигающейся плиты под воздействием горизонтальной сжимающей силы (рис. 7).

Распределение осадков в желобах заслуживает внимания, так как осадочный покров их внешних (морских) участков указывает на очень незначительную тектоническую активность, ограниченную общим наклоном слоев внутрь и блоковыми движениями, связанными с растяжением. Одновременно в основании внутренней стенки осадки обычно очень сильно нарушены, деформированы.

По данным И.А. Гроу количество деформированных осадков в основании внутренних склонов довольно изменчиво и зависит главным образом от наличия осадочного покрова абиссальных осадков на поддвигающейся плите. Этот же исследователь указывает на сходство перехода деформированных осадков к недеформированным, наблюдающееся в современных желобах и в Аппалачских горах, который происходит на расстоянии 500 м.

Для желобов характерно более ровное магнитное поле, чем для прилегающей части глубоководного ложа.

Самые интенсивные на земном шаре отрицательные гравитационные аномалии в свободном воздухе и изостатические аномалии зарегистрированы над желобами. Отрицательные аномалии в свободном воздухе обычно достигают 200 мгл, но иногда превышают 300 мгл, например, над желобами Пуэрто-Рико.

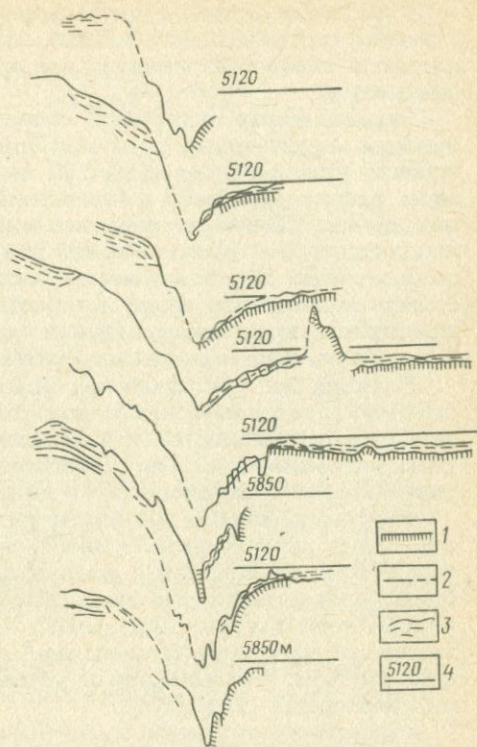


РИС. 7. СТРОЕНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ ПО ДАННЫМ НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ (W. LUDWIG, I. EWING, M. EWING, ET. AL., 1966 г.).

1 — фундамент, соответствующий надбазальтовому слою по данным ГСЗ; 2 — поверхность желоба; 3 — сейсмические площадки в осадочном слое; 4 — глубина океана.

Соотношения вертикального и горизонтального масштабов 1 : 25

В настоящее время хорошо доказана связь между надежно оконтуренной погружающейся плитой, характеризующейся высокой скоростью и слабым затуханием сейсмических волн, и глубиной сейсмичностью.

Вулканическая активность сосредоточена в тылу деструктивной границы литосферных плит над той частью фокальной плоскости, глубина которой превышает 100 км. Известняково-щелочные андезиты, ассоциирующиеся с базальтами, дацитами и риалитами (ассоциацию часто называют анедезитовой серией), являются типичными продуктами этой вулканической деятельности. Кроме того, широко распространен пирокластический материал. Изменения химического состава андезитовой серии по простирацию незначительны и сильно возрастают вкост деструктивной границы плит. Последнее происходит на расстояниях нескольких десятков километров.

В таких же тектонических условиях часто встречаются огромные массы плутонических пород (батолиты). По химическому составу они приближаются к андезитовым сериям, хотя более обогащены кремнеземом. Они представлены в основном кварцевыми монтонитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

Тектоническая обстановка в тыловой части деструктивных границ плит характеризуется необычными сочетаниями давлений и температур. Охлажденная погружающаяся плита на больших глубинах подвергается действию высоких давлений при сохранении низкой температуры (ВД — НТ). В районах высокого теплового потока за пределами границы плит породы, находящиеся на небольшой глубине, оказываются в условиях низкого давления и высоких температур (НД — ВТ).

Существование таких своеобразных условий в тыловой части деструктивных границ плит объясняет существование регионального низкотемпературного метаморфизма, происходящего при высоком давлении вдоль погружающейся плиты (тип ВД — НТ), и высокотемпературного метаморфизма, происходящего при низких давлениях, в зоне высокого теплового потока (тип НД — ВТ). Метаморфизм пород при ВД — НТ приводит к образованию пород фаций глаукофановых сланцев с глаукофаном, лавсанитом и жадеит-кварцевыми ассоциациями. Глаукофановые сланцы ("голубые сланцы") обычно ассоциируются с основными и ультраосновными породами, такими, как серпентиниты, перидотиты и габбро. Метаморфизм пород при НД — ВТ приводит к образованию андалузита и силлиманита в породах соответствующего состава.

На внутренней стенке желоба наблюдается, как правило, накопление мощных толщ деформированных осадков, темпы накопления которых контролируются скоростями поступления осадков и поддвигания плиты.

Характерно, что зона надвигающейся деструктивной плиты, протягивающаяся на 100—150 км от оси желоба, со временем постепенно воздымается, тогда как зона, расположенная между 100—150 и 200—300 км от оси желоба, постепенно погружается. В результате таких движений происходит образование в тыловой части деструктивной границы плиты внешнего невулканического осадочного хребта, отделенного от вулканического хребта (островной дуги) впадиной, которая заполнена продуктами эрозии вул-

канических и плутонических цепей. Наиболее характерным примером является Зондская дуга, в разрезе которой ассоциируют сильно нарушенные хаотические формации (осадки) флишевого типа, подвергшиеся складчатости и разрывным деформациям с образованием обломков вулканических, плутонических и метаморфических пород и туфов. Аналогичные деформации, часто включающие метаморфические породы фаций голубых сланцев с блоками основных и ультраосновных пород, широко распространены в складчатых поясах и называются меланжем. Наиболее изучен

является мезозойский

Францисканский меланж Калифорнии, который интерпретируется как деформированное осадочное тело на переднем крае надвигающейся плиты (рис. 8).

Наконец, позади островных дуг часто располагаются относительно небольшие океанические бассейны, называемые краевыми. В настоящее время наибольшим распространением они пользуются в Западной части Тихого океана (например, Японское, Охотское и другие моря). Эти бассейны подстилаются океанической корой, иногда перекрытой мощной толщей осадков. Геологические данные, включая глубоководное бурение, свидетельствуют об их недавнем, вероятно, постмезозойском происхождении. Некоторые бассейны характеризуются высокими значениями теплового потока.

В результате погружения плит вдоль системы желоб — островная дуга или желоб — кордильера уничтожается более 4/5 площади поверхности плит, ежегодно поддвигающихся на Земле. Остальная часть, на которую приходится приблизительно 0,4 км²/год, разрушается в настоящее время в основном вдоль Альпийско-Гималайской системы деструктивных границ плит в результате обдукции (коллизии) литосферных плит.

Тектоническая ситуация на границе деструктивных плит характеризуется тем, что океаническая плита, погружаясь под материковую, приближает находящийся на ней осадочный материал к деструктивной границе. Геологические данные указывают, что в Альпийско-Гималайской области, где в настоящее время наблюдается столкновение (обдукция) континентов, должен был существовать обширный океан Тетис, который позже замкнулся. Остатки исчезнувших океанических плит прослеживаются по промежуточной и глубинной сейсмич-

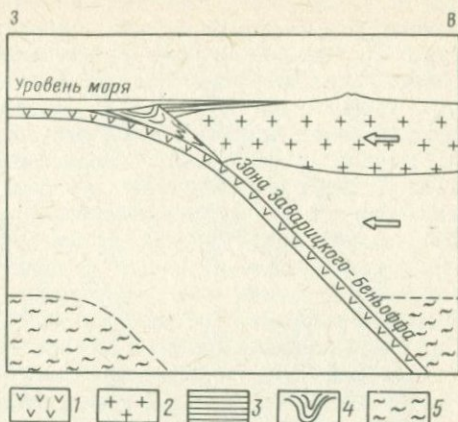


РИС. 8. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАЛИФОРНИИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ (ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФРАНЦИСКАНСКОЙ ГРУППЫ И ТОЛЩИ ГРЕЙТ-ВАЛЛИ) (W.G. ERNST, 1970 г.).

Кора: 1 — океаническая, 2 — континентальная; осадки группы: 3 — Грейт-Валли, 4 — Францисканского меланжа; 5 — астеносфера

ности в нескольких пунктах Альпийско-Гималайской зоны поглощения: под Бетским горным поясом в Испании, под Карпатской дугой и в зоне Гиндукуш — Гималай. В Румынии сейсмическая активность до глубины 200 км оконтуривает почти вертикальную плиту, погружающуюся под Карпатскую дугу. На существование погружающейся плиты указывают аномалии силы тяжести теплового потока и затухания сейсмических волн, наличие андезитов и т. д. В районе Гиндукуша, на соединении между Гималайской зоной сжатия и преимущественно сдвиговой Будуджистанской зоной до глубины 250 км, прослеживается плита, погружающаяся почти вертикально. С ней связана крупная отрицательная гравитационная аномалия в свободном воздухе. Характерно, что в пределах Альпийско-Гималайской складчатой области зона поглощения характеризуется устойчивым асимметричным с юга на север топографическим профилем, который согласуется с поддвижением южной материковой плиты под северную материковую плиту, прорисовывающуюся на расстоянии, возрастающем от 300 км на западе до 1000 км на востоке. В 1965 г. С. Сенгупта наметил черты сходства между рассмотренной структурой и современной системой желоб — островная дуга.

На основании общих положений теории тектоники литосферных плит и, в первую очередь, геодинамических условий формирования осадочных бассейнов можно сделать следующие выводы.

Теория тектоники литосферных плит рассматривает физическую модель поверхностных деформаций, происходящих в настоящее время на Земле. Модель поддается количественной проверке по данным измерений различных физических параметров, например, полученных с помощью сейсмологии и определения возраста океанического дна, в первую очередь магмометрического.

Тектоническая эволюция литосферной плиты характеризуется на первом этапе (до раскрытия) формированием осадочных бассейнов, обусловленным рифтогенезом. Они могут быть подразделены на внутриконтинент-рифтогенные — материковые рифты [21], континент-океаническо-рифтогенные (Днепро-Донецкий бассейн), периконтинент-рифтогенные (разные фланги внутриконтинент-рифтогенных бассейнов) и внутриокеанические [14].

На втором этапе, в процессе термальной эволюции окраин континентов и формирования новой океанической литосферы в срединно-океанических хребтах, происходит изостатическое выравнивание континента и океана, сопровождающееся формированием периконтинентных осадочных бассейнов на шельфе континента, материковом склоне, подножии и абиссальных пространствах Мирового океана. Этот процесс обуславливает также формирование внутриконтинентных бассейнов (синеклиз и впадин). При этом важным является то, что оба типа бассейнов формируются одновременно по закону экспоненциального уменьшения скорости погружения океанической литосферной плиты с постоянной времени порядка 80 млн. лет.

Формированию мощных осадочных бассейнов в пределах шельфа, континентального склона, подножия и прилегающей части абиссальной равнины благоприятствует отлагающаяся осадочная призма, вызывающая изгиб литосферы на краю материка, который про-

Таблица 5

Стадии развития континентальных окраин (К.О. Emery, 1980 г.)

Стадия	Континентальный шельф	Континентальный склон	Континентальное подножие
Начальная (зарождение)	Вулканогенные, ледниковые породы; структура обнажена либо местами перекрыта тонким слоем осадков	Вулканогенные породы; структура обнажена либо местами покрыта тонким слоем осадков	Осадки отсутствуют; структура обнажена
Юная	Мощные осадочные заполнения во впадинах	То же	То же
Зрелая	Мощные осадочные образования; структура характеризуется наличием барьерного рифа и пострифтовыми диапирами	Мощные осадочные образования разносные, срезанные; структура характеризуется пострифтовыми диапирами	Мощные осадочные образования для дивергентных бассейнов, утоненные — для трансляционных
Старая (разрушение)	Мощные осадочные образования смяты в складки либо сохранены в виде останцев	Глубоководные осадки, весьма разрушенные	Денудировано

тального склона: основная часть бассейна, расположенная на океанической литосфере в процессе субдукции, разрушается (см. рис. 8). Последствия субдукции наблюдаются практически на всех дорифейских континентах, окраины которых прошли этот этап тектогенеза (Предаппалачский, Западно-Канадский и Уиллистонский бассейны на Северо-Американском континенте, Оринокский, Центральнопредандийский на Южно-Американском континенте, Сахаро-Ливийской на Африканском, Предкавказский и Волго-Уральский на Восточно-Европейском и Индигиро-Виллойский на Сибирском). Коллизия хорошо иллюстрируется на примере Альпийско-Гималайской складчатой области.

В тылу деструктивной границы литосферных плит формируются плутонические породы (байолиты), близкие по химическому составу к андезитовой серии. В результате низко- и высокотемпературного метаморфизма образуются также породы фацций глаукофановых сланцев в ассоциации с основными и ультраосновными породами (серпентиниты, перидотиты, габбро). Выделение указанных ассоциаций позволяет восстановить древние деструктивные границы литосферных плит.

Первый этап материковой стадии рифтогенеза характеризуется слабо контрастным рельефом, тонким составом отложений, рассеянным типом вулканизма (трещинные излияния), при котором связь вулканизма со структурой рифта отсутствует. Следует отметить, что прогибание рифтовых впадин компенсируется осадконакоплением и при отсутствии горного рельефа. В это время они не получают заметного выражения на древней поверхности. Второй этап знаменуется резким усилением тектонической активности, приводящей к образованию горного рельефа, появлению в разрезе грубообломочных отложений, концентрации вулканиз-

ма в рифтовой впадине, разрастанию впадин за счет прилегающих хребтов. Рифтогенные разломы на этом этапе получают геоморфологическое выражение, сейсмическая активность локализуется в рифтовой впадине. Эти два этапа отражаются в двухъярусном строении формационных комплексов внутриконтинентных рифтогенных осадочных бассейнов.

Разновидность периконтинентных осадочных бассейнов представляет собой эволюционный ряд пассивных окраин континентов (табл. 5). К этому выводу приходит также и И.А. Конюхов [20] при рассмотрении типов материковых окраин и зон перехода от континентов к океану. По его мнению, близкий состав и происхождение осадочных и осадочно-вулканогенных серий, залегающих в основании чехла, свидетельствуют об однотипности развития большинства из них. Более конкретно по этому вопросу высказывается Д.Дж.Лд. Кинсмен в 1978 г. Рассматривая условия формирования рифтовых бассейнов и бассейнов рифтовых континентальных окраин (периконтинентных бассейнов — В.Г.), он приходит к выводу о том, что для всех рифтовых окраин, за исключением тех, что перекрыты дельтовыми комплексами осадков, формируются однообразный шельф, склон, подножие и абиссальная равнина.

ГЛАВА 2

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА АКВАТОРИЯХ МИРОВОГО ОКЕАНА

В настоящее время установлено, что образование нефти и газа генетически связано с процессами литогенеза осадков или, по Н.Б. Вассоевичу, нефть и газ являются "детисем литогенеза". В советской геологической литературе вопросам литогенеза осадочных пород посвящено большое количество исследований, среди которых в первую очередь следует указать на работы Н.М. Стрехова. Однако важно подчеркнуть, что в этих работах основные выводы базировались на обобщениях по континентальному сектору стратисферы. Первые исследования геологии Мирового океана показали, что не все закономерности, установленные ранее, подтверждаются материалами океанического седиментогенеза. При изучении строения Атлантического материкового шельфа США Ф.П. Шепард [39, с. 281] указывал: "... Представление о том, что осадки на шельфе хорошо отсортированы и изменяются последовательно от грубых (близ берега) до тонких (у внешнего края шельфа), превратилось в некую геологическую догму, с трудом сдающую завоеванные позиции".

Изучение закономерностей осадконакопления в современных рифтовых зонах континентов и океанов, а также на акваториях Мирового океана, включая внутренние и окраинные моря [3, 15, 22, 23, 25, 36, 48 и др.], показывает, что вывод Ф.П. Шепарда может быть распространен на некоторые положения геологии нефти и газа.

В связи с этим назрела необходимость обобщить и систематизировать основные закономерности современного седиментогенеза применительно к проблеме геологии нефти и газа, выяснить роль отдельных структурно-геоморфологических элементов литосферных плит в процессе накопления, консервации ОВ и, следовательно, нефтеобразования в осадочной оболочке Земли.

В Мировом океане аккумулируются огромные количества осадочного материала, образующие в процессе литогенеза осадочные бассейны.

Количество осадочного материала, поступающего в океан, оценивается разными исследователями неоднозначно. Так, оно составляет (млрд. т/год): по данным А.П. Лисицына 18,53, Ф. Кюнена 32,50, Н.В. Лопатина 12,69 и О.Г. Леонтьева 22,00. По оценке А.П. Лисицына [22] общая масса осадочного материала следующая (табл. 6).

П.Л. Безруковым, В.П. Петелиным, А.И. Алексеевым проведена классификация осадков Мирового океана по вещественному составу:

Группа осадков	Тип осадков
Терригенные	Грубообломочные пески, алевриты, глины
Биогенные	Кремнистые, карбонатные, кремнисто-карбонатные
Полигенные	Пелагические глубоководные глины
Вулканогенные (вулканогенно-кластические)	Кислые, средние, основные вулканиты
Аутигенные (седиментационно-диагенетические)	Железо-марганцевые (конкреции и корки), фосфатные, глауконитовые и цеолитовые

Таблица 6

Ежегодное поступление осадочного материала в Мировой океан [22]

Тип осадочного материала	Поступление осадочного материала, %		Абсолютная масса*	
	$n \cdot 10^9$ т/год	% от общей массы	т/км ² /год	г/см ² · 1000 лет
Терригенный	22,6	77,2	35,6	3,6
Вулканогенный	2—3	8,8—10,3	5—6	0,6—0,8
Биогенный планктон (сухой)	110	—	—	—
В том числе:				
карбонатный	1,36	4,7	3,7	0,4
кремнистый	0,46	1,6	1,2	0,1
космогенный	0,01—0,08	0,03	—	—
Итого (без сухого вещества планктона) ...	26,43—27,50	100,0	45—46	3,7—4,0

* Под абсолютной массой понимается количество осадков либо ОВ, отлагавшихся на площади в единицу времени.

Геолого-геофизические исследования в комплексе с данными бурения глубоководных скважин в различных районах Мирового океана позволили изучить разрез осадочных образований бассейнов различного типа и определить закономерности их распределения.

Все исследователи в качестве основной закономерности отмечают, что соотношение мощностей осадков на шельфе, континентальном склоне, подножии и абиссальной впадине очень изменчиво.

В Атлантическом океане [22] в пределах Аргентинско-Бразильского континентального обрамления мощность осадков достигает 8 км при глубине океана до 5 км. В Северо-Атлантическом сегменте (район плато Роколл) мощность осадочного выполнения изменяется от 2 до 5 км. Среди осадков присутствуют терригенные, карбонатные (рифогенные) и эвапоритовые образования. Более 80 % осадочных образований в Атлантическом сегменте Мирового океана расположено ниже континентального склона.

В пределах Средиземноморского бассейна мощность осадочной толщи в западной его части превышает 7 км и включает 1—1,5 км эвапоритов миоцена. В восточной части этого бассейна также распространены осадки мощностью до 16 км, представленные терригенными и карбонатными образованиями.

Аналогичные условия наблюдаются в Карибском море. Здесь в глубоководных зонах залегают мощные толщи осадочных образований, среди которых мощность миоценовых отложений достигает 10 км.

Глубоководные области Индийского океана охватывают более 71 млн. км², т. е. около 1/7 части земной поверхности. К западу от Австралийского континента выявлены мощные толщи осадочных образований, расположенные в глубоководных зонах — ниже 1000 м. Вдоль восточной границы Африканского континента наблюдаются глубоководные впадины, выполненные осадками мощностью до 7—10 км (рис. 10). В бассейне Сомали установлено присутствие неконсолидированных осадков мощностью 2 км, залегающих на глубине 4 км ниже уровня моря; в районах в восточной части Индия мощность осадков в глубоководных районах достигает 12—16 км.

Отдельные бассейны морей Северного Ледовитого океана, описанные в 1964 г. Р.М. Деменицкой, А.М. Карасиком, Ю.Г. Киселем, также характеризуются мощными толщами осадочного выполнения. Так, в Новосибирской впадине общая мощность осадочных пород достигает 7 км, а на отдельных участках, возможно, 8—9 км. В пределах Баренцева моря мощность осадочного чехла по геофизическим данным в центре моря 10—14 км, на периферии 1—3 км. Рассматривая вопрос об источниках сноса, эти исследователи в 1971 г. указывали, что для формирования такой осадочной призм кластический материал должен был поступать в результате разрушения гигантской горной страны, такой как, например, Кавказ, которой, судя по данным палеогеографии, не существовало. Наличие массивной осадочной толщи в Баренцевом море они объясняют с позиции тектоники литосферных плит.

По данным Л. Уикса 1970 г., общая площадь структурно-морфологических элементов литосферных плит на шельфе и в окраинных морях (до глубины 300 м) составляет 27,354 млн. км². Око-

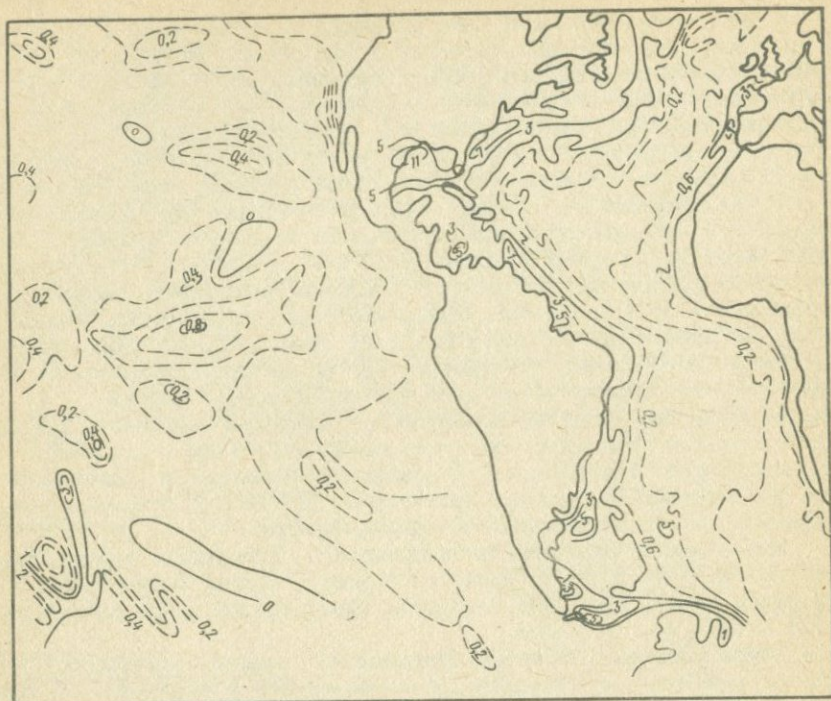


РИС. 10. КАРТА МОЩНОСТЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ МИРОВОГО ОКЕАНА (ПО А.П. МИЛАШИНУ, В.А. ПАНАЕВУ, 1980 г.).

Изопахиты: при мощности осадков 1 км проведены через 2 км (сплошные линии), при мощности осадков 0,2 км — через 0,2 км (пунктирные линии)

ло половины ее (42 %) занято осадками мощностью менее 0,3 км, а из остальной части (16,0 млн. км²) на долю площади мощностью осадков более 3,0 км приходится около 0,5 млн. км², или 1,8 %. Таким образом, на шельфах и во внутренних морях основная часть их поверхности (около 82 %) покрыта осадками, мощность которых не превышает 0,3 км.

Особенно большие количества осадочного материала концентрируются на пассивных окраинах континентов в периконтинентных осадочных бассейнах [23]: в Атлантическом океане — по периферии Северной и Южной Америки и Африки, в Индийском океане — у побережий Африки, Азии и Антарктиды (рис. 11). В 1976 г. Б.Е. Тухолке и К.Д. Холестер установили также повышенные мощности осадочных образований на пассивной окраине Антарктиды, граничащей с Тихим океаном.

Анализ геофизических данных и результатов глубоководного бурения свидетельствует о широком распространении осадочных образований на ложе Мирового океана. Одновременно эти данные показывают, что значение мощностей по площади океана колеблется в широких пределах: от минимальных (несколько метров) в гребневых частях срединно-океанических хребтов до максимальных (10–16 км) по периферии океана (см. рис. 10, 11). Из обще-

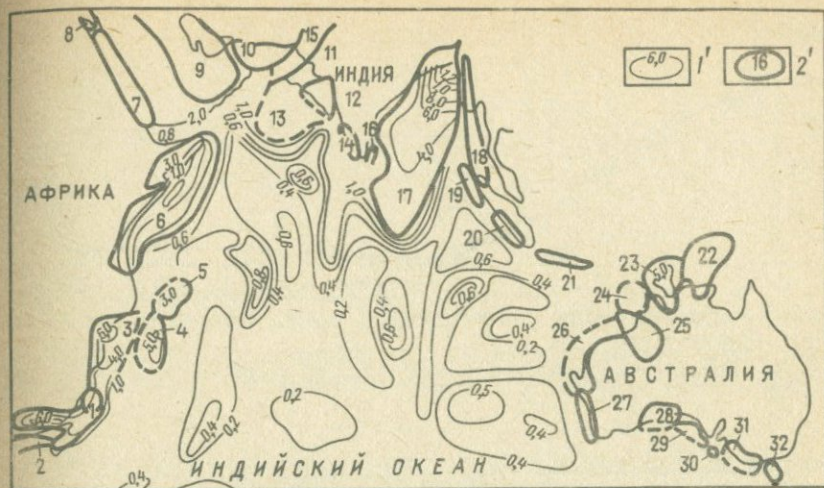


РИС. 11. ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА, ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НА НЕФТЬ И ГАЗ (ПО МИЛАШИНУ А.П., В.А. ПАНАЕВУ, 1977 г.). 1' — изопакиты осадочной толщи, км; 2' — контуры бассейнов. Мегабассейны (М) и бассейны: 1 — Карру (М), 2 — Агульяс (М), 3 — Мозамбийский, Мадагаскарский (М), 4 — Маджунга, 5 — Морондова, 6 — Сомалийским (М), 7 — Красного моря, 8 — Суэцкий, 9 — Персидского залива (М), 10 — Оманского залива, Аравийского моря (М), 11 — Качский, 12 — Камбейский, 13 — Центральный, 14 — Малабарский, 15 — Индский, 16 — Индо-Цейлонский, 17 — Бенгальского залива (М), 18 — Иравдийско-Андаманский (М), 19 — Никобарский, 20 — Бенкуленский, 21 — Южно-Яванский, 22 — Арафурский, 23 — Бонапар-Галф, 24 — Броуз, 25 — Кэннинг, 26 — Карнарвон, 27 — Перт, 28 — Юкла, 29 — Дантрун, 30 — Кенгуру, 31 — Отуэй, 32 — Басс

го количества (22,6 млрд. т/год) терригенного материала, поступающего в настоящее время в Мировой океан, в пелагических его частях, по оценке А.П. Лисицина, отлагается всего 1,7 млрд. т, т. е. не более 7,7 %.

Таким образом, по периферии океанов осаждался до 93 % осадочного материала, поступающего на дно океана. Основными аккумуляторами осадочного материала являются: 1) устья крупных рек, формирующие конусы выноса; 2) краевые моря, ограниченные микроконтинентами или островными дугами; 3) основание материкового склона и подножия пассивных окраин континентов. Все это подтверждается анализом распределения объемов и масс осадочного материала в океане.

Отмеченные выше общие закономерности распределения осадочного материала связаны с изменением абсолютных масс осадков от берега к пелагиали. Так, анализ распределения абсолютных масс осадков на Тихоокеанском трансокеанском профиле, выполненный Н.А. Лисициной, Г.Ю. Бутузовой в 1979 г., показал, что как на западе, так и на востоке профиля максимальные абсолютные массы осадочного материала концентрируются в прибрежных зонах. Здесь отлагается его наибольшее количество в расчете на единицу площади дна акватории. В гемипелагической и переходной зонах осаждался меньше осадочного материала. Характерно,

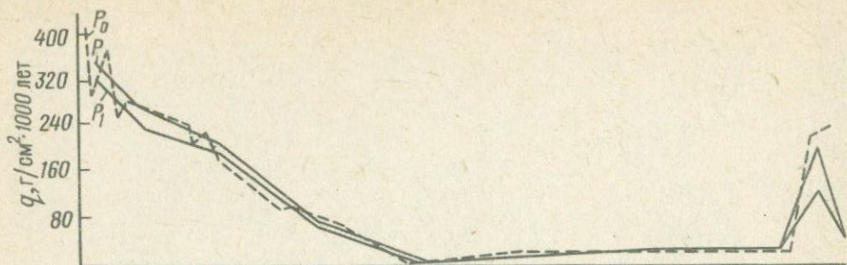


РИС. 12. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНЫХ МАСС ОСАДКОВ НА ТИХО-Г.Ю. БУТУЗОВОЙ, 1979 г.).

Кривые распределения абсолютных масс осадков, построенных по: P_0 — континента

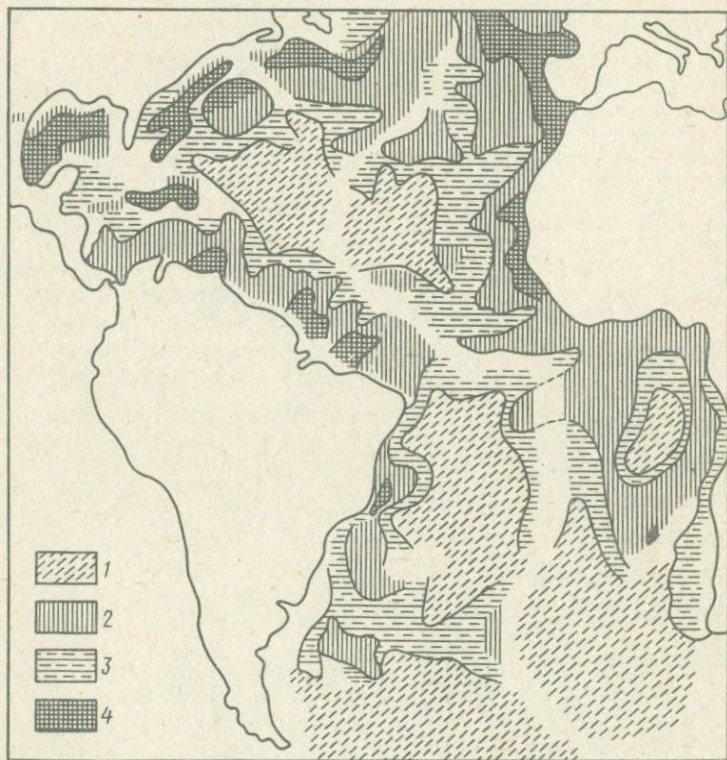
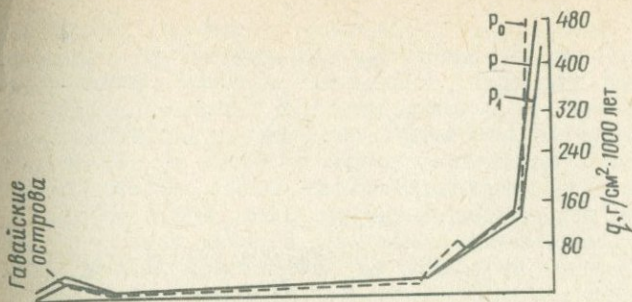


РИС. 13. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНЫХ МАСС ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ (ПО А.И. БЛАЖЧИШИНУ, 1981 г. С ДОБАВЛЕНИЯМИ АВТОРА).

Абсолютные массы голоценовых осадков ($г/см^2$): 1 — < 10 , 2 — $10-20$, 3 — $20-50$, 4 — > 50



ОКЕАНСКОМ ТРАНСОКЕАНИЧЕСКОМ ПРОФИЛЕ (ПО Н.А. ЛИСИЦИНОЙ, крестным разрезам, P — усредненным данным, P_1 — данным кластического ма-

что уменьшение абсолютных масс его происходит сначала постепенно, а затем резко. Пелагические области характеризуются резко пониженными их величинами (во много раз). На фоне низких абсолютных масс осадков пелагической области (рис. 12) наблюдается заметный их рост в зоне подводной возвышенности Маркус-Неккер и особенно вблизи Гавайского архипелага, что объясняется влиянием этих структурно-геоморфологических элементов как источников сноса.

Максимальные количества осадочного материала (объем осадочных пород) на профиле фиксируются в прибрежной и переходной зонах и составляют на западе около 60 %, на востоке — 17 % от общего объема осадков. На окраинные части пелагической области приходится на западе порядка 15 %, а на востоке около 2 %. На обширных площадях пелагиали, занимающих 51,4 % площади всего Мирового океана, отлагается на линии профиля, по оценке Н.А. Лисициной и Г.Ю. Бутузовой, не более 7,4 % всего осадочного материала.

Асимметричное распределение объемов осадочных пород на профиле (60 % на западе и 18 % на востоке в тех же зонах) обусловлено наблюдающимися различиями в ширине прибрежной, гемипелагической и переходной зоны и отражает различную интенсивность поставки осадочного материала с суши: максимальную на западе и минимальную на востоке.

По оценке А.И. Блажчишина и Е.М. Емельянова основная часть осадочного материала в Атлантическом океане (рис. 13) отлагается так же, как и в Тихом океане, в прибрежных и переходных (приконтинентных) зонах океана. Полоса максимальных ($> 500 \text{ г/см}^2 \cdot 1000 \text{ лет}$) абсолютных масс голоценовых осадков наблюдается в северной части Атлантического океана. Она приурочена к материковым склонам, материковым подножиям, прилегающим участкам абиссальных равнин, а также к Мексиканскому заливу и району к югу от о-ва Исландия. На материковом склоне Северо-Западной Африки абсолютные массы местами составляют $80\text{--}100 \text{ г/см}^2 \cdot 1000 \text{ лет}$, у южной окраины Португалии — $200\text{--}400 \text{ г/см}^2 \cdot 1000 \text{ лет}$. Это обусловлено интенсивным поступлением терригенного материала с суши и из Средиземного моря, пере-

распределением осадков суспензионными потоками (материковый склон и подножие Португалии), высокой продуктивностью в зоне апвеллинга и размывом шельфовых осадков (склон Северо-Западной Африки). На многих участках внешнего шельфа и материкового склона темпы седиментации выше, чем на материковом подножии. Широкое развитие оползней, а также суспензионных потоков в западной части Атлантического океана значительно нарушают описанную выше закономерность. Здесь терригенные мелкоалевритовые и алеврито-пелитовые илы, а также сортированные прослои распространены не только на материковом склоне и его подножии, но и на абиссальных равнинах на глубинах до 5,0—5,5 км.

В Мексиканском заливе, где темпы седиментации обусловлены выносами Миссисипи, для большей части площади дна характерны значения абсолютных масс $50 \text{ г/см}^2 \cdot 1000 \text{ лет}$. Для побережий Аргентины, где наблюдается наиболее интенсивная эрозионная деятельность придонных течений, голоценовые осадки отсутствуют не только на материковом склоне, но и в верхней части материкового подножия. Большая часть терригенного материала отлагается в южной части Аргентинской котловины, абсолютные массы голоценовых осадков достигают здесь $30\text{—}44 \text{ г/см}^2 \cdot 1000 \text{ лет}$.

Высокие скорости осадконакопления отмечаются в экваториальной зоне. На материковом склоне и материковом подножии в северо-восточной части Бразилии, а также в районах конуса выноса Амазонки, абсолютные массы осадков, как правило, составляют $30\text{—}50$, а местами $60\text{—}70$ или $100\text{—}200 \text{ г/см}^2 \cdot 1000 \text{ лет}$. Основная часть выноса Амазонки остается в устье и на шельфе, в связи с чем в пределах нижней (глубоководной) части конуса выноса Амазонки абсолютные массы изменяются от 8 до $46 \text{ г/см}^2 \cdot 1000 \text{ лет}$. В Гвинейском заливе абсолютные массы голоценовых осадков (преимущественно терригенных) равны $30\text{—}45 \text{ г/см}^2 \cdot 1000 \text{ лет}$.

В субполярной области северной части Атлантического океана высокие значения абсолютных масс характерны не только для материкового склона и подножия, где они варьируют от $70\text{—}100$ до $300\text{—}400 \text{ г/см}^2 \cdot 1000 \text{ лет}$, но и для глубоководных областей. В районе Исландской равнины они достигают $98 \text{ г/см}^2 \cdot 1000 \text{ лет}$, а на восточном фланге хр. Рейкьянес — $230 \text{ г/см}^2 \cdot 1000 \text{ лет}$. Это обусловлено высокой продуктивностью планктона и интенсивным поступлением терригенного материала, например, в результате размыва дна.

Приведенный материал показывает, что в распределении абсолютных масс голоценовых осадков в Атлантическом океане обнаруживаются черты циркумконтинентальной, широкой и вертикальной зональностей, с одной стороны, и явная асимметрия между северной и южной частями Атлантического океана — с другой. Последнее обусловлено, во-первых, неодинаковым поступлением речного терригенного материала за пределы шельфа, во-вторых, влиянием придонных антарктических вод.

Различное положение критической глубины в районах к западу и востоку от Срединно-Атлантического хребта также вызывает асимметрию в распределении осадков; в восточной части океана накапливаются преимущественно карбонатные осадки, в запад-

Таблица 7

Объем осадков Индийского океана (севернее 60° ю.ш. по данным сейсмопрофилирования) [23]

Тип осадков	Объем осадков	
	$л \cdot 10^9 \text{ м}^3$	% от суммарного объема
Терригенная толща северной части океана		
Индское осадочное тело	2,12	9,9
Гангское " "	7,28	34,3
Приафриканское " "	4,81	22,6
Приавстралийское " "	0,44	2,1
Всего	14,65	68,9
Биогенная толща южной части океана	2,85	13,4
Глубоководная толща других районов океана	3,75	17,7
Суммарный объем осадочной толщи Индийского океана	21,25	100,0

ной — терригенные. Однако валовые объемы голоценовых осадков в обеих частях океана (без Карибско-Мексиканского бассейна) оказываются близкими: 7203 км³ в восточной части и 7492 км³ в западной части Атлантического океана.

Вполне сопоставимые величины объемов осадков для различных структурно-морфологических единиц Индийского океана приводит А.П. Лисицин [23]. Хотя он и отмечает, что полученные значения (табл. 7) необходимо рассматривать как приблизительные, качественный анализ их представляет большой практический интерес. Это вызвано прежде всего тем, что в последнее время в СССР и за рубежом опубликован ряд работ, посвященных закономерностям размещения месторождений нефти и газа в земной коре, базирующихся на анализе мощностей и объемов осадков в бассейне, количества несогласий и др. Наибольший интерес в этом отношении представляет монография И.И. Нестерова и др. [28]. В ней на обширном фактическом материале СССР и зарубежных стран на генетической основе выделяются четыре группы осадочных бассейнов, различающихся объемами геологических запасов, величинами средних объемных скоростей осадконакопления и количеством месторождений. По оценке этих исследователей объемы геологических запасов нефти и газа в седиментационных бассейнах зависят от средней объемной скорости заполнения их осадками. Под средней объемной скоростью заполнения бассейна осадками понимается отношение объема осадочных пород бассейна (в тысячах кубических километров) ко времени их накопления, включая и перерывы в осадконакоплении (абсолютное геологическое время в миллионах лет).

Распределение объемов осадков в Тихом океане и по структурно-морфологическим элементам Индийского океана показывает, что средняя объемная скорость седиментации без учета других параметров таких, например, как площадь бассейна, может привести к диаметрально противоположным выводам. Так, При-

африканское осадочное тело Индийского океана, или периконтинентные осадочные бассейны Африканского континента, по объему осадков вполне сопоставимы с прочими глубоководными районами океана, которые включают главным образом абиссальные пространства океана (см. табл. 7). Объем осадков на абиссали примерно на 22 % меньше, чем в Приафриканском, и в 1,5 раза больше, чем в Индском осадочном теле. Если расставить эти структурно-морфологические элементы по средней объемной скорости заполнения бассейна осадками (геологическое время для всех этих бассейнов одинаково), то на первом месте окажется абиссаль, перспективы нефтегазоносности которой ничтожны. В связи с этим целесообразно пока отказаться от признания ведущей роли средней объемной скорости накопления осадков в формировании общих геологических ресурсов и количества крупных месторождений в осадочных бассейнах.

Таким образом, в настоящее время достоверно установлено, что наиболее благоприятные условия накопления больших масс осадков наблюдаются по периферии континентов, причем не на активных, а на их пассивных окраинах. Чем больше протяженность пассивных окраин и их возраст, тем большие массы и объемы осадков здесь накапливаются. Это подтверждается распределениями объемов и масс осадочного материала в Атлантическом и Индийском океанах. Распределение объемов и масс осадочного материала тесно связано с размещением пассивных окраин плит во времени, т. е. определяется в значительной мере тектоникой плит [23].

Историко-генетический метод изучения нефтегазоносности недр предусматривает выяснение закономерностей эволюции ОВ с момента поступления его в седиментационный бассейн и до фоссилизации. Как показывают работы Е.А. Романкевича, Н.М. Страхова и др. по изучению закономерностей распределения концентраций ОВ в донных осадках Мирового океана, основным фактором, определяющим накопление максимальных концентраций и абсолютных масс $S_{орг}$, является скорость осадконакопления. В связи с этим, рассмотрим темпы (скорости) современного осадконакопления в различных структурно-морфологических элементах Мирового океана, включая внутренние и краевые моря, а также рифтовые структуры.

Рассмотрим вначале распределение скоростей осадконакопления в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах.

Тихий океан. Здесь выделяются (рис. 14) биполярно расположенные зоны с минимальными скоростями седиментации, которые соответствуют положению северной и южной аридных зон [22]. Накопление осадочного материала в этих областях идет с наименьшей скоростью — < 1 мм/1000 лет, а на значительных площадях со скоростью 1—5 мм/1000 лет.

Области с минимальными скоростями разделены узкой полосой, вытянутой по экватору, соответствующей гумидной зоне, в пределах которой скорости седиментации возрастают до 10—30 мм/1000 лет.

Области с высокими скоростями седиментации прилегают к аридной зоне с севера и с юга. Северная область высоких скоростей разделяется на два крыла: восточное начинается у берегов Аме-

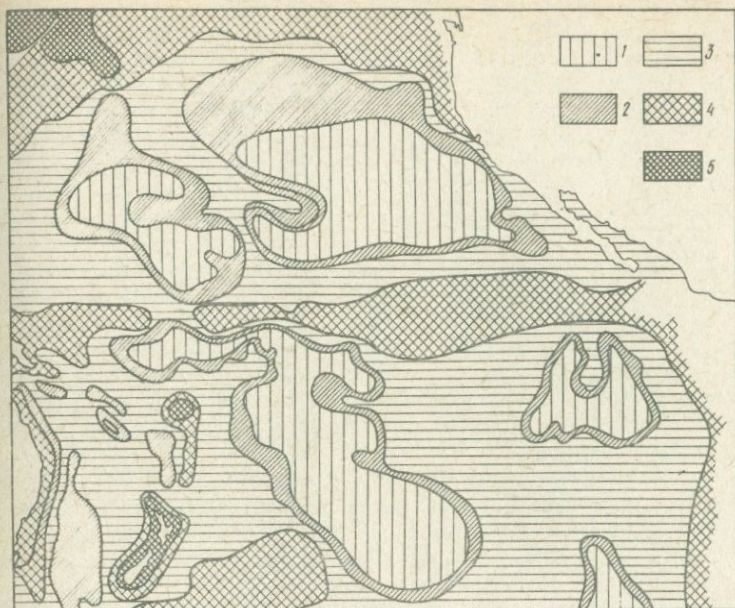


РИС. 14. КАРТА СКОРОСТЕЙ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ТИХОМ ОКЕА-
НЕ [22].

Скорости осадконакопления (мм/1000 лет): 1 — < 1, 2 — 1–3, 3 — 3–10, 4 — 10–30, 5 — 30–100

рики, западное протягивается вдоль Евразийского континента до южной границы Японии.

Таким образом, скорости осадконакопления в Тихом океане зависят, во-первых, от природной зональности океана, во-вторых, от батиметрической зональности (скорость седиментогенеза резко снижается ниже критической глубины карбонатакопления), в-третьих, от расстояния до материков (при удалении от материков скорости снижаются, и резко всего такое уменьшение прослеживается в гумидных зонах, где осадочного материала больше). В этом направлении и проявляется циркумконтинентальная зональность.

Индийский океан. Пределы колебаний скоростей седиментации здесь очень велики — от < 1 мм/1000 лет до значений, намного превышающих 100 мм/1000 лет, а близ устьев рек Ганг, Инд и Иравади 1000 мм/1000 лет. При кажущейся пестроте распределения скоростей седиментации их общие закономерности сводятся к следующему. Области с минимальными скоростями (менее 1 мм/1000 лет) припадают на аридные области океана. Здесь темпы седиментации обычно не более 3–10 мм/1000 лет, и только у основания континентального склона они значительно превышают 100 мм/1000 лет. Зоны с максимальными скоростями тяготеют к материкам, по мере приближения к ним явно увеличиваются скорости седиментации [22].

Из изложенного следует, что распределение скоростей осадко-

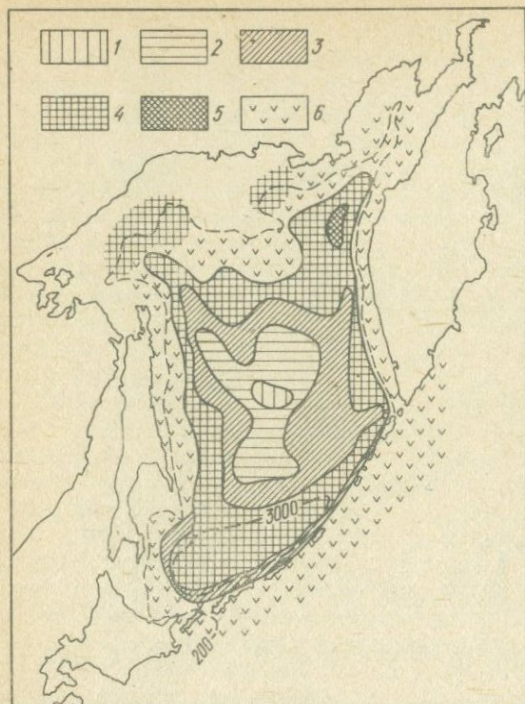


РИС. 15. СХЕМА СКОРОСТЕЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ОХОТСКОМ МОРЕ (ПО А.П. ЛИСИЦИНУ [22]). Скорости осадконакопления (мм/1000 лет): 1 — < 25, 2 — 25—50, 3 — 50—100, 4 — 100—500, 5 — > 500; 6 — аномальные скорости седиментации на материковом и островном склонах

накопления, так же, как и в Тихом океане, находится в тесной связи с природной зональностью. Максимальные количества осадочного материала, скорости седиментации и мощности осадков совпадают с гумидными зонами, минимальные — с аридными. Распределение скорости связано с влиянием глубины карбонатного накопления (на глубинах более критической даже в гумидных зонах скорости ничтожны, поскольку карбонатный материал растворяется) и с постоянным возрастанием темпов седиментации по мере приближения к материкам. Континенты как бы опоясаны бордюром высоких скоростей седиментации.

Таким образом, наблюдающееся сложное распределение скоростей седиментации в Индийском океане определяется сочетанием климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностей, а также тектоникой [22]. Несмотря на общий высокий темп осадконакопления, закономерности седиментации так же отчетливо прослеживаются как в Тихом, так и в Индийском океанах.

Аналогичная картина распределения скоростей седиментации наблюдается и для краевых морей (бассейнов). Так, в Охотском море их минимальные значения [24] отмечаются в центральной части (рис. 15).

Анализ распределения скоростей в Охотском море показывает, что зона высоких скоростей седиментации и большей мощнос-

ти голоцена располагается по периферии центральной глубоководной области моря, приурочиваясь к основанию континентального склона и к его подножию.

Таким образом, для Охотского моря могут быть выделены две области с максимальными скоростями осадконакопления: в отдельных депрессиях — на шельфе, а также в заливах и бухтах и на больших площадях — у основания континентального склона и подножия.

Аномально высокие скорости наблюдаются там, где два склона как бы смыкаются, обрамляя долину или впадину типа Тинро. Скорость седиментации и мощность в остальных частях моря в 10–20 и более раз меньше, чем в зонах максимальных скоростей.

Закономерности распределения скоростей осадконакопления, наблюдающиеся в океанах, краевых морях, сохраняются и во внутренних морях, таких, как Аральское, Каспийское и Черное.

Максимальные скорости в Каспийском море зафиксированы на шельфе его западной части. На восточном шельфе скорости значительно ниже (отсутствие крупных рек). Обращает на себя внимание то обстоятельство, что у основания континентального склона скорости седиментации значительно увеличены и достигают в западной части Каспийского моря 1000 мм/1000 лет [22].

Таким образом, закономерности современной седиментации в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах, включая моря, находятся в тесной связи с климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональностями. В пределах одних и тех же климатических зон скорости седиментации колеблются. В этих зонах закономерно сочетаются особенности количественного распределения осадочного материала (циркумконтинентальная зональность), качественного состава — парагенезы минералов, распространение и ассоциации осадкообразующих организмов (климатическая зональность) и особенности динамики океана (вертикальная зональность). Не отдельные черты, а их закономерные и отличные в разных природных зонах сочетания определяют разнообразие, специфику и условия седиментации в разных поясах [22].

Анализ данных глубоководного бурения океанов с судна "Гломар Челленджер", результатов непрерывного сейсмического профилирования, изучения выходов древних пород на дне океанов с учетом влажности и объемной массы в кернах позволил проследить закономерности осадконакопления за 100 млн. лет. Сопоставление мощностей и скоростей седиментации современных, кайнозойских и мезозойских осадков показало [22], что основные закономерности количественного распределения осадочного материала в древних океанах были почти такие же, как и в настоящее время. На протяжении от нижнего мела до настоящего времени сохранилась климатическая зональность и, в частности, существование аридных зон океанов. Циркумконтинентальная зональность обусловлена в геологическом прошлом дрейфом континентов. В областях срединно-океанических хребтов, являющихся конструктивными границами литосферных плит, древние осадки отсутствуют. По мере удаления от хребта появляются вначале неогеновые, затем палеогеновые отложения, а мезозойские обычно находятся на удалении более 1000–1200 км от оси хребта (см. рис. 1). Однако со-

поставление схем скоростей кайнозойского, мезозойского и современного осадкообразования в океанах показывает, что скорости седиментации изменяются во времени. При этом важным является то, что изменения скоростей седиментации (средних для океанов) происходили одновременно во всех трех океанах.

Формирующиеся в Мировом океане осадки образуют пространственно ограниченные геологические тела, характеризующиеся вертикальными (мощности) и латеральными (площади распространения) формами, условиями залегания и временем накопления. Размещение типов осадков на поверхности дна океана подчинено трем главным видам зональности, существование которых впервые описано П.Л. Безруковым (1962 г.): циркумконтинентальной, климатической (широтной) и вертикальной (батиметрической). Каждая из указанных зональностей характеризуется специфическими типами осадков. Так, в строении циркумконтинентальной зоны участвуют терригенные обломочные, гемипелагические (глинистые, мергельные, кремнисто-глинистые) осадки, характерные только для приконтинентных областей (шельф, континентальный склон и подножие) и глинистые, мергельные и кремнистые пелагические осадки, развитые только в центральных абиссальных областях ложа океана. Климатическая широтная зональность отличается тем, что, например, пелагические осадки формируются только в определенных широтных областях. Эвпелагические глины — это осадки субтропиков. Вертикальная или батиметрическая зональность наиболее четко проявляется в распространении карбонатных осадков, так как они формируются на глубинах, где отсутствует растворение известковых частиц или, точнее, наблюдается превышение скорости накопления над растворением, что возможно только на глубинах, меньших критических глубин карбонатоосаждения (4000—4500 м).

Таким образом, анализ современного осадкообразования в океанах [3, 22 и др.] позволил И.О. Мурдмаа выделить два главных типа океанического седиментогенеза — приконтинентный и пелагический с разделением океана на соответствующие мегафациальные области. Здесь уместно подчеркнуть, что все перечисленные зональности обусловлены тектоническими причинами. Теория тектоники литосферных плит предусматривает раздвиг литосферных плит в зонах материковых рифтов с последующим раздвигом континентальных блоков и формирования океанов и позволяет рассматривать современную седиментацию в рифтовых поясах в качестве первого самостоятельного члена современного осадкообразования на планете. В связи с этим необходимо выделять не два, а три главных типа современного седиментогенеза: рифтогенный, приконтинентный и пелагический.

Отличия между тремя типами осадочного процесса выражаются в специфическом строении осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов пород, в характере их накопления и диагенеза, а также в мощностях, скоростях накопления и абсолютных массах. Существующие отличия позволяют наметить ряд различающихся между собой осадочных формаций, или геогенераций.

Современные осадочные формации представляют собой естественные ассоциации или сообщества парагенетически связанных

между собой осадков и осадочных пород, образовавшихся в определенных тектонических (и седиментационных) областях или зонах современных континентов и океанов, в условиях, мало изменившихся в течение длительного времени. В основу выделения осадочных формаций в океанах положены тектонический режим и физико-географические, в частности климатические условия осадконакопления. При этом тектонические факторы играют ведущую роль [3].

Как установлено бурением в западной части Атлантического океана, мелководные осадки в результате крупных опусканий дна местами распространяются к подножию континентального склона (на глубины более 3 км), выходят здесь на поверхность дна или прикрыты маломощным слоем глубоководных осадков. Резкая смена фациального состава осадков в вертикальных разрезах осадочной толщи вполне вероятно и в некоторых других окраинных частях океана, что следует учитывать при выделении формаций. На обширных пространствах ложа океанов осадконакопление по имеющимся данным [3, 22], в том числе по предварительным результатам бурения в океане, оставалось в целом довольно устойчивым на протяжении значительной части кайнозоя, а во многих местах почти всего кайнозоя.

По тектоническим признакам, так же как и для континентов, выделяется несколько крупных классов формаций [3]: 1) материковых шельфов и склонов, они имеют много общих черт с эпиконтинентальными морскими формациями; 2) подножий материковых склонов и окраинных частей глубоких океанических котловин; 3) пелагических (котловин, хребтов и валов ложа океанов).

Все эти классы формаций могут образоваться в любых климатических зонах Земли. Поскольку осадкообразование в океанах подчинено климатической зональности, постольку в разных зонах, в высоких и низких широтах, где процессы литогенеза имеют свои особенности, они находят различное конкретное выражение в литологических типах осадков и их сочетаниях (см. рис. 1—4).

Формации материковых шельфов и склонов в разных климатических зонах океанов различны. В высоких широтах, в зонах гумидного климата преобладают терригенные обломочные и глинистые бескарбонатные осадки, среди которых широко развиты кремнистые диатомовые илы. По мере движения к областям аридного осадконакопления широкое распространение наряду с терригенными имеют карбонатные осадки.

В пределах тропической области рассматриваемые формации представлены сочетанием терригенных и карбонатных осадков со всеми переходами между ними. Отложения эти отличаются пестротой литологических типов. Наиболее характерны бентогенные и обломочно-глинистые терригенные осадки.

Формации с преобладанием терригенной составляющей доминируют на континентальных шельфах в экваториальной гумидной зоне, где модуль терригенного стока очень высок. Для аридных зон, особенно там, где отсутствует речное питание терригенными материалами, характерно преобладание карбонатных осадков.

В высоких широтах своеобразным типом этих формаций является терригенная айсберговая формация шельфа Антарктиды, образующаяся в ледовой зоне океана [22].

Формации океанических шельфов характеризуются, как отмечалось выше, исключительным разнообразием и пестротой, множеством фациальных переходов, различных по масштабам, направлению и характеру. Наблюдающаяся картина распределения типов осадков и фаций обусловлена тем, что в шельфовую зону поступает подавляющая часть терригенного материала, сносимого с континента. Однако из общей массы осадков на шельфе отлагается лишь незначительная часть ее. Современные шельфы представляют собой не столько области аккумуляции, сколько области транзита выносимого с суши осадочного материала.

По гидродинамическим и литодинамическим критериям (И.О. Мурдмаа, 1979 г.) в шельфовых формациях выделяются три главные фациальные зоны: 1) прибрежное мелководье (до глубины 50 м); 2) средняя относительно затихшая зона (примерно до глубины 100 м); 3) внешний край шельфа.

Для фаций прибрежной зоны активного волнового воздействия характерно сочетание прибрежного осадконакопления в пространственно-ограниченных аккумулятивных телах, разделенных зонами транзита осадочного материала ограниченной аккумуляции или размыва. Аккумулятивные тела, представленные, как правило, фациями подвижных песков или ракушечно-детритовых осадков, часто нестационарны, а закономерно перемещаются, вызывая значительные фациальные изменения во времени.

Средняя относительно затихшая зона шельфа развита в окраинных морях и часто редуцирована или отсутствует вообще на узких открытых океанских шельфах. В этой зоне распространены обычно алевритовые и алеврито-глинистые илы, в первую очередь близ устьев крупных рек.

В областях биогенного кремнезема накопления и слабого поступления терригенного материала аккумуляруются кремнисто-глинистые диатомовые илы, в зонах апвеллингов — диатомовые и обломочно-глинистые терригенные илы, обогащенные органическим веществом и фосфатом, в тропических зонах широко развиты обломочно-глинисто-известковые илы, переходящие в известковые детритовые осадки при условии отсутствия терригенного поступления. В целом рассматриваемая часть шельфа является областью относительно устойчивого осадконакопления, при этом в ряде районов отмечаются высокие скорости осадкообразования, прежде всего во внутришельфовых впадинах.

Внешний край шельфа представляет собой зону погружения осадков, в том числе ледового разноса и выходов древних осадков (или размыв). В тропических областях при отсутствии интенсивного поступления терригенного материала формируются барьерные рифы, классическим примером которых служит Большой барьерный риф Австралии. Для осадков внешнего края шельфа, за исключением рифогенных, характерны низкие скорости их накопления (нередко нулевые).

Терригенный разрез континентального склона представлен главным образом неотсортированными песчано-алевритово-глинистыми толщами, накопление которых обеспечивается за счет сброса и осаднения обломочного материала при резком снижении гидродинамической активности придонных вод за краем шельфа. Напри-

мер, в Бискайском заливе скорость приливных течений над краем шельфа достигает 37 см/с, а над склоном — 4 см/с.

Кроме того, терригенный разрез может быть представлен фациями "контуритов", сложенными тонкослоистыми песчано-алевролитовыми осадками, формирующимися под воздействием вдоль-склоновых "контурных" течений, и фациями турбидитов в локальных "запруженных" бассейнах, где происходит осаждение устремляющихся вниз по склону суспензионных потоков. Широким развитием на континентальных склонах пользуются подводно-оползневые фации. Важным является то (И.О. Мурдмаа, 1979 г., с. 282), что "все терригенные и биогенно-терригенные осадки континентальных склонов относительно обогащены органическим веществом и находятся в условиях восстановительной среды раннего диагенеза. Поверхностный окисленный слой, как правило, маломощен, а нередко отсутствует".

Карбонатный разрез континентального склона характеризуется в верхней его части биогенными (кораллово-водорослевыми) разностями, сносимыми с края шельфа, и планктоногенными (кокколито-фораминиферовыми) осадками в средней части. Ниже критической глубины карбонатакопления последние замещаются бескарбонатными глинами. Характерно, что в условиях карбонатакопления наблюдаются формации, аналогичные терригенным.

Фашии континентальных склонов, как и шельфов, в различных географических поясах Земли отличаются в значительной степени. В областях интенсивного терригенного питания и в первую очередь у устьев крупных рек они представлены преимущественно терригенными осадками, в тропических и субтропических зонах и главным образом в аридных зонах это преимущественно карбонатные (известняки, мергели) осадки.

Подножия континентальных склонов представляют собой зоны более устойчивой и интенсивной аккумуляции. Здесь отчетливо выделяется мощная осадочная толща, которая относится к классу приконтинентных глубоководных терригенных формаций.

Приконтинентные глубоководные формации широко распространены по периферии всех современных океанов. От описанных выше формаций они отличаются не только повышенными мощностями и более низким гипсометрическим положением, но и залеганием на коре океанического типа. В то же время приконтинентные глубоководные формации существенно отличаются от типичных пелагических формаций как по тектоническому положению (близость к континентам), так и по литологическому составу. Наиболее характерным является карбонатно-терригенная, существенно турбидитная формация абиссальных аккумулятивных равнин, развитая на глубинах 2,5—5,5 км.

Формации подножий континентальных склонов представляют собой мощные аккумулятивные тела, прислоненные к уступам континентальных склонов. В разрезе подножий в результате разгрузки развиты обломочно-глинистые и мергельные осадки с признаками турбидитов, предполагается развитие контуритов, образующих своеобразные аккумулятивные валы. В 1980 г. И.О. Мурдмаа были описаны мощные оползневые тела, а также отложения катастрофического гравитационного стекания масс осадков со склона.

Интересны изменения формации вкрест ее простирания. От подножия континентального склона в сторону океана до определенных глубин возрастает доля карбонатных осадков и убывает терригенных. Ниже критической глубины карбонатакопления (4,6—4,7 км) карбонатные осадки исчезают, но прослой турбидитов (песков, алевроитов) местами прослеживаются и дальше. С выклиниванием их происходит латеральный переход к пелагическим формациям.

С изменением литологического состава осадков уменьшаются и мощности осадочной толщи, определенные сейсмическими методами. Соответствие данных о строении верхнечетвертичных отложений и результатов изучения строения и мощностей осадочной толщи сейсмическими методами показывает, что условия осадконакопления в основном не изменялись с середины миоцена, а возможно, и с более раннего времени.

Главным характерным отличием формаций континентальных склонов является довольно выдержанная фациальная однородность на больших расстояниях как по простиранию склона, так и на поперечном его профиле. В глобальном масштабе мощные терригенные шлейфы близ главных источников сноса терригенного материала по простиранию склона замещаются менее выраженными карбонатными осадками (мергели). Осадконакопление на континентальном подножии характеризуется очень высокими максимальными для глубоководных осадков средними скоростями (до нескольких сот миллиметров в 1000 лет), обеспечивающими накопление наибольших абсолютных масс обломочно-глинистого терригенного материала в конусах выноса крупных рек и захороненного ОВ в условиях восстановительной среды.

Таким образом, описываемая формация представляет собой осадочное тело, ограниченное с одной стороны континентальным склоном, с другой — пелагическим краем абиссальных равнин, геоморфологически довольно отчетливо выраженным. Формация как бы "наползает" на холмистую (вулканическую) поверхность талассократона. Она залегает в виде пологого шлейфа, вероятно, непосредственно на "базальтовом" слое земной коры, значительно прогнута у подножия континентов и имеет ровную полого наклоненную поверхность.

Пелагические формации нормального океанического ложа или талассократонов (за пределами их периферических частей) делятся на две большие группы: 1) океанических котловин и 2) океанических хребтов, валов и поднятий (кроме формаций системы срединно-океанических хребтов, выделенных в отдельный класс). Обе группы могут быть отнесены к категории пелагических формаций.

Пелагические формации различны по составу осадков и мощностям в зависимости от положения в системе климатической зональности.

В тропических и умеренных широтах, в зонах низкой биологической продуктивности и минимальных темпов седиментации (т. е. в основном в областях крупнейших антициклических круговоротов течений), на глубинах от 4—4,5 до 6—6,7 км широко распространена формация пелагических глин (красных глубоководных глин).

Она развита главным образом в пределах аридных зон океанов, захватывает и смежные части гумидных зон. Это маломощная толща глубоко окисленных бескарбонатных глинистых, цеолитово-глинистых и цеолитовых осадков, нередко чередующихся с палагонитовыми туфами — продуктами подводного базальтового вулканизма. Скорости отложения пелагических глин обычно не превышают 1—2 мм в 1000 лет.

В экваториальном поясе подъема глубинных вод и высокой биологической продуктивности, где скорости седиментации повышенные, наблюдается сочетание кремнисто-глинистых и глинистых осадков.

Там, где глубины меньше критической (т.е. порядка 3,5—4,5 км), распространены кремнисто-карбонатные биогенные осадки.

Окраинные (рис. 16) и внутренние (рис. 17) шельфовые и глубоководные моря характеризуются набором развитых в их разрезе формаций, формирование которых подчинено закономерностям, установленным для океанов. Они образуют в миниатюре генетическую последовательность формаций материковых окраин континентов, т.е. здесь выделяются формации шельфов, континентального склона, подножия и пелагиали.

Формации внутриконтинент-рифтогенных осадочных бассейнов, состав и строение осадочно-вулканогенных комплексов, выполняющих впадины внутриконтинентных (материковых по А.Ф. Грачеву) рифтов (Байкальский, Рейнский, Африкано-Аравийская рифтовая зона, зона запада США и др.), существенно различны и обусловлены влиянием ряда факторов [25]: 1) тектонического (скорость погружения, связь с морским бассейном, морской, озерный режимы аккумуляции, наличие или отсутствие обрамляющих поднятий, скорость их воздымания и др.); 2) климатического, обусловливающего тип литогенеза; 3) гидротермального и вулканического, определяющих относительную роль тех или иных осадочных и вулканогенных образований в строении рифтогенных формаций.

Формационный ряд рассматриваемых рифтогенных бассейнов включает два основных комплекса: нижний моласоидный, представленный в основном тонкообломочными (песчано-алевритоглинистыми) осадками озерного, болотного, аллювиального генезиса, и верхний моласовый, сложенный более пестрыми по гранулометрическому составу отложениями аллювиального, пролювиального, гравитационного, а иногда (Байкальский рифт) и флювиогляциального и ледникового генезиса. При этом суммарные мощности формаций составляют значительные величины, в среднем они не превышают 2,5 км, а иногда достигают 7—10 км (Южно-Байкальская впадина).

Характерными особенностями формаций являются их резкая фациальная изменчивость по площади, высокие скорости осадконакопления и наличие в разрезе вулканогенных пород, хотя их объем не только в разных рифтовых структурах, но даже в отдельной зоне одного рифтогенного бассейна не остается постоянным. Однако без проявления вулканизма внутриконтинентные рифты не могут образоваться [15].

Формации континент-океанических рифтогенных осадочных бас-

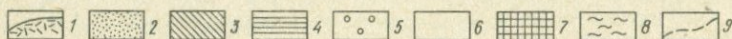
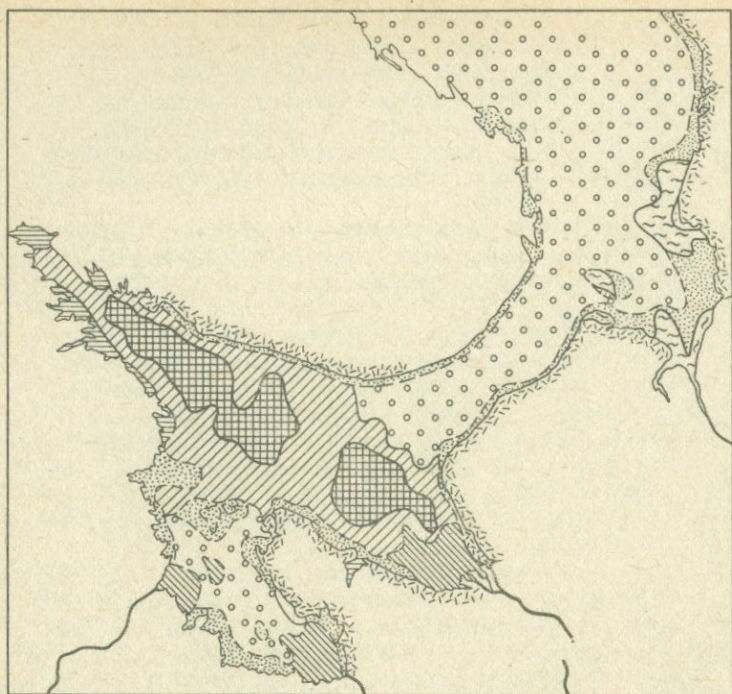


РИС. 16. СХЕМА РАЗМЕЩЕНИЯ ФАЦИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ПЛОЩАДИ БЕЛОГО МОРЯ (ПО Н.К. КАЛИНЕНКО, 1977 г.).
 Фаши: 1 — пляжей, 2 — прибрежная, 3 — дельт и предустьевых районов, 4 — заливов, 5 — обширных морских мелководий, 6 — склонов впадины моря, 7 — средней части впадины моря; 8 — бенг; 9 — границы фашиальных зон

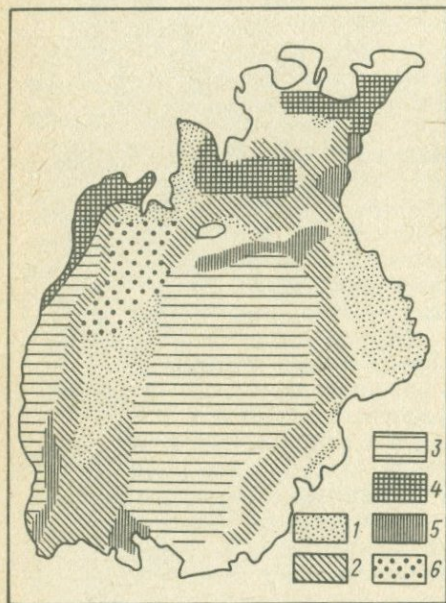
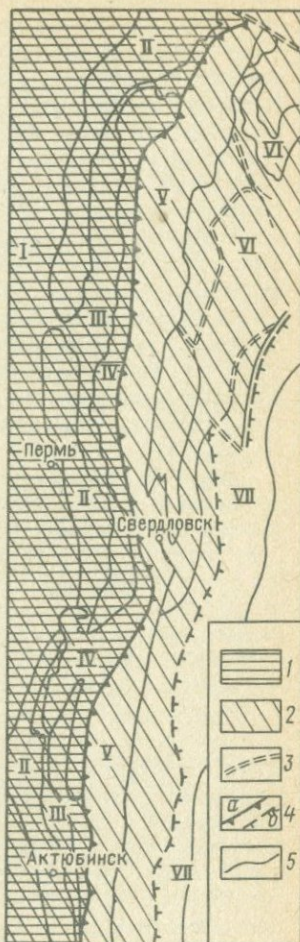


РИС. 17. СХЕМА РАЗМЕЩЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ В АРАЛЬСКОМ МОРЕ (ПО Н.Г. БРОДСКОЙ, 1952 г.).
 1 — пески; 2 — алевролиты; 3 — мергели; 4 — глины северных заливов; 5 — глины дельтовые; 6 — оолиты

РИС. 18. СХЕМА РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР УРАЛА И ФРАГМЕНТОВ ДРЕВНИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА (СОСТАВИЛ В.Ф. ГОРБАЧЕВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МАТЕРИАЛОВ Г.А. КЕЙЛЬМАНА И К.П. ПЛЮСНИНА, 1980 г.).

Материковые окраины Восточно-Европейского континента: 1 — докембрийская, 2 — раннепалеозойская; 3 — разломы докембрийского возраста (рифей-вендского); границы: 4 — рифтогенных окраин континента (а — докембрийская, б — раннепалеозойская), 5 — геологических зон (статиграфические, тектонические) современного структурного плана Урала.

Тектонические элементы: I — Восточно-Европейский континент, II — Предуральский прогиб, III — Западно-Уральская зона покровной складчатости, IV — Центрально-Уральская антиклинорная зона, V — Тагильско-Магнитогорский прогиб, VI — Восточно-Уральский пояс поднятий и прогибов (Алапаевско-Теченский прогиб, Суздукско-Варламовское, Красногвардейское и другие поднятия), VII — Зауральский прогиб



сейнов характеризуются набором тех же формаций, что и внутриконтинент-рифтогенные, с той лишь разницей, что нижней молассоидной формации, например, в Верхнерейнском бассейне отвечает более сложный комплекс терригенных и частично хемогенных отложений, включающих континентальные, лагунные, в том числе калийные соли, и мелководные морские осадки, периодически проникающие или постоянно связанные с океаном (например, Суэцко-Красноморский и Припятско-Донецкий бассейны). Разрез Верхнерейнского рифтогенного бассейна характеризуется промышленной нефтегазоносностью, хотя общие ресурсы УВ его весьма незначительны.

Для сравнения условий осадконакопления, формирования формаций, распределения мощностей в рифейских и фанерозойских осадочных бассейнах рассмотрим литолого-формационную характеристику седиментогенеза на дорифейских окраинах Восточно-Европейского континента.

Верхнедокембрийские образования в Уральском подвижном поясе в современном эрозионном срезе слагают его главнейшие поднятия: Западно-Уральское и Восточно-Уральское. В.Н. Пучков, Г.А. Кейльман и К.П. Плюснин отмечают, что в разрезе этих двух региональных мегазон Урала докембрийские образования представлены существенно различными в формационном и структур-

ном отношении комплексами. Кроме того, структурно-формационная зональность верхнедокембрийского (рифей — венд) бассейна значительно отличается от зональности Уральского палеозойского периконтинентного бассейна (рис. 18). В первом (рифей-вендском) бассейне в пределах Западно-Уральского поднятия на непрерывно развитой коре континентального типа, сложенной различными сланцами и гнейсами раннего докембрия, залегают рифей-вендские осадочные и осадочно-вулканогенные образования, которые несогласно перекрыты осадочным чехлом палеозойского возраста. На Восточно-Уральском поднятии гнейсовые дорифейские образования коры континентального типа развиты фрагментарно и слагают крупные поднятые блоки (микроконтиненты), расчлененные зонами с базитовой корой, сложенной в основном интрузивно-эффузивными комплексами палеозоя (Г.А. Кейльман, К.П. Плюснин, 1980 г.). Наиболее крупной зоной, в основании которой выделяется базитовый тип коры, является Тагильско-Магнитогорский бассейн, сформировавшийся в раннем палеозое на месте рифтогенного бассейна.

Рифей-вендские отложения в восточных областях Урала в погруженных зонах не установлены. Наиболее детально они изучены по восточному обрамлению Восточно-Уральского поднятия, где представлены характерными аспидными сланцами, песчаниками, базальтами, которые по формационному составу вполне сопоставимы с отложениями континентального склона Восточно-Европейского континента раннепалеозойского (верхнекембрийско-ордовикского) возраста. Характерно, что территориально они не совпадают с палеозойскими однотипными образованиями.

Заложение (формирование) рифейско-вендского бассейна по данным резкого азимутального несогласия между "байкалидами" Южного, Среднего Урала и карелидами фундамента Восточно-Европейского континента происходило в результате растяжения эпикарельской коры с образованием рифтовых формаций, примером которых могут служить молассоиды и щелочные базальтоиды айской свиты. Этот процесс, по мнению В.Н. Пучкова, вероятно, неоднократно возобновлялся, что приводило к повторным вспышкам магматизма и могло обусловить цикличность седиментации, однако он был слишком слаб, чтобы вызвать полный разрыв коры, и не привел к возникновению океанических бассейнов с формированием пассивных окраин континентов.

Палеозойская структура Урала заложилась [30, 32 и др.] в позднем кембрии — ордовике в результате деструкции древнего позднепротерозойского континента и дивергенции его блоков, вследствие чего образовалась океаническая впадина с корой и осадками океанического типа в ее внутренней части и переходного типа на континентальном склоне и подножии. В пользу этого, помимо особенностей вулканизма, свидетельствуют резкая наложенность Уральского палеозойского бассейна материковой окраины Восточно-Европейского континента и наличие азимутального несогласия между ними. Впоследствии растяжение сменилось сжатием, и океаническая впадина начала постепенно закрываться и "зарастать" вновь образующейся континентальной корой, что в конечном итоге привело к формированию орогена. Современная структура Урала (рис. 19)

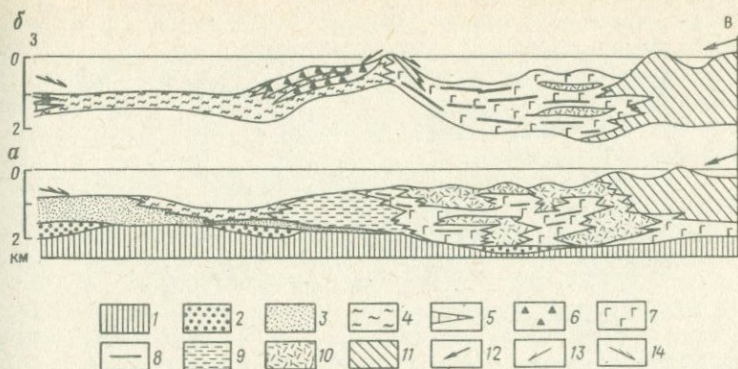


РИС. 19. ПАЛИНСПАСТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА [32].

Для стратиграфического интервала: а — $O_2 - S_1 l$; б — $S_1 l - S_2. l$ — гипербазит-габбровый фундамент; 2 — грубозернистые, преимущественно аркозовые и кварцевые песчаники (кидрясовская и куагачская свиты ($\mathcal{E}_3 - O_1$)); 3 — аргиллиты, кварцевые алевролиты, кварц-полевошпатовые мелкозернистые песчаники; 4 — фтаниты, яшмы, туфосилициты; 5 — известняки; 6 — олистостромы; 7 — спилиты, диабазы; 8 — горизонты кремней в основных лавах; 9 — туфогенные аргиллиты, туффиты; 10 — туфогенные аргиллиты, туфы, тефроиды, вулканомиктовые песчаники, покровы и экструзивные купола кислых лав (альбитофиры); 11 — то же, но в очень большом количестве присутствуют обломочные породы (в том числе грубые, вплоть до валунных), характерны пемзовые потоки; направление разноса материала: 12 — вулканомиктового, 13 — кремневого обломочного, 14 — терригенного

испытала коллизию, сопровождающуюся сокращением поперечника материковой окраины с образованием пологих чешуйчатых надвигов и шарьяжей.

Анализ строения палеозойских образований вдоль всего западного склона складчатого Урала позволяет выделить [30, 32] две структурно-формационные зоны (палеозоны): внешнюю Бельско-Елецкую и внутреннюю, Залаиро-Лемвинскую.

Бельско-Елецкая зона (рис. 20), формировавшаяся на практически неразрушенном "байкальском" и добайкальском кристаллическом основании, характеризуется развитием шельфовых (преимущественно литорально-неритовых) отложений. Обычным здесь является присутствие рифовых и биогермных, органогенно-детритовых, оолитовых, конгломератовидных и других известняков, различных доломитизированных известняков и доломитов, кварцевых песчаников с признаками прибрежно-морского генезиса. Разрезы этой зоны ничем принципиально не отличаются от разрезов платформенного чехла смежной с ней Русской плиты, непосредственным продолжением которого они и являются. Возраст указанных отложений в основном ордовикско-каменноугольный (отчасти нижнепермский). Эти отложения были деформированы лишь на заключительном этапе вариссийской коллизии (карбон — пермь — триас).

Рассматривая вертикальный формационный ряд внешней зоны палеоконтинентального сектора Урала, следует отметить, что

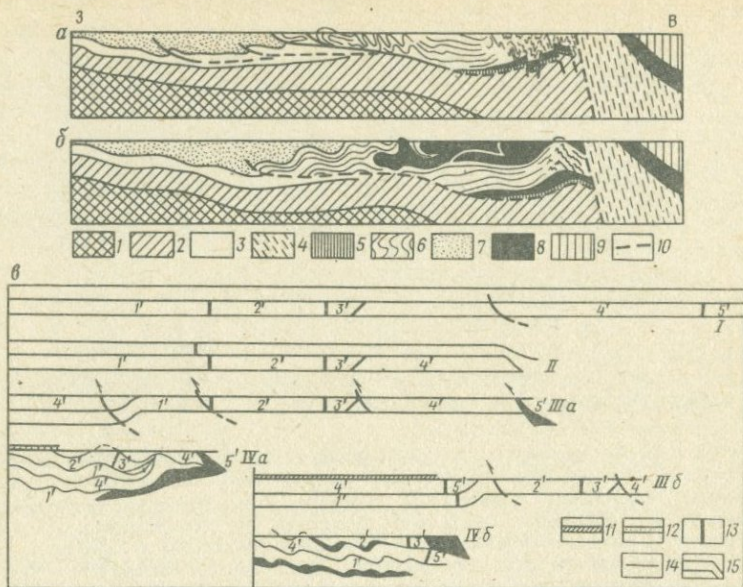


РИС. 20. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ (*a* — СЕВЕРНЕЕ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ, *б* — НА ШИРОТЕ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ) И ПАЛИНСПАСТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ РАЗВИТИЯ ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЫ (*в*) ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА (ПО С.В. РУЖЕНЦЕВУ, 1976 г.).

1 — докембрийский фундамент Русской платформы; 2 — верхнепротерозойский-рифейский комплекс; 3 — палеозойские платформенные образования ($O-P_1$); 4 — докембрийские, частично метаморфизированные палеозойские породы Уралтау; 5 — ниже, среднепалеозойские отложения Зилаирского синклинария; 6 — кремни и известняки (D_3f), граувяки (D_3fm-C_1t), терригенно-карбонатные отложения (C_1), флиш и морская моласса (C_2-P_1); 7 — соленосная и красноцветная моласса (P_2-T_1) Бельской впадины; 8 — офиолитовый аллохтон ($PE-D_2$) Сакмарской и Сакмаро-Вознесенской зон; 9 — вулканогенно-осадочный комплекс Магнитогорского прогиба; 10 — разломы; 11 — неоавтохтон 1 (D_2ef-gv); 12 — неоавтохтон 2 (D_3fm-C_1); 13 — границы фациальных комплексов; контакты: 14 — стратиграфические, 15 — тектонические.

Фациальные комплексы: 1' — курагано-сакмарский, 2' — губерлинско-сакмарский, 3' — херсонковский, 4' — сугралинский (блявнянский, бейтерекский), 5' — косистекский.

I — первоначальное положение комплексов; II — первый (до D_2ef) этап шарьирования; сдвигание покровов: III а — в Кувандык-Медногорском районе, III б — в Чебаклинском и Медесском районах; современные схематические профили: IV а — Кувандык-Медногорского района, IV б — Чебаклинского и Медесского районов

он обладает продольной и поперечной изменчивостью, при которой границы отдельных формаций испытывают сильное возрастное скольжение. В этой изменчивости намечаются определенные закономерности, связанные с тем, что доверхнепалеозойские структуры рассматриваемой зоны явились непосредственным продолжением структур восточной окраины Русской плиты.

Наиболее четкой закономерностью является увеличение роли

карбонатных формаций на крайнем севере и крайнем юге Урала за счет исчезновения терригенно-олигомиктовых формаций в послепермское время, тогда как в остальных частях Урала эти формации появлялись в палеозое несколько раз. Возрастание роли карбонатных надформаций в пределах рассматриваемой зоны происходит и в восточном направлении, что связано с образованием пологого края континента в сторону океанической впадины.

Вертикальный ряд формаций внешней зоны палеоконтинентального сектора Урала, а на севере и смежных частей Восточно-Европейского континента начинается с терригенно-олигомиктовой формации, залегающей либо на рифтогенных формациях, либо непосредственно на байкальском фундаменте. На севере Урала возраст терригенно-олигомиктовой формации ограничивается ранним ордовиком, в южных его частях эта формация охватывает более широкий возрастной диапазон (вплоть до конца силура в западных районах Южного Урала). Указанная формация всюду сменяется терригенно-карбонатной надформацией (терригенно-доломитовая и терригенно-известняково-доломитовая формации). Такое распределение формаций и скольжение их возрастных границ определяются тенденцией к большому погружению северного края Восточно-Европейского континента по сравнению с южным в ордовике и отчасти в силуре.

Тела большинства рассматриваемых формаций и надформаций прослеживаются из западной зоны складчатого Урала в смежную часть Восточно-Европейского континента, а границы их пересекают западный рубеж складчатого Урала.

Дальнейшее развитие этой территории также имеет резонансный характер, обусловленный ее положением в сфере активного влияния Уральской материковой окраины уже на предорогенной и орогенной стадиях развития последней. В восточных разрезах Уфимского амфитеатра и западного склона южного Урала уже в башкирском веке карбонатные формации шельфового облика сменяются флишевой формацией.

Зилаиро-Лемвинская зона характеризуется развитием осадков континентального склона и подножия, она сформировалась в области перехода от континента к палеозойской впадине с океанической корой [30].

В отличие от формаций континентального шельфа, формации континентального склона и отчасти, вероятно, подножия не прослеживаются непрерывной полосой вдоль всего Урала, а образуют отдельные изолированные эрозионно-тектонические останцы, расположенные цепочкой непосредственно к западу от Главного Уральского разлома (Карская, Лемвинская зоны, Малопечерский аллохтон и восточный борт Зилаирского синклиория; см. рис. 20). Вертикальные формационные ряды в этих останцах удивительно похожи, что позволяет судить о первично однотипном положении этих комплексов западного склона Урала [30].

Отличительными чертами формационного ряда Зилаиро-Лемвинской зоны являются: присутствие (хотя и не повсеместное) складчатого фундамента, широкое развитие кремнистых пород комковатых известняков и турбидитов, господство пелагических комплексов фауны, отсутствие или слабое развитие эффузивов.

В палеогеографическом плане эти относительно глубоководные формации располагались между устойчивой зоной шельфа с одной стороны и тектонически активными участками океана — с другой. В современном плане положение формаций различно. Они практически не смещены на Пай-Хое. На Полярном Урале они сильно надвинуты на западные шельфовые формации того же возраста, хотя их связь с фундаментом местами сохранилась. На Северном Урале, они, по-видимому, слагают крупный останец шарьяжа, на Южном Урале — отчасти залегают на месте, иногда смещены.

В настоящее время А.Г. Смирнов, О.В. Беллавин, К.П. Плюснин, М.Л. Камалетдинов и др. считают, что фрагменты самых крайних частей зоны континентального подножия и океанический чехол сохранились на западном склоне Урала в аллохтонном залегании, в тектонических покровах Уфимского амфитеатра и Зилаирского синклинали. В Уфимском амфитеатре значительным развитием пользуется комплекс палеозойских отложений, выделяемый А.Г. Смирновым в качестве бардымской свиты ордовикско-силурийского возраста, который по данным бурения в Нижнесергинском районе образует тектонический покров. Внутреннее строение покрова является, по-видимому, весьма сложным, и вряд ли представляет собой единое геологическое образование. Во всяком случае, северо-западная часть аллохтона сложена несколько иной ассоциацией пород, чем восточная.

В развитии палеозойской материковой окраины Восточно-Европейского континента можно выделить [30] три основные стадии: раннюю (заложения), зрелую и позднюю (ликвидации). Стадия заложения отвечает прогрессирующему разрушению нормальной древней континентальной коры в условиях постепенно ослабевающего растяжения и характеризуется развитием вулканитов с повышенной щелочностью, континентальных и мелководных терригенных толщ, образовавшихся в результате эрозии древнего сиалического фундамента.

Зрелая стадия отличается заметным затуханием тектонических деформаций и магматизма; кора зоны на этой стадии приобретает переходный характер. На этой стадии преобладают гемипелагические — терригенные, флишоидные формации, иногда достигающие значительных мощностей, а также пелагические формации, часто маломощные, конденсированные.

Стадия ликвидации обусловлена приближением внутриокеанических поднятий (островных дуг), коллизией литосферных плит и шарьированием океанической коры на край континента. К концу этой стадии кора в результате скупивания снова становится континентальной.

Палеозойские комплексы южной материковой окраины Восточно-Европейского континента наиболее полно изучены в северной части Прикаспийской впадины и на Северном Кавказе.

Многочисленное бурение глубоких скважин в северо-западной части Прикаспийской впадины показало, что по направлению от периферии к ее центру происходит переход от шельфовых фаций девона и карбона к разновозрастным фациям континентального склона и подножия [40 и др.]. На краю шельфа наблюдается развитие мощных карбонатных отложений, разделенных терригенны-

ми пачками. При этом устанавливается повсеместное угонение карбонатных комплексов в сторону внутренних районов впадины с образованием до четырех разновозрастных бортовых уступов. По оценке Л.Г. Кирихина близ уступов фиксируются максимальные мощности карбонатных отложений и наибольшее содержание биогермного материала (барьерные рифы — В.Г.).

Возрастные аналоги карбонатных комплексов в разрезе континентального склона характеризуются развитием сероцветных терригенно-карбонатных "конденсированных" (мощностью несколько сотен метров) формаций. Напротив, мощность терригенных комплексов за уступами резко возрастает. Так, в районах Оренбургского Приуралья уступом разделяются карбонатные комплексы верхнего карбона и докунгурской нижней перми мощностью свыше 1000 м от одновозрастных маломощных (несколько сотен метров) депрессионных фаций, которые к востоку, в свою очередь, переходят в мощную многокилометровую молассу.

Реликты океанической впадины, обрамляющей Восточно-Европейский континент с юга, в 1976 г. выявлены А.А. Беловым на Северном Кавказе. Установлено, что в Передовом хребте Большого Кавказа картируются разрезы, в которых палеозойские (досилурийские) отложения залегают непосредственно на коре океанического типа. Таким образом, получены прямые доказательства существования здесь реликтов Палео-Тетиса. К северу от Передового хребта, в фундаменте Скифской платформы Предкавказья и Степного Крыма, развит комплекс осадочных, реже вулканогенных отложений, представленный мощными глинисто-алевроитовыми терригенными, реже кремнисто-туффитовыми и карбонатными отложениями, широко распространены углистые песчано-глинистые и кремнистые сланцы; отмечены дацитовые порфириды, диабазы и туфы. Отложения местами прорваны позднепалеозойскими гранитами и перекрыты верхнепалеозойским орогенным комплексом красноцветных терригенных и вулканогенных отложений. Нижне-среднепалеозойский комплекс, как считает А.А. Белов, по своему составу и положению в общей структуре между краем Восточно-Европейского континента и океаническим бассейном Палео-Тетиса представляет собой отложения краевого моря. Типизация и анализ развитых в пределах Северного Кавказа формаций, современного их расположения позволили выяснить определенные закономерности в их взаимном размещении, несмотря на значительные альпийские дислокации, и наметить основные черты истории тектонического развития рассматриваемого региона в домезозойское время.

В позднем докембрии Восточно-Европейский и Африканско-Аравийский континенты были разделены океанической областью Прото-Тетиса.

На материковых окраинах континентов в позднем рифее и венде стали формироваться формации шельфа, континентального склона и подножия. Так, установлено, что от докембрия до перми в краевой области Гондванского континента (перигондванская эпибайкальская платформенная область по В.Е. Хаину) накопились однородные и выдержанные платформенные (шельфовые) осадки средней мощности 3—4 км. В северном направлении увеличи-

ваются контрастность фаций и мощностей отложений, и на протяжении всего палеозоя возрастает их мористость (формации континентального склона — В.Г.).

Различия формаций, оставшихся от Палео-Тетиса, позволяют выделить в современной структуре Средиземноморского пояса фрагменты нескольких разнотипных зон. Зоны, где имеются офиолитовые и островодужные вулканические ассоциации пород, обычно образуют тесно сжатые, покровно-складчатые структуры — Передовой хребет Северного Кавказа, Западная Анатолия, Вардарская зона, Западно-Карпатско-Альпийская зона. Разобщенные в настоящее время, эти зоны представляли, по-видимому, в прошлом единую океаническую структуру центральной части Палео-Тетиса. К востоку она продолжается в фундаменте Бухарской плиты и затем в Северном Афганистане и на северном Памире. Здесь развиты отложения краевых морей и континентального склона (мощные терригенные, иногда карбонатные или маломощные кремнисто-глинистые, часто флишеидные, турбидитные образования).

Гранитно-гнейсовые массивы, сложенные преимущественно докембрийскими комплексами и иногда покрытые чехлом палеозойских и более молодых пород (Мизийский, Родопский, Паннонский и др.), интерпретируются в качестве микроконтинентов Палео-Тетиса или краевых частей Восточно-Европейского континента.

Основной эпохой складчатости, шарьяжеобразования, тектонического скупивания для Палео-Тетиса является герцинская эпоха деструкции океанической коры. Эти процессы охватили не только Северный Кавказ, но и почти всю территорию Средиземноморского пояса, оставшуюся незамкнутой после байкальской субдукции. В западной части пояса они привели к образованию единого Еврафриканского континента. Остаточной, незамкнувшейся в результате рассмотренной деструкции зоной Палео-Тетиса является зона, протягивающаяся от южного склона Большого Кавказа (Сванетия) через Каспийское море, включая Южно-Каспийскую впадину, по южному подножью Копетдага до границы Ирака и Афганистана (районы городов Мешхеда и Герата). Ее продолжением является Дарваз-Сырыкольская и Каракульская зоны Северного Памира.

Сопоставление альпийского этапа истории развития Средиземноморского пояса с историей его развития в домезозойское время позволяет заключить, что Альпийская складчатая область имеет отчетливо наложенное кососекущее положение по отношению к краю Гондванского континента и структурам Палео-Тетиса. На протяжении от Гибралтара до Памира отсутствуют сквозные герцинско-альпийские структуры. Никаких достаточно крупных продольных и поперечных структур, длительно и устойчиво развивавшихся на одном месте в течение всего фанероза в пределах Средиземноморского пояса, выявить не удастся. Унаследованность выражается в приспособлении местами вновь образующихся структур к древним структурным линиям (швам, разломам, ослабленным зонам). Сохраняется лишь общая субширотная ориентировка складчатого пояса. Гораздо более четко явления унаследованности проявляются, по мнению А.А. Белова, в пределах пассивных материковых окраин континентов.

Таблица 8

Тектоно-климатическая классификация осадочных формаций (по В.Е. Хаину, 1980 г. с добавлениями автора)

Стадии развития	Формации внутриконтинентных бассейнов (платформенный чехол)		Формации бассейнов пассивных окраин континентов		Формации бассейнов активных окраин континентов	Формации бассейнов внутренних областей океанов
	гумидной зоны	аридной зоны	гумидной зоны	аридной зоны		
Конечная	Озерно-аллювиальная сероцветная ф. с каолинитом, углями; красноцветная с бокситами	Пустынно-озерная красно- или пестроцветная ф. с карбонатами и сульфатами	Отс.	Отс.	Верхняя, континентальная, грубая, моласса	Отс.
Поздняя 2	Паралическая угленосная ф. прибрежных равнин	Красноцветно-эвапоритовая ф. лагунного (карабогазского) типа	Отс.	Отс.	Нижняя, морская моласса с эвксинской с/ф	Отс.
Поздняя 1	Эпиконтинентальная песчано-глинистая или кварцево-песчаная ф. с глауконитом	Эпиконтинентальная карбонатно-терригенная ф. с с/ф черных глин	Отс.	Отс.	Терригенный флиш	Гемипелагическая терригенно-глинистая ф.
Зрелая	Эпиконтинентальная карбонатная (известково-мергельная) ф.	Эпиконтинентальная карбонатная (известняково-доломитовая) ф.	Неритическая кремнисто-глинистая фосфоритоносная ф.	Неритическая карбонатная ф. (кокколитофоридовая и фораминиферовая) с с/ф барьерных рифов	Карбонатный флиш	Пелагическая глинистая и кремнисто-глинистая ф. абиссальных котловин

Продолжение таблицы 8

Стадии развития	Формации внутриконтинентных бассейнов (платформенный чехол)		Формации бассейнов пассивных окраин континентов		Формации бассейнов активных окраин континентов	Формации бассейнов внутренних областей океанов	
	гумидной зоны	аридной зоны	гумидной зоны	аридной зоны			
Ранняя 2	Эпиконтинентальная песчано-глинистая или кварцево-песчаная ф. с глауконитом	Эпиконтинентальная карбонатно-терригенная ф. с с/ф черных глин	Пестроцветная глинистая ф. с магниезальными силикатами	Битуминозная песчано-глинистая ф. с с/ф черных глин и терригенно-карбонатная ф.	Терригенный флиш	Ф. пелагических известняков и известковых турбидитов срединных хребтов и поднятий в пределах талассопленов	
Ранняя 1	Параличская угленосная ф. прибрежных равнин	Красноцветно-эвапоритовая ф. лагунного (карабогазского) типа	Параличская угленосная ф. зрелого рифта	Эвапоритовая ф. зрелого рифта (красноморского типа)	Сланцево-граувакковая (аспидная) ф.	Эдафогенная ф. рифтовых зон	Металлоносная (экспляционная) ф. рифтовых зон
Начальная	Озерно-аллювиальная сероцветная ф. с каолинитом, углями; красноцветная с бокситами	Пустынно-озерная красно- или пестроцветная ф. с карбонатами и сульфатами	Серокрасноцветная	Континентальная обломочная ф. молодых рифтовых зон (грабенная)	Отс.	Отс.	Отс.

Примечание. ф. — формация, с/ф — субформация, отс. — отсутствует

Таким образом, анализ современного осадконакопления в осадочных бассейнах Мирового океана и осадконакопления в прото-и палеобассейнах, проведенный на примере Восточно-Европейского континента с учетом опубликованных материалов по характеристике современных и древних формаций и изменения мощностей, свидетельствует об идентичности закономерностей количественного распределения осадочного материала, формирования осадочных бассейнов на всех этапах эволюции литосферной оболочки Земли.

Общим является то, что формирование осадочных формаций в пределах седиментационных бассейнов литосферных плит подчиняется циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональностям. Классификация осадочных формаций, учитывающая влияние этих зональностей, приведена в табл. 8.

Всесторонний анализ количественного распределения осадочного материала и скоростей его седиментации показывает, что максимальные мощности его и высокие скорости седиментации приурочены к континентальному склону и подножию. При движении от этой области к континенту, в пределах шельфа, мощности осадочного чехла сокращаются в 4—5 раз и составляют 3—4 км. В районе срединно-океанических хребтов, т. е. в области пелагического осадконакопления, они не превышают 1,0 км, сокращаясь в 15—20 раз. В связи с таким распределением мощностей осадочных образований и скоростей их седиментации необходимо сделать вывод о том, что континентальный склон и подножие как современных осадочных бассейнов, так и бассейнов неогей представляют собой область интенсивной седиментации, обеспечивающей быструю и устойчивую консервацию ОВ, поступающего в осадки Мирового океана.

ГЛАВА 3 ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

В геологической истории Земли от рифея до современной эпохи существовали условия для накопления ОВ в осадках различного генезиса. Концентрация ОВ в разных структурно-морфологических зонах крупных тектонических элементов Земли (в пределах литосферных плит) не остается одинаковой. Установление закономерностей распределения ОВ в осадочных бассейнах рифея, венда и фанерозоя в значительной степени затруднено в связи с тем, что эти отложения, во-первых, залегают на значительной глубине и не могут быть детально изучены и, во-вторых, отдельные участки их претерпели сложную историю развития, в результате которой были превращены в орогенные области (например, Уральская, Верхоянская, Аппалачская и другие складчатые области).

В последние годы, в связи с широкими исследованиями дна Мирового океана, изучены [11, 16, 31 и др.] закономерности распределения ОВ в современных осадках. Характеристика изменений содержания $C_{орг}$ в этих осадках в зависимости от их фациальной и структурно-морфологической принадлежности может и долж-

на быть использована для оценки нефтегазового потенциала осадочных пород рифейских, вендских и фанерозойских бассейнов, образовавшихся в сходных с современными условиями.

Поскольку среди древних пород неогена выделяются аналоги современных океанических и современных морских отложений, то вначале приводятся данные о содержании $C_{орг}$ в современных осадках отдельно для морских, океанических и рифтогенных бассейнов, а затем для отдельных седиментационных бассейнов рифея, венда и фанерозоя.

Тихий океан. Закономерности распределения ОВ в осадках Тихого океана унаследованы от размещения взвешенного $C_{орг}$ в толще воды и выражаются в существовании, как подчеркивают П.Л. Безруков, А.И. Лисицин, Е.А. Романкевич, циркумконтинентальной, широтной и вертикальной зональностей. Наиболее резко выражена циркумконтинентальная зональность, которая является характерной особенностью распределения ОВ в верхнем слое осадков океана. Она выражается в наличии полос или зон повышенных концентраций в осадках $C_{орг}$ вокруг всех континентов и массивов суши или микроконтинентов. Эти полосы или зоны охватывают окраинные моря, океанические шельфы, континентальные склоны и подножия. Внутри зон повышенной концентрации $C_{орг}$ выделяются два максимума содержания ОВ, мелководный и более глубоководный, разделенные областью пониженных содержания $C_{орг}$ (рис. 21).

Мелководный максимум приурочен к сравнительно илистым осадкам заливов, бухт, лагун и верхней части открытого океанического шельфа. Примерами могут служить илистые осадки северного мелководья Охотского моря, заливов Шелихова и Анадырского, верхней части открытого шельфа Южного Приморья ($> 2\% C_{орг}$), многих заливов Хоккайдо и Хонсю (до 3,6 и 11, 9% $C_{орг}$), Кореи (до 2,0% $C_{орг}$), Калифорнийского залива (до 7,4% $C_{орг}$) и внутреннего шельфа Эквадора и Перу (до 10, 6% $C_{орг}$).

Глубоководный максимум приурочен к осадкам континентального склона и подножия, а также глубоководных желобов, расположенных вблизи континентов. Содержание $C_{орг}$ в этой зоне, как отмечал Н.М. Страхов в 1979 г., увеличено по сравнению с пелагиалью и образует две, местами три концентрические полосы: 0,5—1% и 1,0—1,5%, а участками даже 1,5—2,0%.

Мелководный и глубоководный максимумы ОВ обычно разделены зоной пониженных содержаний $C_{орг}$, которая приурочена, как правило, к внешней части шельфа, что связано [31] с повышенными скоростями движения вод, со сбросом осадочного материала, в том числе ОВ, и осадением его в нижней части склона, а иногда и на дне глубоководных желобов. Примером могут быть осадки на дне глубоководного Перуанско-Чилийского желоба, содержащие до 2,0—4,5% $C_{орг}$ [31].

По мере удаления в центральные части Тихого океана содержание $C_{орг}$ в осадках уменьшается до минимальных значений ($< 0,25\%$). Эти области занимают огромные площади в централь-

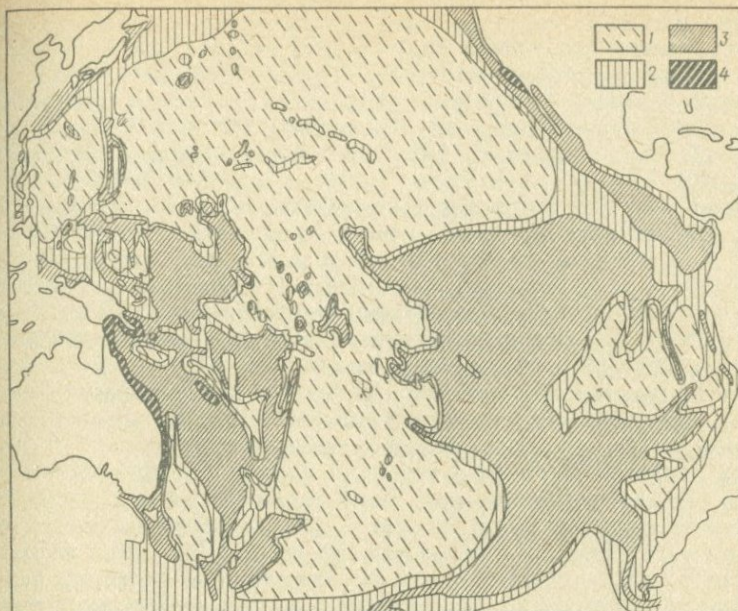


РИС. 21. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ $C_{орг}$ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ОСАДКОВ ТИХОГО ОКЕАНА В ПЕРЕСЧЕТЕ НА БЕСКАРБОНАТНОЕ ВЕЩЕСТВО, % НА СУХОЕ ВЕЩЕСТВО [31]:

1 — $< 0,5$, 2 — $0,5-1$, 3 — $1,0-3,0$, 4 — $> 3,0$

ной части океана. Область минимальных значений ОВ в Тихом океане разделяется экваториальной зоной с содержанием $C_{орг}$ 0,25—0,5 % и отражает широтную зональность. Она имеет вид двух языков (см. рис. 21), идущих с востока на запад, и отвечает зоне повышенной продуктивности фитопланктона.

В генетических типах осадков Тихого океана содержание $C_{орг}$ колеблется в широких пределах: от 0,03 до 10,59 %. Почти во всех гранулометрических разностях осадков отмечаются крайне низкие и высокие значения содержания $C_{орг}$. Значительные пределы колебаний $C_{орг}$ характерны не только для всех гранулометрических, но и для большинства генетических типов осадков океана (терригенных, кремнистых, карбонатных различных типов), а также почти для всех литолого-фациальных типов отложений материковых окраин континентов и краевой части ложа океана.

В центральных областях ложа океана эта закономерность, как правило, не проявляется, что свидетельствует о более стабильных условиях поступления и захоронения здесь ОВ. Все это, по данным Е.А. Романкевича, указывает на то, что фациальная обстановка накопления осадков оказывает решающее влияние на содержание в них $C_{орг}$.

По уменьшению среднего содержания $C_{орг}$ в верхнем слое осад-

ков для основных структурно-морфологических зон Тихого океана наблюдается следующий ряд: подводные окраины континентов (шельфы, континентальные склоны и примыкающие к ним глубоководные желоба) — краевые части ложа океана — центральные районы океана и оцениваются отношением 100:34:0 (для песков), 100:34:27 (для алевритов) 100:36:27 (для пелитов), а в среднем 100:35:27.

Среди генетических типов осадков Тихого океана наиболее высокое среднее содержание $S_{орг}$ имеют терригенные слабокремнистые и мелководные кремнистые диатомовые илы различных климатических зон: бореальной гумидной и тропической аридной. Все типы пелагических осадков центральных областей океана бедны ОВ. Красные глубоководные глины, особенно их эвпелагические разновидности, содержат наименьшее количество $S_{орг}$ среди осадков близкого гранулометрического состава. Вулканические осадки, широко развитые в пелагических областях западной части Мирового океана, бедны $S_{орг}$ (0,03—0,39 %, в среднем 0,23 %).

Для верхнечетвертичных осадков Тихого океана [31] выделяются четыре основных типа вертикального распределения ОВ, которые постепенно сменяют друг друга по линии шельф — континентальный склон — глубоководный желоб — краевая часть ложа океана, до центральных его халистатических областей, характеризующих содержание $S_{орг}$ в различных структурно-морфологических элементах Тихого океана.

Для шельфовых областей и верхней части континентальных склонов в толще верхнечетвертичных осадков наблюдается горизонтальная и вертикальная изменчивость содержания $S_{орг}$, наличие горизонтов с высокими и фоновыми концентрациями $S_{орг}$. Примером ярко выраженной вертикальной неоднородности распределения $S_{орг}$ могут служить осадки перуанского шельфа. Здесь вскрыты горизонты терригенных слабокремнистых, фосфато-терригенных и терригенно-глауконитовых осадков разного гранулометрического состава, которые характеризуются резкими колебаниями содержания $S_{орг}$. Однако, несмотря на значительные изменения $S_{орг}$, толща верхнечетвертичных осадков, накапливающаяся в этой высокопродуктивной зоне океана, наследует высокие концентрации $S_{орг}$, свойственные поверхностному слою.

В разрезах континентальных склонов дна глубоководных желобов, которые примыкают к ним, а также подножий состав осадков по вертикали изменяется, что позволяет выделять слои, обогащенные $S_{орг}$. Основной причиной изменения состава осадков являлись неоднократные перемены климата и продуктивности вод океана. Высокие скорости осадконакопления и повышенное содержание ОВ в разрезах верхнечетвертичных отложений способствовали быстрой смене в разрезах этих структурно-морфологических элементов окислительных условий на восстановительные.

Для разрезов краевой части ложа океана, сложенных гемипелагическими терригенными илами с повышенным содержанием биогенного кремнистого материала в умеренном климате и карбо-

натного в тропическом, характерным являются более низкие количества $C_{\text{орг}}$, чем для осадков континентальных склонов и их подножий.

Для разрезов ложа океана, сложенных эвпелагическими и миопелагическими (красными) глинами, характерно заметное уменьшение содержания $C_{\text{орг}}$ в самых верхних его частях. Ниже $C_{\text{орг}}$ изменяется мало с тенденцией уменьшения. По всему разрезу верхне-четвертичных отложений абиссали океана сохраняется резкоокислительная среда.

Следует подчеркнуть, что пелагические осадки экваториальной зоны и области тропических дивергенций занимают промежуточное положение между двумя предшествующими зонами.

Большое значение для познания многих вопросов седиментации и геохимии океанических осадков в количественном отношении имеют результаты по Тихоокеанскому трансокеанскому профилю. Изучение особенностей распространения $C_{\text{орг}}$ в осадках данного профиля, проведенное Н.А. Лисициной и Г.Ю. Бутузовой в 1979 г., показало, что распределение содержания (в %) $C_{\text{орг}}$ в осадках совпадает с размещением биогенных компонентов (CaCO_3 и SiO_2) осадка. Максимальные значения содержаний $C_{\text{орг}}$ наблюдаются (табл. 9) в западной и восточной прибрежной и гемипелагической зонах и составляют в среднем 1,12—1,13 и 3,34 % соответственно. В направлении пелагиали они постепенно уменьшаются и составляют в переходной зоне в среднем 0,53—0,60 %, в пелагических зонах 0,18 и 0,33 %. В областях поднятий пелагической области океана содержания $C_{\text{орг}}$ несколько возрастают по сравнению с осадками собственно пелагиали, однако их средние значения не превышают 0,30 % $C_{\text{орг}}$ (поднятия Маркус — Неккер).

Распределение абсолютных масс $C_{\text{орг}}$ наглядно иллюстрируется графиком на рис. 22. Как видно из табл. 9 и рис. 22 максимальные абсолютные массы $C_{\text{орг}}$ сосредоточены в узкой прибрежной части профиля и минимальны в обширной пелагиали океана, где выделяется ряд максимумов, связанных с подводными грядками и прибрежной зоной архипелагов островов. Средние абсолютные массы $C_{\text{орг}}$ (в $\text{г/см}^2 \cdot 1000$ лет) в западной части профиля постепенно уменьшаются в направлении к пелагиали от 3,43 в прибрежной зоне до 0,02 в пелагической зоне. В восточной части профиля абсолютные массы $C_{\text{орг}}$, так же как и его содержание, (в %) значительно выше. Максимальные значения абсолютных масс наблюдаются в прибрежной зоне и составляют $20,39 \text{ г/см}^2$, резко уменьшаются в гемипелагической до $1,98 \text{ г/см}^2 \cdot 1000$ лет, в переходной до $0,48 \text{ г/см}^2$ и далее в пелагических зонах измеряются сотыми долями граммов на квадратный сантиметр. Локальные повышения абсолютных масс до $0,5 \text{ г/см}^2$ фиксируются вблизи Гавайских островов.

Анализ графиков (см. рис. 22) показывает, что содержания $C_{\text{орг}}$ (в %) и его абсолютные массы распределяются на профиле по одному и тому же закону, что и содержания и абсолютные массы других биогенных компонентов и абсолютные массы осадка в целом.

Распределение $C_{\text{орг}}$ (в % от общего количества) на профиле

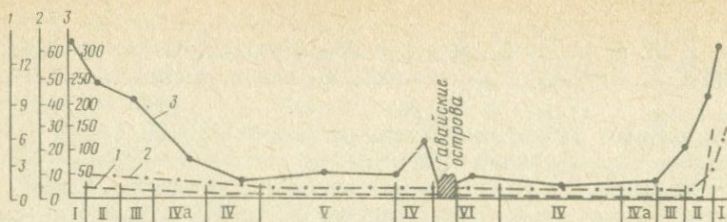


РИС. 22. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ $C_{орг}$ ПО ТИХООКЕАНСКОМУ ТРАНСОКЕАНИЧЕСКОМУ ПРОФИЛЮ (ПО Н.А. ЛИСИЦИНОЙ, Г.Ю. БУТУЗОВОЙ, 1979 г.). Содержание абсолютных масс $C_{орг}$: 1 — в %, 2 — в г/см²; 3 — содержание приведенных абсолютных масс осадка в целом. Влияние Гавайских островов исключено

по оценке Н.А. Лисициной и Г.Ю. Бутузовой следующее. Максимальные количества $C_{орг}$ концентрируются в прибрежной полосе, в западной части профиля накапливается 42,4 % от общего количества $C_{орг}$, на востоке 38,4 %, в сумме 80,8 %, остальные 19,2 % приходится на переходную зону (12,5 %) и пелагическую область океана (около 6,7 %).

Количество $C_{орг}$ на поднятиях Мариус-Неккер и вблизи Гавайских островов в сумме составляет 6,0 % от общей массы на профиле, что указывает на второстепенную роль в накоплении $C_{орг}$ в осадках поднятий пелагической области по сравнению с осадками подводных окраин и континентов.

Таким образом, особенностью распределения $C_{орг}$ в осадках дна Тихого океана является их преимущественная приуроченность к прибрежной и гемипелагической зонам океана и резкое убывание как абсолютных масс, так и содержаний (в %) на пелагических пространствах. В осадках подводных окраин континентов захороняется 81,0 % $C_{орг}$ от общей его массы, накопление которого происходит в седиментогенезе.

Атлантический океан. Закономерности распределения $C_{орг}$ в осадках Атлантического океана, так же как и в Тихом океане, обусловлены геохимической и биологической структурами океана и окружающей его суши, унаследованы от распределения взвешенного $C_{орг}$ в толще воды и подчиняется циркумконтинентальной, широтной и вертикальной зональности [16, 31].

Циркумконтинентальная зональность является главной и характерной особенностью распределения концентраций и абсолютных масс $C_{орг}$ в Атлантическом океане. Она выражается в наличии полос или зон повышенных концентраций $C_{орг}$ вокруг континентов, а также микроконтинентов. По направлению от периферии к центральным областям океана (по профилю континент-срединно-океанический хребет) содержание $C_{орг}$ в осадках уменьшается.

Зона повышенных концентраций $C_{орг}$ в приконтинентальной части океана охватывает шельф, континентальные склоны и их подножия. В ее пределах распределение $C_{орг}$ весьма неравномерное, а в области шельфов часто прерывистое. Здесь наблюдаются два

Таблица 9

Содержания и абсолютные массы $C_{орг}$ в осадках I синхронического слоя (по Н.А. Лисициной, Г.Ю. Бутузовой, 1979 г.)

Литолого-фациальные зоны						
I	II	III	IVA	IVB	V	VI (западная часть)
Содержание, %						
$\frac{0,08-1,95}{1,02(1,12)}$	$\frac{0,24-1,96}{1,0(1,13)}$	$\frac{0,17-0,97}{0,56(0,60)}$	$\frac{0,10-0,45}{0,33}$	$\frac{0,10-0,28}{0,18}$	$\frac{0,22-0,32}{0,26(0,30)}$	$\frac{0-0,75}{0,22}$
Абсолютные массы, $г/см^2 \cdot 200$ млн. лет						
3,43	2,58	1,08	0,18	0,02	0,07	0,50 2,3
VI (восточная часть)	IVB	IVA	III	II	I	
Содержание, %						
$\frac{0-0,46}{0,15}$	$\frac{0,19-0,53}{0,31}$	$\frac{0-0,41}{0,33}$	$\frac{0-1,38}{0,53}$	$\frac{1,18-2,52}{1,51(1,66)}$	$\frac{1,73-8,70}{4,35(4,94)}$	
Абсолютные массы, $г/см^2 \cdot 200$ млн. лет						
0,04	0,02	0,06	0,48	1,98	20,39	

Примечание. В числителе — экстремальные содержания, в знаменателе — средние для литолого-фациальных зон; в скобках — содержания на бескарбонатное и бескремнистое вещество.

максимума содержания $C_{орг}$ в осадках: мелководный, приуроченный к илистым осадкам заливов, лагунов, бухт и верхней части открытых океанических шельфов, и глубоководный, относящийся к илистым осадкам различных частей континентальных склонов и нижних частей шельфов. Характерно [16], что положение глубоководного максимума $C_{орг}$ зависит от ширины шельфа и гидродинамических условий: чем шире шельф и интенсивнее гидродинамический режим, тем больше сдвиг максимума $C_{орг}$ в пелагиаль.

По мере удаления в центральные части Атлантического океана содержания $C_{орг}$ в осадках понижается до величин $< 0,25$ %. Такая зона минимальных концентраций $C_{орг}$ в пелагиали океана охватывает области антициклонических круговоротов вод с низкой биологической продуктивностью и минимальными скоростями седиментогенеза.

Широтная зональность выражается в существовании бореальной зоны высоких концентраций $C_{орг}$, которая в умеренных и тропических широтах Северного полушария сменяется зоной пониженных концентраций $C_{орг}$. В экваториальной области также встречаются осадки, обогащенные ОВ, которые к югу вновь сменяются осадками пониженных содержаний $C_{орг}$.

Вертикальная зональность в распределении $C_{орг}$ выражается так же, как и в Тихом океане, уменьшением его содержания в осадках, как правило, по мере увеличения глубины в морях и периферических частях океана.

Таким образом, основным и наиболее резко выраженным типом зональности распределения $C_{орг}$ в осадках Атлантического так же, как и Тихого океана, является циркумконтинентальная приуроченность его концентраций (в %), а широтная и вертикальная зональность $C_{орг}$ в осадках Атлантического океана проявляется менее отчетливо.

Содержание $C_{орг}$ в различных литолого-генетических типах верхнего слоя донных осадков Атлантического океана колеблется так же, как и Тихого океана, значительно: от 0,04 до 12,6 %, по некоторым данным до 16,06 %. Наибольшие пределы колебаний $C_{орг}$ наблюдаются в терригенных и биогенных как кремнистых, так и известковых осадках, наименьшие — в вулканокластических отложениях и в пелагических красных глинах. Наиболее высокие содержания $C_{орг}$ в Атлантическом океане наблюдаются на небольших глубинах в зонах апвеллингов, характеризующихся высокой продуктивностью. Это побережье Западной Африки в области распространения холодных вод Бенгальского течения. Здесь в осадках шельфа содержание $C_{орг}$ изменяется от 0,16 до 12,5 % и в среднем составляет в терригенных бескарбонатных осадках 2,02 %, а в слабосиликатных 7,6 % в расчете на сухое вещество.

В терригенных, карбонатных и кремнистых осадках (без шельфа Западной Африки) пределы колебаний $C_{орг}$ значительно сокращены (0,04—3,60 %). Средние содержания $C_{орг}$ для этих отношений составляют 0,76; 0,71 и 0,35 % соответственно. В подобных генетических и гранулометрических типах пород шельфа Западной Африки среднее содержание $C_{орг}$ примерно в 3—4 раза выше, чем в остальных районах Атлантического океана.

Средние концентрации $C_{орг}$ в большинстве гранулометрических разновидностей терригенных и карбонатных осадков изменяется от 0,80 до 1,00 %, что выше, чем среднее значение для осадочных образований континентов (0,58 %), в том числе: для песчаников 0,2, алевролитов 0,45; глин 0,9 и карбонатных пород 0,2 % (Н.Б. Вассоевич, 1968 г.).

Среднее содержание $C_{орг}$ [16] в верхнем слое донных осадков в Атлантическом океане равно 1,10 %, а субкларк¹ $C_{орг}$ составляет

¹ Субкларк — среднее значение $C_{орг}$ с учетом площадей, занимаемых различными типами осадков.

0,83 %, что по оценке Е.А. Романкевича примерно в 2 раза выше, чем субкларк $C_{орг}$ для Тихого океана (0,4 %).

Эти различия объясняются главным образом тем, что в Атлантическом океане отмечаются большая скорость накопления донных осадков и большая площадь подводной окраины и континентального подножия, где захороняются основные массы ОВ (в Атлантическом океане — 32,6 %, в Тихом — 10,2 %). Последнее обстоятельство вызвано, по мнению автора тем, что рассматриваемые океаны находятся в резко различных геодинамических обстановках развития. Если первый из них испытывает спрединг с формированием зрелых, по данным К.О. Эмери 1980 г., материковых окраин или периконтинентных осадочных бассейнов, то второй проходит стадию коллизии или обдукции, в процессе которой древние периконтинентные осадочные бассейны переживают деструкцию, а молодые формируются на ограниченной площади между континентом и глубоководным желобом, или между континентом и островной дугой. Поэтому для древних периконтинентных осадочных бассейнов, не переживших значительных деструкций, должны использоваться показатели (среднее содержание $C_{орг}$, субкларки $C_{орг}$) по Атлантическому океану.

Терригенные осадки (бескарбонатные и слабоизвестковые, содержащие менее 30 % $CaCO_3$) характеризуются неравномерным увеличением концентрации $C_{орг}$ при переходе от песков к пелитовым илам. Максимальное содержание $C_{орг}$ в этих осадках в большинстве случаев приурочено к мелкоалевритовым и алеврито-пелитовым илам. Крайне неравномерно распределение $C_{орг}$ в терригенных слабокремнистых отложениях. На шельфе Западной Африки, в районе залива Уолфиш, они содержат до 16,06 % $C_{орг}$, тогда как в аналогичных осадках приантарктической зоны океана содержание $C_{орг}$ обычно менее 0,5 %.

Карбонатные осадки по распределению $C_{орг}$ отличаются от терригенных и вулканокластических. Для этого генетического типа отложений содержание $C_{орг}$ практически не изменяется при переходе от песков к пелитовым илам или по мере возрастания в осадках содержания пелита. Пески и пелитовые илы могут характеризоваться максимумами и минимумами содержания $C_{орг}$.

Вулканокластические осадки Атлантического океана по гранулометрической характеристике не отличаются от терригенных осадков.

Хемогенные (аутигенные) осадки, сложенные глауконитовыми и гидрогетит-шамозит-глауконитовыми разностями, характеризуются неравномерным распределением $C_{орг}$ по гранулометрическим типам осадков. Наиболее обогащенными $C_{орг}$ являются крупные алевриты и алеврито-пелитовые илы.

Таким образом, содержание $C_{орг}$ в верхнем слое осадков Атлантического океана колеблется от 0,04 до 16,6 %. Среднее содержание $C_{орг}$ в верхнем слое осадков составляет 1,10 %. Наиболее обогащены $C_{орг}$ мелководные осадки в зоне прибрежных апвеллингов глубинных вод. В терригенных осадках Атлантического океана среднее содержание $C_{орг}$ (в %) составляет в песках 0,62, в алевритах — 0,92, в пелитах — 1,16.

Таблица 10

Средние содержания $C_{орг}$ в верхнем слое осадков котловинных морей Атлантического океана (составил В.Ф. Горбачев по материалам Е.М. Емельянова и Е.А. Романкевича; [16])

Море	Содержание $C_{орг}$, %		
	Минимальное	Максимальное	Среднее
Гренландское	0,26	1,36	0,70
Норвежское	0,14	1,80	0,75
Скоша	0,10	0,31	0,15

Почти во всех выделенных генетических типах осадков [16] отмечается уменьшение средних содержаний $C_{орг}$ по мере увеличения глубины их залегания: в песках в 3 раза, в алевролитах — в 4 раза, в пелитах — в 8 раз. В этом и проявляется вертикальная зональность распределения $C_{орг}$ не только в Атлантическом, но и в Мировом океане в целом.

Распределение $C_{орг}$ по площади дна Атлантического океана зависит от фациальной и физико-химической обстановки формирования осадков и характеризует закономерности изменения содержания ОВ в различных его структурно-морфологических элементах.

В мелководных шельфовых морях, примерами которых могут служить Азовское и Балтийское моря, содержание $C_{орг}$ подвержено значительным изменениям от 0,44 до 2,96 % в Азовском море и от следов до 9,8 % в Балтийском. Минимальные содержания $C_{орг}$ (0,44—1,0 % в первом и менее 0,22 % во втором) приурочены к периферийным участкам морей, где развиты в основном терригенные пески. Максимальные содержания $C_{орг}$ (2,00—2,94 и 5,7—9,8 % соответственно) приурочены к центральным частям морей и связаны с более глубоководными их участками, где развиты тонкие пелитовые и алевроито-пелитовые илы.

Котловинные моря открытого океана (Гренландское, Норвежское, Скоша) характеризуются (табл. 10) значительными изменениями содержания $C_{орг}$ как по площади морей, так и между собой. При этом следует подчеркнуть, что в акваториях Гренландского и Норвежского морей характер изменения содержания $C_{орг}$ в осадках принципиально такой же, как и в котловинных морских бассейнах Средиземного моря. Низкие содержания $C_{орг}$ установленные в осадках моря Скоша, характеризуют и самые низкие содержания $C_{орг}$ для пелагических илов всего океана. Распределение $C_{орг}$ в этом бассейне аналогично тому, какое наблюдается в глубоководных областях открытого океана.

Шельф Юго-Западной Африки характеризуется высокими величинами содержания $C_{орг}$, быстрыми темпами седиментации и восстановительной обстановкой в осадках. Для осадков шельфа, однако, наблюдается сокращение содержания $C_{орг}$ от кровли к подошве изученных осадков вследствие уменьшения поступления в них ОВ при седиментогенезе, что вызвано характером осадко-накопления (почти во всех изученных образцах осадков происхо-

Таблица 11

Средние содержания $C_{орг}$ в донных осадках котловин ложа Атлантического океана (составил В.Ф. Горбачев по материалам Е.М. Емельянова и Е.А. Романевича [16])

Котловина	Содержание $C_{орг}$, %		
	Минимальное	Максимальное	Среднее
Кинга	0,05	0,45	0,2
Канарская	0,04	0,30	0,10
Ангольская	0,05—0,19	1,97	—

дит погружение осадка и увеличивается содержание $CaCO_2$ от кровли к их подошве). Кроме того, для накопления ОВ в осадках этого шельфа характерна широкая гамма генетических типов отложений.

Наиболее изученным континентальным склоном Атлантического океана является Гвианский, характеризующийся интенсивным терригенным осадконакоплением и восстановительными условиями в илах. Содержание $C_{орг}$ здесь изменяется от 0,04—0,5 % в терригенных илах Гвианской котловины до 0,50—1,32 % $C_{орг}$ в однотипных осадках верхней части склона.

Котловины ложа океана (впадина Кинга, Канадская и Ангольская котловины), так же как и котловинные моря открытого океана, характеризуются (табл. 11) значительными изменениями содержания $C_{орг}$. Во впадине Кинга минимальные концентрации $C_{орг}$ свойственны фораминиферовым пескам, максимальные — терригенным илам, в Канадской котловине независимо от типа осадков максимальные содержания $C_{орг}$ отмечаются в верхних слоях, минимальные — в нижних. Для Ангольской котловины, так же как и для впадины Кинга, максимальные содержания $C_{орг}$ установлены в терригенных илах (1,97 % $C_{орг}$), при этом оно в 5—10 раз выше, чем в коколитово-фораминиферовых осадках. В целом в осадках Ангольской котловины содержится в несколько (иногда в десятки) раз больше $C_{орг}$, чем в других котловинах Атлантического океана, расположенных на тех же широтах Северного полушария, что обусловлено влиянием апвеллинга вод Африканского континента [16].

В Атлантическом океане ежегодно продуцирует и поступает с суши 5875 млн. т $C_{орг}$ (табл. 12, рис. 23), из них 95,8 % приходится на автохтонную часть (фитопланктон и фитобентос) и около 4,2 % на долю аллохтонного ОВ (речной сток, эоловый материал и др.). Из этого количества в осадках Атлантического океана захороняется 22,5—26,2 млрд. т $C_{орг}$ в 1000 лет в среднем 24,4 млрд. т [16]. Наибольшие скорости накопления $C_{орг}$ наблюдаются в терригенных осадках, а минимальные — в красных глубоководных глинах.

В целом скорости накопления осадков на материковых (подводных) окраинах Атлантического океана в среднем в 10—15 раз выше, чем на ложе океана, поэтому и абсолютные массы $C_{орг}$, захороняющиеся здесь, значительно отличаются: соответственно 22,79 и 3,39 млрд. т/см² в 1000 лет.

Таблица 12

Ежегодное поступление $C_{орг}$ в Атлантический океан (без Балтийского, Черного, Азовского и Средиземного морей) [16]

Источник $C_{орг}$	Поступление исходного вещества-носителя $C_{орг}$	Содержание $C_{орг}$ в исходном веществе	Поступление $C_{орг}$, млн. т	Доля различных источников в поставке $C_{орг}$, % от общей суммы
Фитопланктон	—	—	5600	95,31
Фитобентос	—	—	28	0,48
Водный (жидкий) сток рек	19860 км ³	5 кг/л	99,3	1,69
Твердый сток рек	4020·10 ⁶ т	2,5 %	100,5	1,71
Сток льда (без обломочного материала)	870 км ³	0,5—1,0 м/л	0,5	0,01
Обломочный материал ледового стока	486·10 ⁶ т	0,1 %	0,5	0,01
Подземный сток	900 км ³	27 м/л	24,3	0,41
Золотые выносы (без пирокластического материала современных вулканов)	100·10 ⁶ т	20 %	10,0	0,34
Пирокластический материал современных вулканов, непосредственно поступающий в океан	83·10 ⁶ т	0,2—0,3 %	0,2	0,03
Материал волновой абразии	58·10 ⁶ т	0,4	0,2	3·10 ⁻³
Антропогенные вещества (неучтенные)	2,5·10 ⁶ т	80 %	2	0,03
Космогенный материал	2,5·10 ⁶ т	0,04 %	0,001	10 ⁻⁴
Общая сумма	—	—	5875,51	100,02
В том числе:				
автохтонная часть	—	—	5628,0	95,8
аллохтонная часть	—	—	247,5	4,2

На схеме распределения абсолютных масс $C_{орг}$ в осадках Атлантического океана отчетливо видно, что основной и наиболее характерной закономерностью распределения ОВ так же, как и в осадках Тихого океана, является циркумконтинентальная локализация абсолютных масс $C_{орг}$. Все зоны наиболее высоких концентраций абсолютных масс $C_{орг}$ в осадках наблюдаются по периферии океана, характеризующейся быстрыми темпами седиментации, высокой биологической продуктивностью и постановкой ОВ с суши. Характерно, что для этих районов наблюдаются благоприятные условия накопления $C_{орг}$ почти для всех генетических типов отложений.

Для практических целей большое значение имеет картирование областей океана, где концентрируются отложения с высоким содержанием $C_{орг}$ (в % и в абсолютных массах ОВ).

Одними из первых оценку среднего содержания $C_{орг}$ и его массы

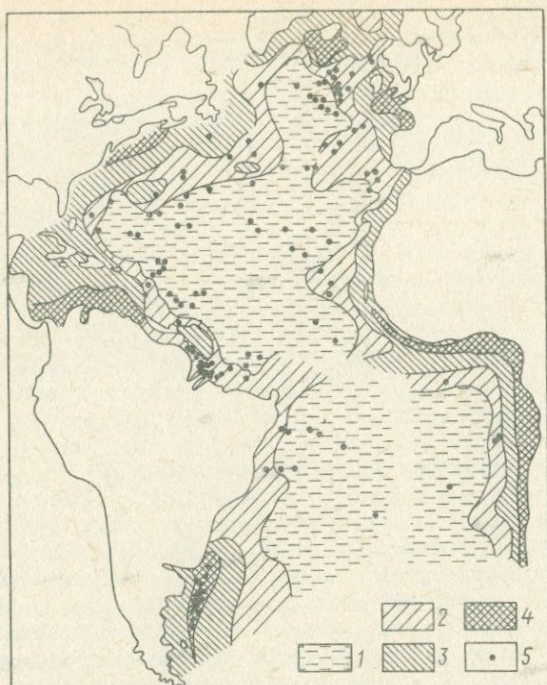


РИС. 23. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНЫХ МАСС $C_{орг}$ В ОСАДКАХ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА ДЛЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ [16].

Абсолютные массы $C_{орг}$ ($мг/м^2$ за 1000 лет): 1 — < 3 , 2 — $3-10$, 3 — $10-20$, 4 — > 20 ; 5 — станции, на которых были выполнены расчеты абсолютных масс $C_{орг}$ в донных осадках

в океанических голоценовых осадках провели Д.Е. Гершанович, Т.И. Горшкова и А.И. Конюхов [11]. Хотя сами авторы указывают, что их расчеты (табл. 13) необходимо рассматривать как ориентировочные, тем не менее они убедительно показывают, что в современных осадках океанического шельфа, континентального склона и его подножия, в верхнем слое захоронено в несколько десятков раз больше $C_{орг}$, чем в осадках ложа океанов, хотя площадь окраинной зоны материков, куда входят эти шельфы, склоны и подножья, в 2,5 раза меньше площади ложа океанов.

Как показывают последние исследования по Тихому и Атлантическому океану, количество ОВ, которое захоронилось в осадках за последнюю тысячу лет, оценивается следующими величинами (млрд. т $C_{орг}$): в Тихом океане на подводной окраине накопилось 15,53, в краевой части — 1,77, на абиссальной равнине — 0,57; в Атлантическом океане на подводной окраине — 22,79 и на ложе океана — 3,39. Из этих цифр видно, что в области подвод-

Таблица 13

Аккумуляция $C_{орг}$ в голоценовых осадках Мирового океана [11]

Структурно-геоморфологические зоны дна океана	Площадь, $n \cdot 10^6$ км ²	Средняя мощность голоцена, м	Среднее содержание $C_{орг}$, %	Содержание $C_{орг}$	
				$n \cdot 10^{10}$ т	% от общей массы
Шельф	26,7	0,8	0,7	22,4	10,0
Континентальный склон и подножие	76,5	1,5	1,3	195,0	87,5
Ложе океана	257,0	0,05	0,3	5,4	2,5
Всего ...	360,2			222,8	100

ной окраины этих океанов отлагается около 87 % $C_{орг}$ от общей его суммы, захороняющегося в осадках. По данным табл. 13, в осадках подводной окраины Мирового океана в голоcene накопилось 97,5 %, в том числе в осадках шельфа 10 %, в осадках континентального склона и подножия — 87,5 % и в области ложа — 2,5 %. Эти же цифры табл. 13 дают представление о накоплении массы $C_{орг}$ в основных структурно-морфологических единицах океана. На шельфе откладывалось (в т/км²·год) 0,9, на континентальном склоне и подножии — 4,3, а на океанском ложе — 0,021.

Таким образом, в Мировом океане более 85—90 % всего ОВ отлагается в области подводных окраин континентов, причем основная масса его захороняется в осадках континентального склона и подножия. При этом коэффициент фоссиллизации ОВ в области подводной окраины континентов в среднем выше, чем в осадках ложа океана [31]. Учитывая, что в пределах подводной окраины океана, по этим же данным, создается около 50 % ОВ, а захороняется в осадках 87 % от суммы, то средние коэффициенты фоссиллизации ОВ определяются им в 0,73 % для подводной окраины континентов и в 0,11 % для ложа океана.

Эти величины связаны с тем, что площадь склонов и их подножий в 3 раза больше площади шельфов; средняя мощность голоценовых отложений на склонах и подножиях в 2 раза больше мощности голоценовых отложений на шельфах; наконец, среднее содержание $C_{орг}$ в осадках склонов и подножий в 2 раза выше, чем в осадках шельфов. Из этого следует, что фоссиллизация ОВ в условиях шельфа в среднем в 2 раза меньше, чем в условиях склонов и их подножий. Однако надо иметь в виду, что для осадков океанического шельфа $C_{орг}$ колеблется от минимальных (менее 0,5 %) до максимальных (более 20 %) значений, тогда как осадкам склонов и подножий свойственны стабильные содержания, равные 0,5—1,0, реже 1—2 %. Минимальные концентрации составляют 0,2—0,5 %, максимальные 4,5—6,0 %.

Это также свидетельствует о том, что зона подводной окраины континентов наиболее благоприятна для захоронения ОВ, большая часть которого (95 %) имеет автохтонную природу [31].

Таким образом, циркумконтинентальная зональность в распределении высоких концентраций $C_{орг}$, выражающаяся в приуроченности обогащенных органическим веществом осадков к относительно узким полосам, со всех сторон окружающим современные континенты, в настоящее время является строго установленным фактором. Такая локализация обогащенных OB осадков прежде всего отражает циркумконтинентальное распределение зон, максимально продуктивных в отношении развития фитопланктона и фитобентоса.

Известно (см. главу 2), что к окраинным зонам континентов приурочены и максимальные мощности терригенных, хемогенных и органогенных осадков. Это связано, во-первых, с разгрузкой основных видов сноса в полосе контакта материка и океана; во-вторых, с высокой биологической продуктивностью, которая обеспечивает не только высокие содержания $C_{орг}$, но и накопление минеральных масс органогенного $CaCO_3$ и кремнезема. Интенсивное осадконакопление в окраинной зоне континентов происходит на фоне длительных опусканий, что обуславливает формирование мощных осадочных толщ. При этом следует отметить, что прогибание в области склонов и их подножий является более длительным и непрерывным процессом по сравнению с опусканием шельфов, которые нередко подвергаются осушению и размыву. Это сказывается на сокращении мощностей, резко ухудшает условия сохранности OB в осадках шельфовых образований и, таким образом, снижает их нефтегазогенерирующий потенциал по сравнению с отложениями склонов и подножий.

Наложение циркумконтинентальной зональности распределения $C_{орг}$ в осадках океана на циркумконтинентальную зональность максимальных мощностей осадков различного генезиса и состава приводит к тому, что в окраинных зонах континентов накапливаются и наиболее мощные, и наиболее обогащенные $C_{орг}$ осадки по сравнению с маломощными и объединенными $C_{орг}$ осадками ложа океанов и шельфовых зон [13, 14].

По материалам Е.А. Романкевича и О.К. Бордовского, содержание битумоидов в океанических осадках колеблется в соответствии с изменением суммарного содержания $C_{орг}$.

Как подчеркивалось выше, глубоководное бурение открыло новые возможности для изучения геологического строения и истории океана в целом и OB в частности. Обобщение результатов лабораторно-аналитических исследований образцов кернов более 350 разрезов скважин, пробуренных в различных акваториях Мирового океана, позволило выявить особенности распределения $C_{орг}$ в отложениях четвертичного, плиоценового, миоценового, олигоценного, эоценового, палеоцен-позднемилового, раннемелового, поздне-среднеюрского возрастов [9].

По распределению $C_{орг}$ в пределах различных морфоструктурных элементов Мирового океана в рассматриваемых отложениях выделены (по уровню средних содержаний $C_{орг}$) две группы морфоструктур [9]: 1) внутренней области океанической стратисферы ложа, подводных вулканов на ложе, срединно-океанических хребтов, островных дуг, глыбовых поднятий ложа и 2) подвод-

ных окраин континентов, краевых (полузамкнутых) бассейнов, континентальных склонов и подножий, подводных плато, желобов.

В первой группе морфоструктур, в разрезах абиссального ложа океанов среднее содержание $C_{орг}$ составляет 0,09 % при максимальном значении 0,14 % в разрезах глыбовых поднятий и хребтов (асейсмичных). Общее среднее значение $C_{орг}$ для этой группы оказалось равным 0,11 %.

Во второй группе океанической стратисферы, в разрезах всех выделенных морфоструктур, содержание $C_{орг}$ оказалось в 3 — 5 раз выше. Минимальные значения $C_{орг}$ (0,42 %) свойственны разрезам краевых, полузамкнутых впадин (глубоководные котловины Берингова, Охотского, Японского морей, Мексиканского залива, Карибского моря, Галапагосская впадина и т. д.). Максимальные значения $C_{орг}$ (0,53 %) отмечаются в разрезах континентального склона и подножия. Общее среднее значение $C_{орг}$ для этой группы морфоструктур составляет 0,49 %.

Характерно, что для изученного разреза авторы отмечают также зависимость распределения $C_{орг}$ от литологического состава отложений. Повышенным содержанием $C_{орг}$ в обеих выделенных группах океанической стратисферы характеризуются все терригенные разности пород и диатомовые осадки. Напротив, кремнистые радиоляриевые отложения наименее обогащены ОВ. Пониженные величины $C_{орг}$, кроме того, свойственны карбонатным отложениям, особенно в разрезе стратисферы океанической окраины. Важным является то, что для каждой литологической градации окраинной области содержание $C_{орг}$ всегда в 2 — 3 раза больше средней величины $C_{орг}$ соответствующей литологической градации внутренней области океанической стратисферы.

Имеющиеся данные позволили А.А. Геодекяну с соавторами [9] сопоставить статистические средние содержания $C_{орг}$ и наметить для ложа Мирового океана зональное изменение содержания $C_{орг}$ по следующему стратиграфическим комплексам: олигоцен-эоценовому, миоценовому, плиоценовому и плейстоценовому. Для всех периодов характерным является отчетливо выделяемая зона повышенных содержаний $C_{орг}$, охватывающая океаническую окраину (области подводной окраины континентов). По мере приближения к внутренней области океана содержание $C_{орг}$ постепенно снижается. Наиболее ярко эта закономерность проявляется для осадков миоценового возраста (рис. 24). Максимальные значения $C_{орг}$ (0,5—0,9 % и более) приурочены к океаническим шельфам и краевым частям полузамкнутых бассейнов (юго-западная окраина Африки, восточная и северо-восточная окраина Северной Америки, юго-восточная окраина Аравийского полуострова, Мексиканский залив). В областях, несколько удаленных от континентов, содержание $C_{орг}$ снижается до 0,5—0,3 %. В породах абиссальных пространств океана содержание $C_{орг}$ составляет 0,1 % и менее.

Закономерности распределения $C_{орг}$ в Тихом океане характеризуются, кроме того, субширотной зональностью. В экваториальной области океана породы миоценового возраста содержат несколько больше ОВ ($C_{орг} = 0,1 \div 0,3$ %), чем те же разности к северу и югу от этой зоны ($C_{орг} = < 0,1$ %).

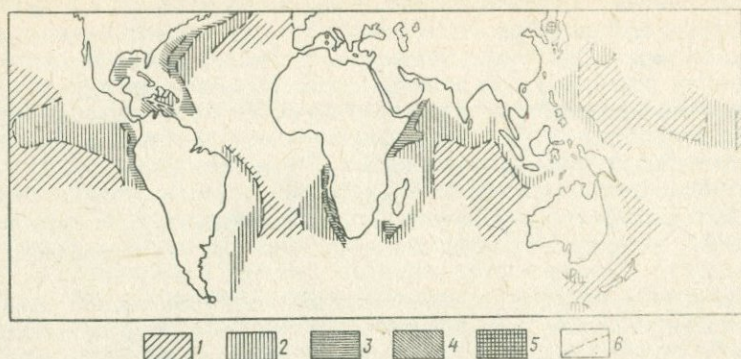


РИС. 24. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $C_{орг}$ В ОСАДКАХ МИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА АКВАТОРИЙ МИРОВОГО ОКЕАНА (ПО А.А. ГЕОДЕКЯНУ, В.Я. ТРОЦКОУ, М.М. МАРИНОЙ, 1979 г.).

Содержание $C_{орг}$ (%): 1 — $< 0,1$, 2 — $0,1-0,3$, 3 — $0,3-0,5$, 4 — $0,5-0,9$, 5 — $> 0,9$; 6 — границы распространения отложений с различным содержанием $C_{орг}$

Аналогичная картина распределения $C_{орг}$ по площади дна Мирового океана наблюдается и в плиоцене. В этих отложениях, так же как и в плейстоценовых, в распределении $C_{орг}$ прослеживается циркумконтинентальная зональность. При этом для плиоцена она выражена более четко.

Таким образом, установленные закономерности в распределении $C_{орг}$ в современных осадках дна Мирового океана (П.И. Безруков, Д.Е. Гершанович, Е.А. Романкевич и др.) убедительно подтверждаются результатами глубоководного бурения, освещающего разрез океанической стратиферы до нижнемеловых отложений включительно [9].

Открытые океанические шельфы, континентальные склоны, их подножия и прилегающие к континентам глубоководные желоба

Открытые океанические шельфы тянутся на тысячи километров вдоль западных берегов Северной и Южной Америки, вдоль западного и восточного берегов Африки. На южно-американских западных шельфах развиты осадки, чрезвычайно обогащенные ОВ. Северо-американские западные шельфы отличаются развитием осадков с низким содержанием $C_{орг}$. Причинами высокой концентрации $C_{орг}$ (более 20 %) в осадках Перуанского шельфа является в первую очередь повышенная биологическая продуктивность в полосе апвеллинга, во-вторых, малая разбавленность преимущественно органогенных (диатомово-глинистых) осадков терригенным материалом и малая скорость осадконакопления, связанная с тем, что западные шельфы Южной Америки примыкают к таким районам континента, которые практически лишены стока в тихоокеанский бассейн. Высокая биологическая продуктивность открытого океанического шельфа в сочетании с малой разбавленностью органогенного осадка терригенным материалом и незначительными

глубинами обеспечивают осаждение сапропелеподобных осадков. В таких осадках верхний окислительный слой занимает тонкую пленку, а ниже возникает устойчивая ультравосстановительная среда, которая препятствует окислению ОВ, метанообразованию и поэтому является, как показала А.Г. Ефремова в 1979 г., благоприятной для перехода значительной части ОВ в ископаемое состояние. К такому же выводу относительно "самозахоронения" сапропелевых осадков ранее пришел Е.А. Романкевич [31].

Условия для фоссилизации $C_{орг}$ в полосе северо-американских западных шельфов недостаточны, и обогащенные $C_{орг}$ осадки здесь занимают отдельные локализованные участки (Калифорнийский залив).

Таким образом, на примере западных американских шельфов мы видим, что для них характерно неравномерное распределение участков с очень высоким и низким содержанием $C_{орг}$, причем те и другие занимают полосы протяженностью в несколько сотен километров.

Континентальные склоны с их подножиями, развитые вдоль западных окраин Северной и Южной Америки, характеризуются развитием голоценовых осадков с довольно значительным содержанием $C_{орг}$ — от 0,5 до 2 %, на всем протяжении эта полоса сложена довольно однородными по содержанию $C_{орг}$ осадками. Более низкое содержание $C_{орг}$ на склонах по сравнению с Перуанским шельфом обусловлено снижением биологической продуктивности при удалении от материка, увеличением глубин, ведущим к большому разложению ОВ при прохождении нормально аэрируемой большой водной толщи. Более высокое содержание ОВ на склонах и подножиях по сравнению с количеством ОВ на остальной части северо-американских шельфов связано с тем, что на последних из-за меньшей биологической продуктивности в осадке не создается устойчивой ультравосстановительной среды. Если такого этапа в диагенезе не наступает, то оставшееся ОВ энергично окисляется до минимальных величин. На склонах и подножиях условия фоссилизации $C_{орг}$ не подвержены таким колебаниям, поскольку для этих зон характерны и более тонкозернистые и глинистые осадки, в которых восстановительные условия возникают при меньшем исходном содержании $C_{орг}$.

Аналогичное распределение $C_{орг}$ в осадках океанических шельфов, склонов и подножий наблюдается, по материалам А.Н. Конюхова 1977 г., в открытых океанических окраинах на западе Южной Африки, где к участкам шельфа в области апвеллинга и высокой биологической продуктивности, сочетающейся с почти полным отсутствием речных выносов, приурочены сапропелеподобные осадки.

Осадки склонов и подножий склонов у окраин Африканского материка повсеместно обогащены $C_{орг}$, содержание которого изменяется от 0,5 до 2 %.

Обобщая приведенный материал, можно сделать вывод о том, что на определенных участках окраин палеоконтинентов по аналогии с современными следует ожидать развитие шельфовых битуминозных смешанных бентогенно-планктоногенных осадков с очень

высокими содержаниями $C_{орг}$. В сторону склонов и их подножий исходное содержание $C_{орг}$ намного уменьшится, но будет довольно значительным и достигнет минимальных значений в удаленных от палеоберегов пелагических частях древних океанов.

Все океаны планеты связаны между собой, однако отчетливо выраженные морфологические барьеры частично отделяют основные океанические бассейны от многочисленных глубоководных окраинных морей. К последним относятся Мексиканский залив, Карибское, Средиземное и Черное моря, а также ряд относительно глубоких краевых бассейнов, расположенных между континентами и островными дугами, которые протягиваются вдоль побережий Азии и восточной части Австралии. Указанные бассейны по геодинамическим обстановкам формирования рельефа их морского дна подразделяются на шельфовые (Белое, Балтийское) и глубоководные (Охотское, Скоша).

Разнообразие физико-географических условий: конфигурация и размеры морей, а соответственно удаленность их центральных частей от областей сноса, гидрология морей, обусловленная большей или меньшей связью с океаном, режим сноса, условия обитания и захоронения биопродукции — все это вызывает различия в распределении $C_{орг}$ в осадках морей и их отдельных фаций.

Окраинные глубоководные моря с шельфами, склонами, подножиями склонов и центральными частями впадин

Охотское море. В верхнем слое осадков содержание $C_{орг}$ колеблется (табл. 14) от 0,02 до 2,20 %. Как видно из табл. 14, изменения содержания $C_{орг}$ в осадках отвечают проявляющейся в других морях закономерности: с уменьшением среднего диаметра частиц осадка (или с увеличением содержания в осадке пелитовой фракции) содержание $C_{орг}$ (в %) в отложениях возрастает и достигает максимальных значений в глинистых илах.

Распределение $C_{орг}$ по площади дна Охотского моря (рис. 25) показывает, что зона повышенной концентрации $C_{орг}$ в осадках (свыше 1,5 %) на юго-западе моря приурочена к ее глубоководной котловине, на западе — к нижней части склона и подножию склона

Таблица 14

Содержание $C_{орг}$ по гранулометрическим типам осадков Охотского моря (по П.В. Безрукову, 1955 г., с упрощением)

Тип осадков	$C_{орг}$, % на натуральный осадок	
	Пределы колебаний	Среднее
Глинистые илы	0,26—2,13	1,41
Алеврито-глинистые илы	0,02—2,20	1,40
Мелкоалевритовые илы	0,12—1,78	1,13
Крупные алевриты	0,15—1,14	0,71
Пески	0—0,87	0,29

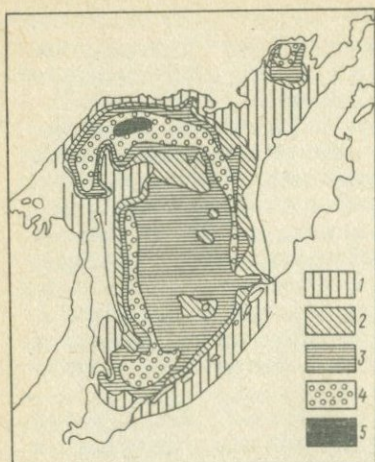


РИС. 25. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $C_{орг}$ В ОСАДКАХ ОХОТСКОГО МОРЯ (ПО П.Л. БЕЗРУКОВУ, 1955 г.).

Содержание $C_{орг}$ (%): 1 — < 0,5, 2 — 0,5—1,0, 3 — 1,0—1,5, 4 — 1,5—2,0, 5 — > 2,0

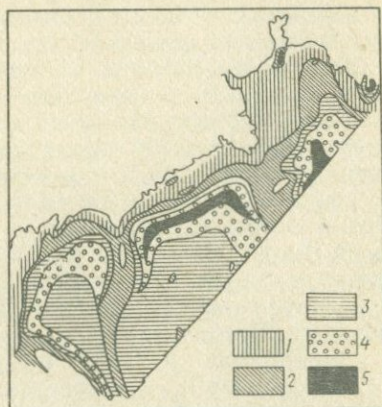


РИС. 26. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $C_{орг}$ В ПОВЕРХНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ (ПО А.П. ЛИСИЦИНУ, 1955 г.).

Содержание $C_{орг}$ (%): 1 — < 0,5, 2 — 0,5—1,0, 3 — 1,0—1,5, 4 — 1,5—2,0, 5 — > 2

о-ва Сахалина, на востоке — к основанию уступа материкового склона Камчатки и, наконец, на севере — к средней материковой части отмели, так же как это наблюдается в Беринговом море.

По обе стороны от рассмотренной зоны, т.е. по направлению как к материку (континенту), так и к центру моря (абиссали), содержание $C_{орг}$ в осадках резко падает и достигает в прибрежных песках нескольких десятых, а местами сотых долей процента. В центральной части моря глинисто-кремнистые осадки содержат от 1,0 до 1,5 % $C_{орг}$, а на подводных возвышенностях менее 1,0 %.

Таким образом, максимальные концентрации $C_{орг}$ в Охотское море тяготеют к тонким осадкам его периферической части. Такое распределение $C_{орг}$ в осадках определяется гидродинамическим режимом водоема и его размерами, с одной стороны, и условиями захоронения и минерализации — с другой. Как отмечалось выше, повышенные концентрации $C_{орг}$ соответствуют максимальным абсолютным массам накапливающихся у континентальных склонов обломочного материала. Здесь наблюдаются высокие скорости осадкообразования и весьма благоприятные условия для захоронения $C_{орг}$. В центральной части моря $C_{орг}$ в условиях значительного удаления от прибрежных областей, высокой биологической продуктивности и значительно низких скоростей седиментации захороняется в значительной степени минерализованным.

Берингово море. Содержание $C_{орг}$ в поверхностном слое осадков подвержено значительным колебаниям. Максимальное

Таблица 15

Распределение $C_{орг}$ по гранулометрическим типам осадков Берингова моря (по А.П. Лисицину, 1955 г., с упрощением)

Тип осадков	$C_{орг}$, % на натуральный осадок	
	Пределы колебаний	Среднее
Илы глинистые	0,55—1,80	1,21
Илы алеврито-глинистые	0,77—2,56	1,44
Илы мелкоалевритовые	1,63—2,21	1,87
Крупные алевриты	0,09—1,39	0,87
Мелкие пески	0,11—0,64	0,23
Крупные и средние пески	0,12—0,55	0,27

содержание $C_{орг}$ наблюдается (табл. 15) в алеврито-глинистых илах — 2,56 %, иногда до 4,40 %, минимальное — в крупных алевритах — 0,09 %.

Как видно из табл. 15, с уменьшением размеров частиц, слагающих осадок, происходит рост содержания $C_{орг}$, однако максимальные величины наблюдаются не в тонких глинистых илах, как это характерно для таких морей, как Черное, Баренцево и другие, а в мелкоалевритовых и алевритово-глинистых илах. Однако эта закономерность отчетливо проявляется только для мелководных частей рассматриваемого моря.

В целом (рис. 26) материковая отмель характеризуется пониженным содержанием $C_{орг}$ (ниже 0,5 %), в верхней части материкового склона среднее содержание $C_{орг}$, хотя и увеличивается, но все же остается небольшим и вниз по склону быстро возрастает и достигает максимума у его основания.

Расчет О.К. Бордовского абсолютных масс $C_{орг}$ показал, что в современных осадках Берингова моря захороняется от 0,034 до 0,850 г/см² в 1000 лет. Более высокие абсолютные массы (0,1—0,2 г/см²) повсеместно характерны для осадков материкового склона и прилегающих частей глубоководных котловин — зонам интенсивного осадконакопления. Аналогичные величины свойственны осадкам внешней части Анадырского залива.

Характерной особенностью распределения $C_{орг}$ в верхнем слое осадков Берингова моря является снижение концентрации его вниз по разрезу, что вызвано не только распадом ОВ в диагенезе, но и нестабильностью условий осадконакопления в пределах изученной толщи [6].

Окраинные шельфовые моря

Белое море. Распределение $C_{орг}$ в осадках Белого моря подвержено резким изменениям в породах различного литологического состава, а также в выделяемых структурно-морфологических единицах моря (рис. 27).

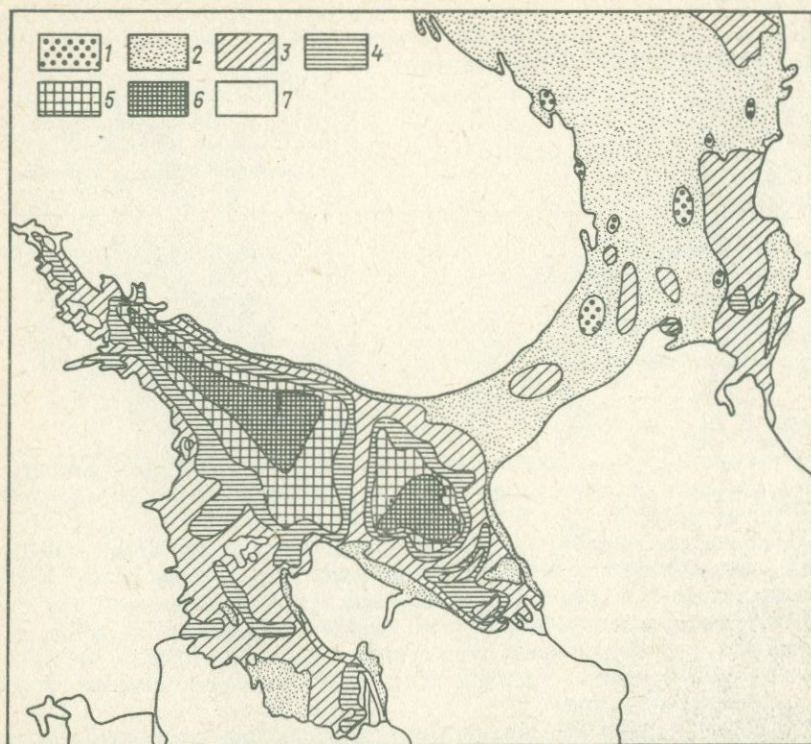


РИС. 27. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $C_{\text{орг}}$ В ОСАДКАХ БЕЛОГО МОРЯ (ПО Н.К. КАЛИНЕНКО, 1977 г.).

Содержания $C_{\text{орг}}$ (%): 1 — $< 0,05$, 2 — $0,05-0,1$, 3 — $0,1-0,5$, 4 — $0,5-1,0$, 5 — $1,0-1,5$, 6 — $1,5-2,0$, 7 — $> 2,0$

В обломочных разностях осадков от гальки с гравием до песков содержание $C_{\text{орг}}$ практически низкое ($0,13-0,77\%$) и постоянное. Начиная с алевритов, в осадках отмечается рост содержания $C_{\text{орг}}$ пропорционально увеличению количества пелитовых фракций ($< 0,01$ мм). Так, в мелкозернистых мелководных песках среднее содержание $C_{\text{орг}}$ равно $0,13\%$; в алевритовых и алеврито-глинистых осадках склонов впадины моря оно достигает $0,49-0,95\%$, а в глинистых илах осевой части впадины составляет до $1,48\%$.

Следует отметить, что в эту последовательность не укладываются алевритовые и алеврито-глинистые осадки заливов, для которых характерно аномально высокое накопление $C_{\text{орг}}$. Одновременно это подтверждает существование мелководного максимума накопления $C_{\text{орг}}$ [31].

На обширных мелководных пространствах, покрытых песками (Мезинская и Онежская губы и др.), содержание $C_{\text{орг}}$ в осадках составляет менее $0,1\%$, иногда $0,1-0,5\%$.

Во впадине моря содержание $C_{\text{орг}}$ быстро увеличивается от окра-

ин к срединным частям депрессий, где наблюдается (см. рис. 27) ряд последовательно сменяющих друг друга зон все более и более высоких концентраций. При этом четко видна связь содержания $S_{орг}$ с глубинами моря, а очертания зон различных концентраций явно контролируются рельефом дна. Берега впадины моря оконтуриваются, как правило, содержанием $S_{орг}$ в осадках 0,1 %, местами 0,1–0,5 %. Повышенные содержания $S_{орг}$ (1 %) довольно близко отвечают глубине моря 100 м, а максимальные концентрации $S_{орг}$ (свыше 2 %) приурочены к самой глубоководной части моря (к оси глубоководного желоба).

Внутренние глубоководные моря

Черное море. Содержание $S_{орг}$ в разрезе плиоцен-четвертичных отложений колеблется в значительных пределах (0,22–13,68 %). Повышенные концентрации $S_{орг}$ приурочены к прослоям глинистых сапропелевидных илов в верхней части разреза (1–2 %), алевритистых глин в его средней части (2–5 %) и тонкопелитовых глин в низах разреза (2–13 %). В остальных интервалах разреза плиоцен-четвертичных отложений содержания $S_{орг}$ не превышают 1 %.

Распределение $S_{орг}$ в поверхностном слое осадков Черного моря контролируется в первую очередь литологическим составом слагающих отложений различных его структурно-морфологических элементов. В глинистых осадках авандельт, заливов содержание $S_{орг}$ составляет 1,0–2,5 % (рис. 28). В прибрежных районах моря и в открытой части шельфа, где развиты ракушечные и песчано-ракушечные осадки, количество $S_{орг}$ не превышает 0,3 и 0,5 % соответственно. В то же время для прибрежных глинистых осадков

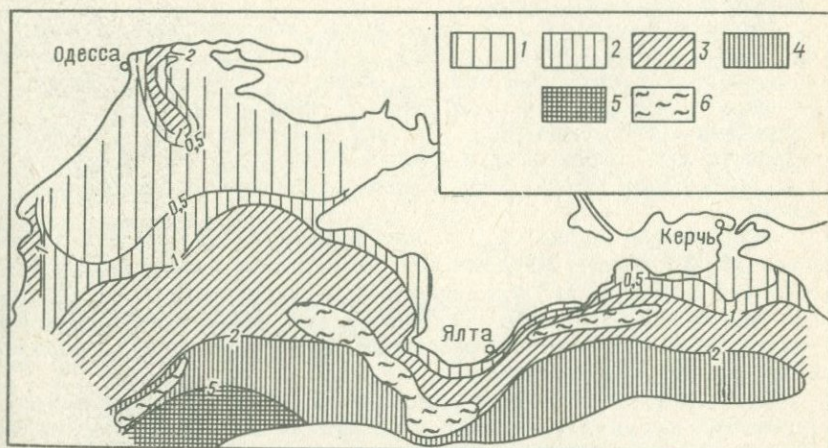


РИС. 28. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $S_{орг}$ В ДЖЕМЕТИНСКИХ ОСАДКАХ СЕВЕРА ЧЕРНОГО МОРЯ (ПО Ф.А. ЩЕРБАКОВУ, П.И. КУПРИНУ, Л.И. ПОТАПОВУ, 1978 г.).

Содержание $S_{орг}$ (%): 1 – < 0,5, 2 – 0,5–1,0, 3 – 1,0–2,0, 4 – 2,0–5,0, 5 – > 5; 6 – участки, лишённые джеметинских осадков

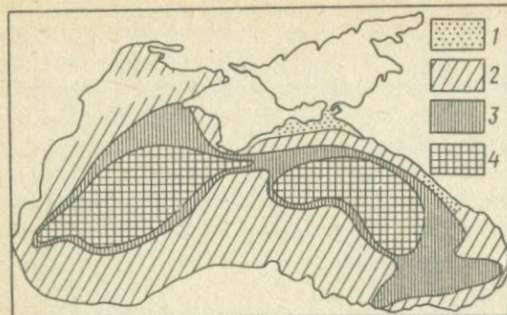


РИС. 29. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНЫХ МАСС $C_{орг}$ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ (ПО Е.М. ЕМЕЛЬЯНОВУ, Е.А. РОМАНКЕВИЧУ, 1978 г.).

Абсолютные массы $C_{орг}$ (% от сухого вещества): 1 — < 1; 2 — 1,0–2,0; 3 — 2,0–3,0; 4 — > 3,0

Распределение $C_{орг}$ в поверхностном слое осадков Черного моря в основных своих чертах повторяет закономерности распределения литологических типов отложений рассматриваемого района. Распределения $C_{орг}$ и других компонентов ОВ весьма близки.

Гуминовые кислоты в поверхностном слое осадков распределяются в соответствии с литологией. Минимальные значения содержания гуминовых кислот наблюдаются в осадках Каркинитского залива (0,1 %) и в области открытого шельфа (0,1–0,25 %), максимальные (0,5–1,0 %) — в авандельтах рек и континентальном подножии.

Менее существенна связь с типом осадков для битумоидов в поверхностном слое отложений. Характерным является то, что кислые компоненты битумоидов занимают в осадках несколько большую площадь, чем нейтральные, повышенные концентрации битумоидов наблюдаются в осадках авандельт рек, в ложбинах морского дна, отложениях континентального склона и глубоководной части моря, шельфовые осадки одинаково обеднены битумоидами.

Абсолютные массы $C_{орг}$ в поверхностном слое осадков составляют 0,5–3,0 г/см² · 1000 лет. В прибрежных зонах, где накапливается значительная часть терригенного материала, захороняется и главная масса ОВ (рис. 29). Глубоководные зоны с минимальными мощностями осадочных образований характеризуются и пониженными абсолютными массами $C_{орг}$.

Максимальные значения абсолютных масс ОВ наблюдаются в глинистых осадках авандельт рек, прибрежных районов заливов (более 1,0–2,0 г/см²), в открытой части шельфа; в поле развития ракушняковых отложений, абсолютные массы $C_{орг}$ уменьшаются до 0,3 г/см², а во внешней части шельфа они снова увеличиваются и у бровки его достигают 0,5–1,0 г/см². Область континентального склона характеризуется повышенными содержаниями абсолютных масс $C_{орг}$ (1,0–1,5 г/см²).

наблюдается более высокое содержание $C_{орг}$ — 0,5–1,0 %.

Отложения внешней границы шельфа характеризуется более повышенными значениями $C_{орг}$, достигающими в карбонатных глинистых осадках 1,5–2 %. Образования континентального склона характеризуются еще более высокими содержаниями $C_{орг}$. В верхней части склона в карбонатных глинистых отложениях оно составляет 2,0–2,5 % и увеличивается у подножия континентального склона до 5,0 %.

Как видно из рис. 29, распределение абсолютных масс ОВ обусловлено общими закономерностями океанской и морской седиментации. Максимальные накопления ОВ тяготеют к районам наивысших значений абсолютных масс терригенного материала, мощностей осадков, а также высокого содержания глинистых минералов. Таким образом, повышенные темпы накопления $C_{орг}$ в Черном море обусловлены в первую очередь высокими темпами осадкообразования.

Внутренние шельфовые моря

Аральское море. Распределение ОВ в донных осадках Аральского моря характеризуется непрерывным возрастанием его величин от крупно- к мелкозернистым разновидностям (табл. 16).

Минимальное содержание $C_{орг}$ (0,12 %) наблюдается в песках, а максимальное (0,84 %) в мергелях. Анализ распределения $C_{орг}$ по площади моря (рис. 30) показывает, что максимальное количество $C_{орг}$ приурочено к центральной части водоема, к западной глубоководной зоне и к северным глубоководным участкам моря, а минимальные сосредоточены в широкой полосе вдоль прибрежной зоны, опоясывающей западное и северное побережья моря. В осадках Аральского, Черного и Каспийского морей (рис. 31) максимальные концентрации $C_{орг}$ тяготеют к тонким осадкам их центральных частей, что было установлено Н.М. Страховым в 1954 г. и для других бассейнов.

Это объясняется тем, что концентрация $C_{орг}$ в центральной части водоема слагается из ОВ, выносимого из прибрежных зон, характеризующихся высокой биологической продуктивностью, и ОВ, поступающего из верхних слоев воды центральной части моря.

При оценке абсолютных масс $C_{орг}$, захороненного в осадках Аральского моря и подобным ему осадочных бассейнов неогей, следует учитывать темпы седиментации в них. По оценке Н.Г. Бродской (1952 г.), скорости осадконакопления в целом для Аральского моря были очень низкими и составляли 0,6 мм/год в центральной части бассейна и не превышали 0,7–0,8 мм/год в западной глубоководной части водоема. Для сравнения укажем, что темпы седиментации в Байкале составляют 4,0 см/1000 лет. Коэффициент фоссиллизации равен 0,012, а на континентальном склоне и подножии современных осадочных бассейнов — 0,73 [31].

Таблица 16

Содержание $C_{орг}$ в гранулометрических типах осадков Аральского моря (по Н.Г. Бродской, 1952 г.)

Тип осадков	$C_{орг}$, % на натуральный осадок	
	Пределы колебаний	Среднее
Пески	0,07–1,1	0,12
Известковые пески	0,1–0,4	0,29
Алевриты	0,1–1,0	0,35
Глины дельтовые	0,3–1,4	0,61
Глины заливов	0,3–1,56	0,82
Мергели	0,4–1,3	0,84

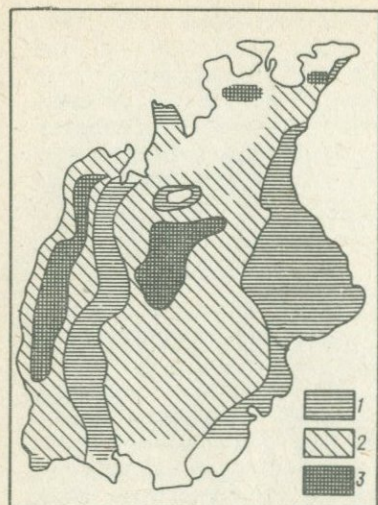
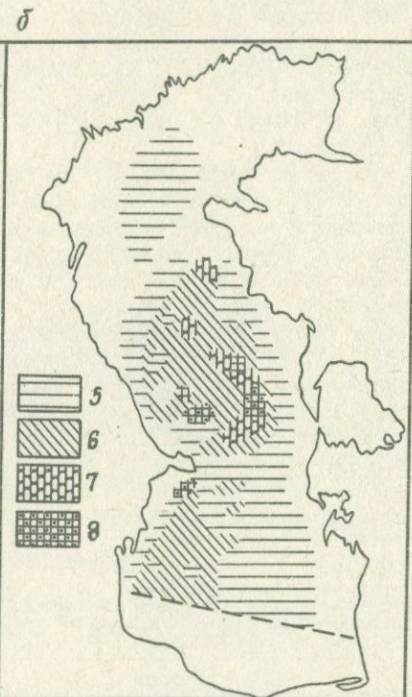
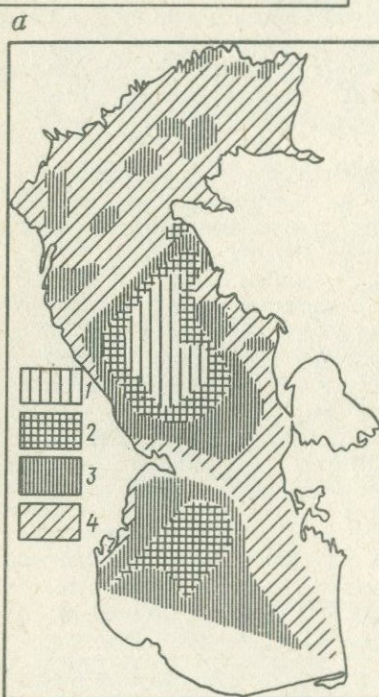


РИС. 30. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $C_{орг}$ В ОСАДКАХ АРАЛЬСКОЙ МОРЯ (ПО Н.Г. БРОДСКОЙ, 1952 г.).

Содержание $C_{орг}$ (%): 1 — $<0,30$, 2 — $0,30-1,0$, 3 — $1,0$

РИС. 31. СХЕМА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $C_{орг}$ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ОСАДКОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ (ПО О.К. БОРДОВСКОМУ, 1974 г.)

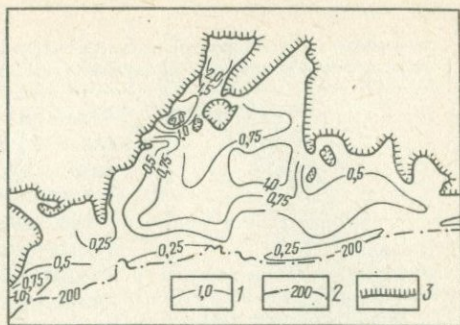
Содержание $C_{орг}$: а — в % на сухое вещество — 1 — $>3,0$, 2 — $3,0-2,0$, 3 — $2,0-1,0$, 4 — $<1,0$; б — в $г/см^2$ за 1000 лет — 5 — $<1,0$, 6 — $1,0-2,0$, 7 — $2,0-3,0$; 8 — $>3,0$



Таким образом, анализ распределения $C_{орг}$ в осадках внутренних и окраинных морей позволяет выделить большую их группу, в которых осадки, обогащенные $C_{орг}$, занимают не только отдельные участки шельфа, полосы склонов и их подножий, но и центральные части мелководных или глубоководных котловин. Такое распределение осадков, обогащенных $C_{орг}$, отмечено Т.И. Горшковой в 1977 г.

РИС. 32. СХЕМА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОВ В ШЕЛЬФОВЫХ ОСАДКАХ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ (ПО КОНЮХОВУ А.И., 1975 г.).

1 — изолинии содержания $C_{орг}$ %; границы: 2 — шельфа, 3 — материка



в Азовском, Балтийском, Белом, Охотском и других морях. Все перечисленные бассейны отличаются довольно большой замкнутостью: они почти со всех сторон окружены сушей. Благодаря сравнительно небольшим размерам здесь не действует фактор удаленности от побережья, регулирующий интенсивность биопродуктивности и количество поступающего в бассейн терригенного, хемогенного и органического материала. Поэтому в таких бассейнах по всей их площади могут накапливаться мощные толщи осадков, обогащенных $C_{орг}$.

Обогащенные ОВ осадки некоторых шельфовых фаций составляют в совокупности, как отмечалось выше, мелководный максимум ОВ. Такие осадки развиты в азовском и балтийском шельфах, в заливах восточной окраины Северной Америки (до 4,7 % $C_{орг}$), центрального Техаса (до 3,5 % $C_{орг}$), Венесуэлы (до 5 % $C_{орг}$), Мажима (до 6,45 % $C_{орг}$), лагун Бразилии (до 6,4 % $C_{орг}$). На шельфах Южного Приморья (рис. 32) наиболее обогащены $C_{орг}$ (2,0—2,35 %) глинистые осадки вершинных частей заливов. Несколько меньшие концентрации $C_{орг}$ характерны для осадков открытого шельфа (0,8—1,2 %), а наименьшие приурочены к участкам, прилегающим к далеко выдвинутому в море мысам и островам (0,08—0,25 %). Внутри каждой отдельно взятой фации содержание $C_{орг}$ (табл. 17) в терригенной группе осадков определяется в значительной степени гранулометрическим составом. В разных фациях осадки одного и того же типа гранулометрического состава содержат совершенно различные количества $C_{орг}$. Например, на открытых участках шельфа в Южном Приморье и в изолированных бухтах гранулометрически одинаковые осадки содержат ОВ в отношении 1:1,5 или 1:2.

Таким образом, из приведенных данных по распределению $C_{орг}$ в океанах, окраинных и внутренних морях следует, что на профиле открытых океанических побережий выделяются два максимума содержания $C_{орг}$: мелководный шельфовый (особенно выраженный в областях апвеллингов) и глубоководный, приуроченный к континентальным склонам (в случае их пологого наклона) и их подножиям. К этому же максимуму приурочены и осадки глубоководных околоконтинентальных желобов. На профиле окраинных и

Таблица 17

Содержание $C_{орг}$ в различных типах терригенных осадков
Охотского моря (по П.Л. Безрукову, 1955 г.)

Тип осадков	Число анализов	$C_{орг}$, % на сухое вещество	
		Пределы колебаний	Среднее значение
Глинистые илы	35	0,26—2,13	1,41
Алеврито-глинистые илы	44	0,02—2,20	1,40
Мелкоалевритовые илы	14	0,12—1,78	1,13
Крупноалевритовые илы	27	0,15—1,14	0,71
Пески	47	0—0,87	0,29

внутренних морей также выделяются два максимума по содержанию $C_{орг}$ в осадке: мелководный шельфовый (бухты, лиманы, лагуны, вершинные части заливов, а иногда и открытые части шельфа) и глубоководный, охватывающий не только склоны, но и значительную (чаще центральную) часть бассейна. Эти максимумы иногда бывают разделены зоной низких содержаний OB в области внешнего шельфа и крутых склонов; в ряде случаев они сопряжены друг с другом постепенным переходом. Описанная закономерность в распределении $C_{орг}$ в океанах и морях отражает циркумконтинентальную зональность накопления абсолютных его масс.

Помимо охарактеризованной выше циркумконтинентальной зональности на распределение $C_{орг}$ в океанических осадках влияет широтная зональность, которая связана с продуктивностью фитопланктона, а следовательно, и с биологической продуктивностью бассейна.

Кроме того, на распределении $C_{орг}$ сказывается и вертикальная зональность, которая выражается в уменьшении содержания $C_{орг}$ в осадках с увеличением глубин при условии нормальной аэрации. Это вызвано прохождением OB в океанах мощной водной толщи, внутри которой происходит существенное разрушение OB , усугубленное на больших глубинах тем, что ниже границы углекислого заражения известковые раковины, предохраняющие OB от немедленного уничтожения, растворяются и условия фоссилизации ухудшаются. Поэтому в океане на возвышенностях залегают осадки, содержащие несколько больше $C_{орг}$, чем во впадинах.

В связи с этим для океанических современных и древних осадков, образовавшихся вне окраины континентов, не существует прямой корреляции между содержаниями $C_{орг}$ и пелитовой фракции ($<0,01$ мм) что, по мнению П.Л. Безрукова, В.П. Петелина и И.А. Алексиной, следует учитывать при реконструкциях океанических глубоководных фаций.

Как было показано выше (глава 1 и 2), геодинамические обстановки формирования осадочных бассейнов в результате рифтогенеза литосферных плит характеризуются определенными присущими только этим бассейнам чертами. В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть и условия накопления и захоронения OB в рифтогенных осадочных бассейнах, с которыми могут быть связаны перспективы открытия месторождений нефти и газа.

Внутриконтинентные рифты

Байкал. Распределение ОВ в поверхностном слое донных отложений оз. Байкал неравномерно [8]. Наиболее высокие концентрации $C_{орг}$ (1,5–2,5 %) отмечаются (рис. 33) в донных отложениях Среднего и Южного Байкала, а низкие концентрации (1,0–1,5 %) его характерны для осадков Северного Байкала. Указанная неравномерность в площадном распространении $C_{орг}$ обусловлена прежде всего различиями биологической продуктивности рассматриваемых районов Байкала, скоростями осадконакопления, а следовательно, и разной степенью минерализации ОВ до его захоронения в осадках.

В прибрежных районах содержание $C_{орг}$ невысокие (0,5–1,0 %), что объясняется, как и для открытых шельфов океанов, частичным сносом органических остатков в глубоководную часть озера.

В гранулометрических типах осадков содержание $C_{орг}$ так же, как и других внутриконтинентных водоемов, не остается постоянным (табл. 18). Эта закономерность четко проявляется при прослеживании концентраций $C_{орг}$ по направлению от берега к центральной части водоема. Минимальное количество $C_{орг}$ наблюдается в песках, при переходе к более тонким осадкам концентрации $C_{орг}$ возрастают и достигают максимальных значений в глинистых илах (см. табл. 18). Как подчеркивает Л.А. Выхристюк [8], несмотря на ряд специфических особенностей в распределении ОВ по площади дна оз. Байкал, оно отражает общие закономерности, характерные для внутренних водоемов, т. е. тяготение максимальных концентраций $C_{орг}$ к центральной глубоководной зоне, минимальных — к прибрежным областям.

По содержанию ОВ в поверхностном слое осадков оз. Байкал не отличается от крупных озер морского типа. Характерно, что в донных отложениях внутриконтинентных пресноводных водоемов (озер) концентрации $C_{орг}$ значительно выше (табл. 19).

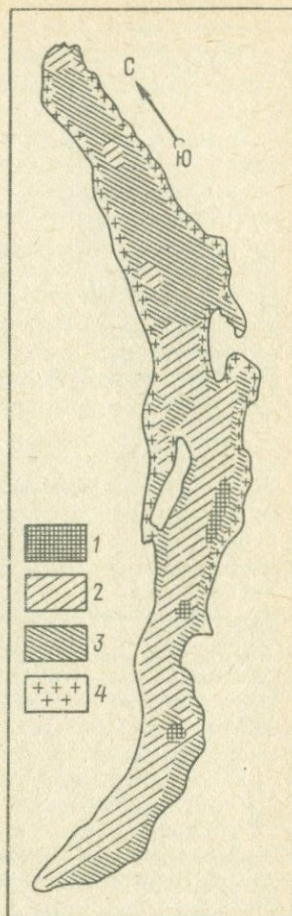


РИС. 33. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $C_{орг}$ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ ОЗ. БАЙКАЛ, [8].

Содержание $C_{орг}$ (%):
1 — >2,5, 2 — 2,5–1,5,
3 — 1,5–0,5, 4 — <0,5

Таблица 18

Распределение $C_{орг}$ (в % на воздушно-сухую навеску) в осадках разного типа водоемах [8]

Водоем	Пески	Илы			
		крупные алевритовые	мелкие алевритовые	глинистые	диатомовые
Оз. Балхаш (Д.Г. Сапожников 1954 г.)	0,29	0,09	1,00	1,01	—
Аральское море (Н.Г. Бородская, 1954 г.)	0,17	0,35	—	0,70	—
Ладожское озеро (Н.И. Семенич, 1966 г.)	0,33	0,55	1,60	1,96	—
Каспийское море (И.В. Кленова, 1948 г.)	0,54	0,62	1,13	1,74	—
Оз. Байкал:					
Южный (Л.М. Князева, 1954 г.)	1,20	1,62	2,03	2,29	2,11
Средний (Л.А. Выхристюк, 1980 г.)	0,82	1,53	2,04	2,21	—
Северный (Л.А. Выхристюк, 1980 г.)	0,45	0,91	1,12	1,63	—
Озеро в целом (Л.А. Выхристюк, 1980 г.)	0,65	1,65	1,81	2,49	—
Зал. Лиственничный (Л.А. Выхристюк, 1980 г.)	0,74	1,25	1,36	—	—
Селенгинское мелководье (Л.И. Выхристюк, 1980 г.)	0,73	1,47	1,96	2,41	2,19
Малое море (Г.И. Патрикеева, 1959 г.)	0,51	0,87	—	—	1,47

Таблица 19

Среднее содержание OB (в %) в некоторых озерах (по Л.А. Выхристюку [8] с дополнениями автора)

Озеро	$C_{орг}$	$N_{орг}$	Озеро	$C_{орг}$	$N_{орг}$
Байкал	1,9	0,17	Мицаки-ко	4,4	0,5
Онежское	1,70	0,17	Кеннерет	4,4	0,20
Ладожское	1,40	0,15	Вашингтон	5,0	0,8
Эри	3,0	0,30	Миколайки	6,0	0,7
Онтарио	4,0	0,40	Мендота	6,6	0,6

OB в толщах осадков оз. Байкал распределяется также неравномерно. Л.А. Выхристюк [8] выделяет четыре типа распределения OB .

Первый тип характерен для глубоководных частей озера, представленных довольно однородными глинистыми и мелкоалевритовыми серыми или серовато-голубоватыми илами. Содержание $C_{орг}$ в них относительно высокое и распределено равномерно. Максимальная концентрация $C_{орг}$ (1,5—3,5 %) в верхних слоях (0,20 см), с

глубиной количество его постепенно падает до 0,50 %. Однако в случае резкой смены гранулометрического состава осадков отмечается резкое уменьшение концентраций $C_{орг}$.

Второй тип свойствен приустьевым участкам озера, где наблюдается частая смена типов отложений и малая мощность или даже отсутствует окисленный слой. Содержание $C_{орг}$ здесь несколько ниже, и распределение его в толще отложений более пестрое, чем в осадках первого типа.

Третий тип характерен для плотных коричневато-желтых и голубовато-серых глин северного Байкала. Распределение $C_{орг}$ в них такое же, как в осадках первого типа, но величины $C_{орг}$ значительно ниже. В верхнем слое (0—20 см) содержание $C_{орг}$ составляет 0,89—2,02 % и уменьшается до 0,03—0,17 на глубине 50—100 м в плотных коричневых глинах, которые являются, видимо, переотложенными третичными осадками.

Четвертый тип распространен в разрезах Южного Байкала, сложенных песками значительной мощности (до 6 м) и плотными глинами. Содержание $C_{орг}$ в целом невелико, распределение по разрезу неравномерное. При этом мелкоалевритовый ил характеризуется наивысшими значениями $C_{орг}$ (1,42—2,70 %), а голубовато-серая плотная глина и мелкозернистый песок — низкими (0,09—0,82 %). В среднем количество ОВ уменьшается по глубине сверху вниз. Если в верхнем слое (0—10 см) содержание $C_{орг}$ изменяется от 0,63 до 3,06 %, то в нижних слоях (500—1000 см) — от 0,19 до 1,77 %. Колебания содержания ОВ сверху вниз по разрезу вызваны в первую очередь деструкцией ОВ в донных отложениях, что связано с изменениями темпов накопления осадочного материала в целом.

В заключение следует отметить, что абсолютные массы $C_{орг}$ в поверхностном слое донных отложений не превышают $1,5 \text{ г/м}^2$, что составляет около 60 % ОВ, поступающего в донные осадки [8].

Коэффициент фоссиллизации ОВ для отложений оз. Байкал определяется величиной 0,012. Для сравнения отметим, что для континентального склона и подошвы литосферных плит он равен 0,73 [31]. Низкий коэффициент фоссиллизации ОВ для Байкала обусловлен гидрогеологическими условиями (высокая прозрачность и содержание кислорода) и относительно низкими скоростями осадкообразования (4 см в 1000 лет), что способствует деструкции значительной части ОВ в водной толще, с одной стороны, и разложению на поверхности раздела воды — грунт до его захоронения в донных отложениях, с другой.

Заканчивая рассмотрение закономерностей распределения $C_{орг}$ в современных осадках различных структурно-морфологических областей Мирового океана, следует подчеркнуть, что по оценке Е.А. Романкевича [31] в результате процессов деструкции и окисления в поверхностном слое теряется 91—97 % ОВ, достигающего дна. В итоге только 1 %, или 85 млн. т, $C_{орг}$ в год, ежегодно продуцируемого в океане и поступающего с суши, захороняется в осадках. Основная масса его растворяется и окисляется в процессе седиментогенеза.

Таким образом, основной путь разрушения ОВ в воде и на поверхности осадков океана — аэробная минерализация за счет растворен-

ного в воде кислорода. Это подтверждает важный вывод Е.А. Романкевича (1978 г.), который считает, что чем меньше ОВ содержится в осадках, тем полнее оно разлагается в самых верхних слоях осадков и почти не переходит в ископаемое состояние.

В толще осадков, напротив, основная масса ОВ претерпевает распад в анаэробных условиях, что объясняется неравномерным распределением ОВ в осадках океана.

Важным является то, что имеющиеся в настоящее время фактические данные показывают, что нижним пределом содержания $C_{орг}$, выше которого в осадках океана начинаются диагенетические восстановительные процессы, может быть принято значение 0,5 %. В осадках морей (Средиземного, Тирренского) и в Индийском океане восстановительный процесс иногда наблюдается и при меньших концентрациях $C_{орг}$. Интенсивность анаэробного распада ОВ зависит от его содержания. В осадках с концентрацией $C_{орг}$, равной 1 %, как правило, наблюдается хорошо развитый интенсивный восстановительный процесс.

Закономерности накопления органического вещества в осадочных бассейнах неогена (рифей, венда и фанерозоя)

Закономерности распределения ОВ в осадочных бассейнах неогена рассмотрены в работах Н.Б. Вассоевича, Д.И. Дробота, А.Н. Золотова, А.Э. Конторовича, С.Г. Неручева, А.А. Трофимука, Д.Н. Ханта и др. В них на многочисленных регионах изучены закономерности пространственной локализации ОВ в различных структурно-морфологических элементах осадочных бассейнов и литолого-гранулометрических разностях слагающих эти бассейны отложений.

В этих работах основное внимание уделяется количеству и характеру образующихся в результате катагенетических превращений ОВ углеводородных продуктов, исходя, как подчеркивал А.Э. Конторович в 1976 г., из корреляционной связи между абсолютной массой ОВ в осадочных толщах и запасами нефти и газа в них.

Нами показано, что отдельные современные осадочные бассейны и элементы бассейнов характеризуются неодинаковыми начальными абсолютными массами ОВ, с одной стороны, и главным образом содержанием (в %) в осадочных породах — с другой. Последнее является главным при определении нефтегазопроизводящего потенциала как осадочных толщ, так и осадочных бассейнов.

В начале главы отмечалось, что закономерности распределения ОВ в современных осадках должны использоваться для оценки нефтегазового потенциала осадочных пород неогена, образовавшихся в сходных с современными фациальными и структурно-морфологическими условиями. С этой целью рассмотрим в качестве примеров закономерности распределения ОВ в верхнедевонских отложениях Сибирской платформы и в палеозойских отложениях Восточно-Европейского континента.

Закономерности накопления и распределения органического вещества в терригенном комплексе верхнедокембрийских отложений Сибирской платформы

Верхнедокембрийские (рифей-вендские) отложения Сибирской платформы являются основным объектом поисково-разведочных работ на нефть и газ. В связи с этим условия осадконакопления их изучены значительно лучше, чем для остальной части разреза. Во внутренних районах Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр) рассматриваемые отложения расчленяются на ушаковскую свиту и нижнемотскую подсвиту.

Отложения ушаковской свиты представлены на юге и юго-западе амфитеатра алевролито-песчаниковой пачкой, простирающейся параллельно складчатому обрамлению. По мере приближения к восточной окраинной зоне (Прибайкалье) песчаники обогащаются средне- и грубозернистыми разностями. По всему разрезу пачки широко распространены красноцветы. В центральных районах платформы и в предгорной части Присаянья комплекс осадков представлен аргиллито-алевролитовой литофацией. Породы серые, темно-серые, часто черные (аргиллиты). Мощность свиты максимальная (более 1200—1500 м) в обрамлении амфитеатра, в глубь платформы сокращается до 150—200 м и полностью выклинивается на севере Иркутского амфитеатра (Усть-Кут-Киренский район).

Нижнемотская подсвита, в отличие от ушаковской, широко распространена на территории платформы. Для подсвиты характерна последовательная смена грубообломочных пород мелкозернистыми песчаниками и постепенное обогащение разреза аргиллитами при удалении от складчатых сооружений в глубь платформы. В Приленском районе в разрезе появляются доломиты. Средне- и крупнозернистые песчаники, распространенные в южной и юго-западной частях амфитеатра, преимущественно красноцветные, местами загипсованные и засоленные. В аргиллито-алевролитовой литофациальной зоне, распространенной на большей части внутреннего поля Иркутского амфитеатра, преобладают серые, темно-серые породы, реже с прослоями черных аргиллитов и включениями пирита. Наибольшая мощность подсвиты (160—230 м) в Ийско-Окинском междуречье, уменьшается до 130—140 м в Ангаро-Ленском районе и в пределах Тулунского и Иркутского Присаянья.

Результаты литолого-геохимических исследований позволяют заключить, что в позднем докембрии осадконакопление на территории Сибирской платформы происходило в условиях обширной приморской равнины с лагунным ландшафтом, в обстановке жаркого и засушливого климата. Длительное поддержание в области седиментации однотипных ландшафтно-климатических условий, определивших специфическую литофациальную зональность осадков, повлияло на концентрацию и качественный состав захороненного в осадках ОВ и последующие процессы его преобразования в диагенезе.

Осадки гравелито-песчаниковой литофациальной зоны, распространенные на западе и юго-западе амфитеатра (вблизи обрамления), представляют собой формации прибрежных частей аллювиальной равнины, типичные для засушливых зон. Они отличаются широким

распространением по всему разрезу красноцветов, постоянным наличием карбонатов, порою в значительных количествах осаждавшихся из пересыщенных растворов. Часто встречаются пропластки сульфатов и галита.

Осадки алевролитно-песчаниковой литофациальной зоны прослеживаются в районе Ийско-Удинского междуречья в ушаковском бассейне, а в нижнемотское время распространяются на значительную площадь южной и юго-западной частей внутреннего поля Иркутского амфитеатра (от Ахинской, Боханской и Божеханской площадей на западе). Окраска пород пестроцветная, бурая, коричневая, зеленовато-серая, серая, темно-серая, красноцветы встречаются в небольшом количестве. В породах присутствуют значительные количества железа, однако содержание окисных форм выше содержания закисных форм железа. В очень незначительных количествах (от сотых долей до 1 %) встречается сульфидная сера, но преобладает сульфатная форма, среднее количество $C_{орг}$ в породах составляет 0,12—0,27 %.

Совокупность литолого-геохимических данных позволяет заключить, что осадконакопление в пределах зоны развития алевролитно-песчаниковой литофации происходило в мелководных лагунах, отдельные участки которых сравнительно часто на короткое время осушались. Среда в бассейне седиментации была, по Д.И. Дроботу, субокислительной — слабовосстановительной.

Алевролитно-песчаниковая зона постепенно сменяется аргиллитом-алевролитом-песчаниковой, которая занимает обширную площадь внутреннего поля Иркутского амфитеатра. Увеличение роли глинистых пород, преимущественно тонко- и мелкозернистый состав песчаников, отсутствие красноцветов — все это дает основание Д.И. Дроботу считать, что осадкообразование здесь происходило в условиях мелководного лагунно-морского бассейна.

Изучение ОВ в отложениях ушаковской свиты показывает, что в зоне морской седиментации содержание $C_{орг}$ в осадках ушаковской свиты, по данным Д.И. Дробота, наиболее высокое (0,35—1,40 %). С участками резкого опреснения бассейна седиментации коррелируются наиболее низкие значения $C_{орг}$ (0,10—0,20 %). Промежуточное положение занимают пресноводно-морские фации (внутренняя область шельфа — В.Г.), содержащие 0,25—0,40 % $C_{орг}$.

Среди однотипных пород максимальные концентрации $C_{орг}$ локализуются в пределах развития древних впадин (Приисаянской и особенно Прибайкальской). Наименьшими количествами $C_{орг}$ характеризуются районы пониженных мощностей свиты и зоны ее выклинивания.

Среднее содержание $C_{орг}$ для различных гранулометрических разновидностей пород составляет для песчаников 0,10—0,40 %; для алевролитов 0,10—0,60 % и для аргиллитов 0,10—1,40 %. Характерным является то, что в разрезах свиты, где наблюдается равномерное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников (в однотипных фациально-геохимических условиях) все разновидности содержат $C_{орг}$ примерно в равных количествах при некотором увеличении его в аргиллитах. Литолого-геохимические исследования этих отложений мотской свиты, выполненные А.Э. Конторовичем в 1976 г., показывают, что в условиях морского бассейна с нормальной и

слабо повышенной соленостью вод (северо-западное Прибайкалье) наблюдаются наиболее высокие значения $C_{орг}$, особенно в зонах, испытывавших максимальное погружение. Среднее содержание $C_{орг}$ в этой зоне составляет в аргиллитах 0,4–0,7 %, в алевролитах 0,4–0,5 % и песчаниках 0,3–0,6 %. Аномально высокие значения $C_{орг}$ (1,0–1,4 %) в этой зоне характерны для аргиллитов района, наиболее приближенного к Байкало-Патомскому рифту (Киренско-Частинский район). Высокими концентрациями $C_{орг}$ (0,7–0,8 %) здесь также характеризуются и песчаники.

Западнее и южнее описанной зоны морской седиментации в зоне переходных фаций (Братско-Илимский район) установлены как изменения фациально-геохимических условий седиментации, так и значительные снижения содержания $C_{орг}$ в породах, которое для аргиллитов составляет 0,29–0,50 %, для алевролитов — 0,15–0,30 % и для песчаников — 0,12–0,30 %.

Наиболее низкая концентрация $C_{орг}$ (0,14–0,25 %) в зоне развития хорошей азрации осадков, особенно в пределах грубозернистых фаций Присяня, где среднее содержание $C_{орг}$ не превышает 0,10–0,20 %.

Таким образом, приведенные данные по распределению концентрации $C_{орг}$ в терригенном комплексе верхнего докембрия Сибирской платформы указывают, что оно обусловлено палеотектоническими и палеогеографическими условиями седиментации, влияющими на темпы накопления осадочного материала и в первую очередь его терригенной составляющей и подчинено, так же как и в современных осадочных бассейнах, циркумконтинентальной зональности, обуславливающей локализацию накопления $C_{орг}$ в отложениях. Максимальные концентрации ОВ локализуются в пределах морских и, в первую очередь, древних впадин, минимальные — в районах, характеризующихся пресноводной седиментацией и пониженными мощностями.

Данные геохимических исследований свидетельствуют о том, что ОВ, рассеянное в верхнедокембрийских терригенных отложениях, претерпело глубокую диагенетическую переработку. Процессы микробного (азробного и анаэробного) окисления ОВ, интенсивно происходившие на фоне диагенеза осадка во всех фациально-геохимических обстановках, обусловили существенные изменения в качественном составе исходного ОВ и потери значительных его количеств, расходуемых прежде всего на редукционные процессы.

Расчеты Н.М. Страхова, Э.С. Залманзон, В.А. Успенского, Т.К. Баженовой, Д.И. Дробота, А.Э. Конторовича и др. показывают, что в верхнедокембрийских терригенных отложениях Сибирской платформы редукционные потери ОВ в диагенезе достигают больших величин — до 80–90 % от исходного ОВ. Наибольшие относительные редукционные потери характерны для красноцветных отложений окисных фаций. Эти потери ОВ, рассчитанные относительно его исходных содержаний в осадке, последовательно уменьшаются от окисных к слабовосстановительным и умеренно- и сильновосстановительным фациям (до 30–70 %), причем минимум относительных редукционных потерь ОВ зафиксирован в отложениях аргиллито-алевролитовой фациально-геохимической зоны, где общее содержание ОВ сравнительно повышено (в Прибайкалье); однако диаге-

нетические потери ОВ составляют более 30—50 % от исходного ОВ.

Г.А. Амосов в 1978 г., основываясь на анализе статистических данных по распределению $S_{орг}$ и на восстановленных формах серы и железа в морских осадках в интервале глубин от поверхности до 6 м, рассчитал средние потери ОВ в диагенезе. По его данным, величины потерь ОВ, рассчитанные по формам железа, занижены относительно суммарных потерь ОВ на редукционные процессы на 40—60 %.

Если учесть, что соленость вод в морских бассейнах, в которых формировались позднедокембрийские терригенные отложения, была повышена относительно нормальной, и, следовательно, эти воды характеризовались повышенным исходным содержанием сульфатов относительно нормальной морской воды, то дополнительные потери ОВ за счет восстановления сульфатов составят до 16—18 %. На основании приведенных данных можно установить, что суммарные диагенетические потери ОВ относительно исходного его содержания составят в среднем 55—65 % в восстановительных и более 65—75 % в слабовосстановительных фациях.

Закономерности распределения органического вещества в палеозойских отложениях Русской платформы

По данным Е.С. Ларской 1977 г., в морских седиментационных бассейнах Русской платформы содержание сапропелевого ОВ в прибрежно-морских зонах составляет менее 1 % (0,3—1,0 %), в мелководно-морских отложениях концентрации ОВ выше и изменяются от 3,0 до 5 %, а в относительно глубоководных оно выше 10 %. В прибрежно-континентальных и континентальных отложениях сапропелевого ОВ практически отсутствует.

В распределении основных запасов ОВ наблюдается та же закономерность. Основные запасы ОВ связаны с относительно глубоководными центральными участками бассейна $2 \cdot 10^{11}$ т в отложениях эйфельского возраста и $4 \cdot 10^{12}$ в отложениях франко-турнейского возраста. Мелководно-морские и прибрежно-морские участки бассейнов характеризуются наименьшими запасами $1 \cdot 10 \cdot 10^9$ т.

Как подчеркивает Е.С. Ларская особенно четко проявляется влияние фациальных обстановок (циркумконтинентальная зональность — В.Г.) в распределении плотности запасов ОВ (рис. 34). Плотность запасов ОВ ($т/км^2$) закономерно возрастает от континентальных фаций (не более $1 \cdot 10^2$ $т/км^2$) к прибрежно-морским (2×10^2 — $8 \cdot 10^4$), мелководно-морским ($2 \cdot 10^4$ — $2 \cdot 10^6$) и относительно глубоководным ($2 \cdot 10^6$ — $4 \cdot 10^7$).

Таким образом, анализ регионального изменения содержания ОВ по площади современных седиментационных бассейнов Мирового океана и осадочных бассейнов неогена, приведенный выше, и многочисленных опубликованных работ показывает, что основные закономерности количественного распределения $S_{орг}$ в осадочных бассейнах неогена в главных своих чертах сохраняются теми же, что и в настоящее время.

Общим является то, что распределение ОВ по площади литосферной плиты, а точнее, на материковой ее окраине, подчинено, в первую очередь, циркумконтинентальной зональности. От при-

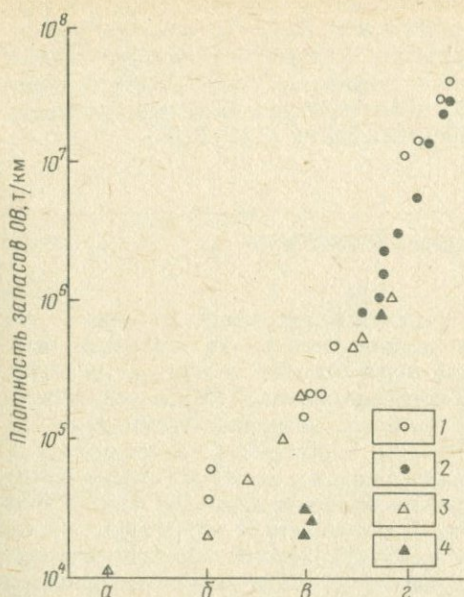


РИС. 34. ВЛИЯНИЕ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК СЕДИМЕНТАЦИИ НА ПЛОТНОСТЬ ЗАПАСОВ ОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ АРИДНОЙ И СЕМИАРИДНОЙ ЗОН (ПО Е.С. ЛАРСКОЙ, 1977 г.).

Палеобассейны: 1 — эйфельский; 2 — среднефранский; 3 — верейский; 4 — башкирский.

Фашии: а — континентальные, б — прибрежно-морские; в — мелководно-морские; з — относительно глубоководные

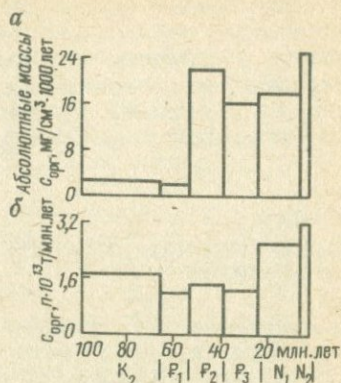


РИС. 35. ИНТЕНСИВНОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ ОВ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ — ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОКЕАНОВ (а) И МАТЕРИКОВ (б) (ПО С.Г. НЕРУЧЕВУ, 1979 г.).

режно-морских и мелководно-морских (шельф) к глубоководным (континентальный склон и подножие) происходит значительное увеличение как содержания $C_{орг}$ (в %), так и основных его запасов. От глубоководных к эпелагическим и пелагическим областям наблюдается резкое снижение общей массы ОВ в осадках.

Важным фактором, подтверждающим идентичность закономерностей распределения ОВ в осадках ложа Мирового океана и осадочных бассейнов неогена, является сравнительный анализ интенсивности накопления $C_{орг}$ в пределах одноименных стратиграфических единиц, выполненный М.А. Левитаном, Ю.А. Богдановым и А.П. Лисициным. Используя результаты подсчетов С.Г. Неручева (1979 г.) интенсивности накопления ОВ в осадочных бассейнах фанерозоя, эти исследователи в 1980 г. сопоставили массы накопившегося ОВ в верхнемеловых — плиоценовых отложениях континентов и в одновозрастных осадках Мирового океана (рис. 35). Хотя, как отмечают эти исследователи, наблюдаются и некоторые различия в применявшихся методиках, выявлены весьма схожие тенденции изменения интенсивности накопления $C_{орг}$ в верхнемеловой и кайнозойской стратифере континентов и океанов. Последнее подтверждает существование глобальной закономерности распределения ОВ (С.Г. Неручев, 1979 г.).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что наиболее благоприятные условия для генерации УВ в больших объемах наблюдаются в пределах континентального склона и континентального подножия как современных, так и рифейских, вендских и фанерозойских осадочных бассейнов, характеризующихся максимумом ОВ и высокими скоростями его фоссилизации [12, 14, 31].

ГЛАВА 4

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Геоэнергетическая (тепловая) эволюция литосферы в целом или отдельных ее плит в частности является одним из основных, если не главных факторов, определяющих многие геологические процессы, в том числе и процессы преобразования ОВ. Однако в отличие от фундаментальных наук в геологии геоэнергетические вопросы (аспекты) осадконакопления пород, литогенеза, метаморфизма, магматизма и других процессов еще не нашли не только количественных, но и качественных решений. Несмотря на большое число работ по данной проблеме [24, 33 и др.], в литературе отсутствуют количественно обоснованные корреляционные оценки влияния геоэнергетических ресурсов на интенсивность преобразования вещества в конкретных тектонических (структурно-морфологических) элементах литосферных плит.

Одной из причин относительно слабой разработанности проблемы влияния геоэнергетических (тепловых) ресурсов Земли на различные процессы в литосфере является сравнительно небольшой объем их фактических данных.

Определения теплового потока на суше начаты Г.Джеффрисом в 1939 г., на море Э.К. Буллардом в 1952 г. В последние 10—15 лет изучению геоэнергетических ресурсов различных районов литосферных плит уделяется большое внимание. Результаты этих исследований уже сейчас позволяют составить не только принципиальную картину (модель) о средних значениях теплового потока в пределах континентов и океанов, но и выявить основные закономерности латерального его изменения по площади литосферной плиты и отдельных тектонических зон, например, рифтовых структур.

Оценка теплового состояния различных структур земной коры в работе проведена на основе обобщения данных, опубликованных многими исследователями по отдельным регионам (С.И. Сергиенко, Я.Б. Смирнов, Б.Л. Ставицкий, Т.Р. Эванс, С. Ягер и др.), по акватории Мирового океана (В.Н. Никитина, М.Г. Лангсет и др.), по земному шару в целом (В.В. Гордиенко, А.А. Смыслов, У.И. Моисенко, В.Х. Ли и др.).

В настоящее время в пределах континентов и океанов могут быть выделены три типа геоэнергетических режимов [33] стационарный, нестационарный региональный и нестационарный локальный (в пространстве и во времени).

Стационарный режим характеризуется низким, однородным и стабилизированным во времени тепловым потоком в пределах всей геологической структуры. Данный режим наблюдается прежде всего в

Таблица 20

Поверхностная плотность теплового потока на континентах, включая внутренние моря [33].

Континент	Площадь, млн. км ²	Число определений	$q_{\text{ср}} \pm 2 S / \sqrt{n}^{**}$	$10^{-2} \frac{T}{\text{Вт/м}^2}$
			$q_{\text{min}} - q_{\text{max}}$ 10 ⁻² Вт/м ²	
Европа	10,5	480	$5,05 \pm 0,2$ 1,3—17,6	2,30
Азия	43,4	265	$5,12 \pm 0,30$ 0,4—14,7	2,00
Африка	30,0	24	$4,85 \pm 0,80$ 0,8—10,1	2,07
Австралия	7,7	35	$7,55 \pm 1,16$ 3,8—18,0	3,47
Северная Америка	42,5	168	$6,64 \pm 0,38$ 1,9—12,6	2,50
Антарктида *	14,85	—	—	—
Среднее ...	148,95	972	$5,60 \pm 0,20$ 0,4—18,0	2,75

* Данные о тепловых потоках отсутствуют.

** $q_{\text{ср}}$ — среднее арифметическое значение плотности теплового потока; S — среднее квадратическое (стандартное) отклонение; q_{min} и q_{max} — соответственно минимальное и максимальные значения плотности теплового потока; n — число определений.

пределах стабильных блоков земной коры с крайне незначительными проявлениями вертикальных движений и магматизма (континенты литосферных плит). Стационарность теплового потока наиболее четко проявляется для фундамента дорифейских континентов и их чехлов (табл. 20).

Из всех современных континентов наиболее хорошо изучены Европейский и Северо-Американский. Сравнительно небольшое количество измерений теплового потока имеется по Австралии и Африке. По Антарктиде пока нет таких данных. Азия (включая Индию), хотя и характеризуется сравнительно большим числом измерений (265), является слабо изученным регионом, так как основная часть данных характеризует локальные области (Японские острова, Байкальский рифт и др.).

По тепловому потоку самым "горячим" континентом является Австралия, а самым "холодным" — Африка. Тепловая активность Австралии [33] объясняется ее расположением в месте пересечения двух трансрегиональных геотермических аномалий: северо-западной, прослеживающейся по южной части Евразии, и северо-восточной, проходящей вдоль западной окраины Тихого океана. Африка, представляющая собой блок земной коры докембрийской складчатости, выделяется однообразным и низким тепловым потоком за исклю-

нием зон с аномальным тепловым потоком в пределах африканских рифтов и северной окраины континента.

Наиболее изученным регионом Мирового океана в настоящее время является акватория Тихого океана. Первые измерения теплового потока через его дно выполнены А.Е. Максвеллом и Р. Ревелом в 1950 г. по инициативе и при участии Э.К. Булларда. Анализ приведенных измерений теплового потока по Тихому океану, выполненный вероятностно-статистическим методом А.К. Поповой, Я.Б. Смирновым и Г.Б. Удинцевым, позволил охарактеризовать с энергетической стороны все выделенные в настоящее время основные тектонические структуры Тихого океана. В областях с земной корой океанического типа ими рассмотрены глубокие океанические впадины (талассократоны) или абиссальные равнины, срединно-океанические хребты, сводовые поднятия и глыбовые хребты, окраинные хребты и зоны разломов, а в областях с земной корой переходного типа — островные дуги, краевые океанические желоба, глубокие впадины геосинклинальных систем (периконтинентные осадочные бассейны — В.Г.) и подводные области кайнозойской складчатости континентов. Тепловой поток через дно шельфовых морей в областях докайнозойской складчатости ими не рассмотрен.

Глубокие океанические впадины (талассократоны или абиссальные равнины), представляющие наиболее крупные структурные элементы Тихого океана, характеризуются тепловым потоком (рис. 36), величины которого колеблются от $0,42 \cdot 10^{-2}$ до $10,9 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Примечательным является тот факт, что по данным теплового потока существенных различий между отдельными впадинами океана не наблюдается.

Срединно-океанические хребты (Восточно-Тихоокеанское поднятие) подразделяются на рифтовую зону, в пределах которой выделяются рифтовые долины, и рифтовые гряды и склоны хребта. В рифтовой зоне устанавливается центральная зона с умеренными величинами теплового потока и две окаймляющие зоны с повышенным тепловым потоком. Экстремальные значения для зоны с повышенным тепловым потоком равны $11,7 \cdot 10^{-2}$ и $33,9 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², а среднее $19,9 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Для центральной части рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия величины тепловых потоков изменяются от $2,1 \cdot 10^{-2}$ до $12,6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², среднее $7,1$ Вт/м². Аналогичные величины приводит М.Г. Лангсет в 1970 г. по Срединно-Атлантическому и Аравийско-Индийскому хребтам.

Склоны хребта характеризуются значительным разбросом величин теплового потока, средние значения которого составляют $6,3 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Как подчеркивают А.К. Попова, Я.Б. Смирнов и Г.Б. Удинцев, особенности распределения теплового потока рассматриваемых элементов хребта по сравнению с другими структурными зонами позволяют уточнять как внешние границы хребта, так и границы рифтовой зоны. Это положение относится и к другим структурным элементам.

Сводовые поднятия, глыбовые хребты и валы подразделяются на тектонически стабильные и относительно активные. В первых из них средняя величина теплового потока составляет $5,7 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², тогда как во вторых она увеличивается до $6,7 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Характерно, что распределение теплового потока в пределах тектонически

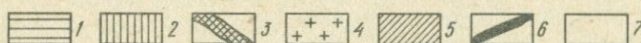
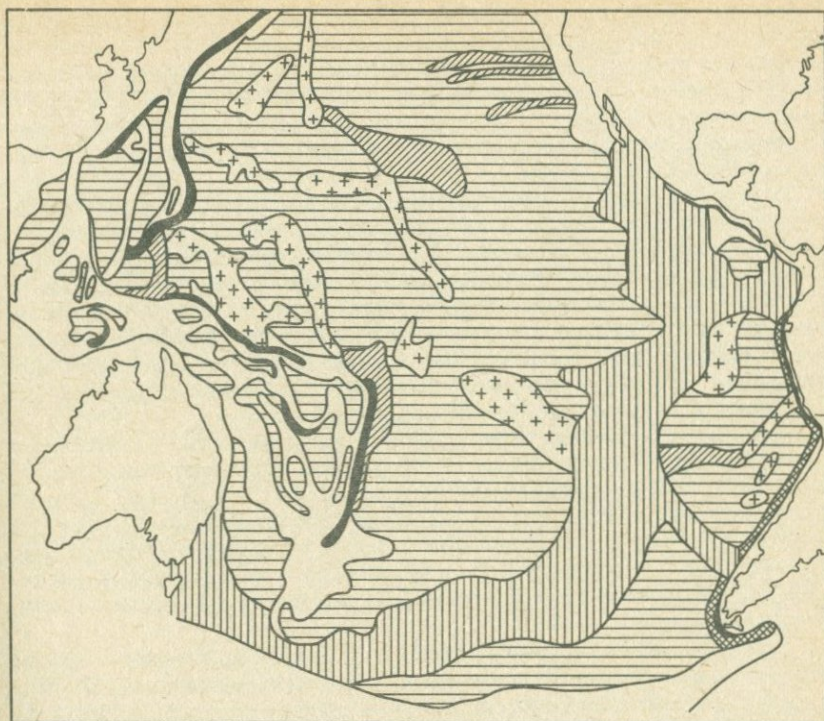


РИС. 36. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ПО ДНУ ТИХОГО ОКЕАНА (ПО А.К. ПОПОВОЙ, Я.Б. СМЕРНОВУ, Г.Б. УДИНЦЕВУ, 1969 г.).

Тепловой поток (10^{-2} Вт/м²): 1 — 5,6, 2 — 5,9, 3 — 7,1, 4 — 5,4, 5 — 6,7, 6 — 3,8, 7 — 8,8

стабильных положительных структур океанического дна и областей мезозойской складчатости тождественно (однотипно). Установленное энергетическое тождество данных структур, по мнению этих исследователей, вызвано преимущественно мезозойским возрастом формирования рассматриваемых тектонических областей океана.

Окраинные хребты всех океанов характеризуются примерно одинаковыми значениями теплового потока, составляющим в среднем $6,5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Сравнение распределения величины теплового потока по рассматриваемым структурам и тектонически активным положительным элементам океанического пояса указывает на их энергетическое тождество.

Зоны разломов характеризуются довольно сложным распределением теплового потока; наблюдается чередование участков с низкими и высокими значениями. Максимальные значения зафиксированы в районе пересечения зоны разломов с областью кайнозойской складчатости Северной Америки. Средние значения распределения теплового потока составляют $6,5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

Краевые океанические желоба, отделяющие рассмотренные выше структуры с корой океанического типа от областей с корой континентального типа, характеризуются значительными колебаниями величин теплового потока — от $0,7 \cdot 10^{-2}$ до $58 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². В одном случае величина теплового потока составила $11,3 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Средняя величина распределения теплового потока с учетом этого значения равна $3,6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

Островные дуги по распределению теплового потока не отличаются от описанных выше, в их пределах величина теплового потока колеблется от $2,1 \cdot 10^{-2}$ до $17,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², среднее значение равно $9,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Установленное распределение удовлетворительно сопоставляется с результатами измерений теплового потока в вулканических зонах Японии и в зонах кайнозойского вулканизма в целом. В связи с этим выделяемые в пределах Японской островной дуги зоны с промежуточными и низкими тепловыми потоками могут выделяться и в подводных частях островных дуг.

Подводные области кайнозойской складчатости континентов характеризуются аналогичным предыдущим распределением теплового потока. Его величина колеблется от $0,8 \cdot 10^{-2}$ до $18,6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² при среднем $8,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Сравнение полученного распределения теплового потока с распределением его в пределах островных дуг свидетельствует о незначительном расхождении между ними и, следовательно, указывает на энергетическое теждество указанных тектонических областей.

Глубокие впадины кайнозойских "геосинклинальных" систем в Тихом океане охарактеризованы с весьма незначительным разбросом величин теплового потока. Среднее значение распределения равно $4,1 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Сравнительно низкие значений теплового потока в этих структурах свидетельствуют, как справедливо отмечают А.К. Попова, Я.Б. Смирнова, Г.Б. Удинцева (1969), о преимущественно миогеосинклинальном цикле их развития. Как будет показано ниже, для данного типа структур (периконтинентных осадочных бассейнов) на первом этапе их развития, этапе формирования осадочного выполнения, характерным является значительное накопление энергии, которая интенсивно расходуется на второй стадии, стадии складчатости, магматизма, шарьяжеообразования и т. д. (В.В. Гордиенко, 1978 г.).

Таким образом, в тепловом поле дна Тихого океана (табл. 21) выделяются восемь энергетически тождественных зон с характерными (см. рис. 37) осредненными наиболее вероятными значениями теплового потока: 1) глубокие океанические впадины (талассократоны или абиссальные равнины) и глубокие впадины кайнозойских геосинклинальных систем — $4,6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²; 2) склоновая часть срединно-океанического хребта — $5,9 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²; 3) центральная зона срединно-океанического хребта — $7,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²; 4) две зоны, окаймляющие центральную область срединно-океанического хребта — $20,5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²; 5) тектонически стабильные сводовые поднятия, глыбовые хребты, валы — $5,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²; 6) зоны разломов, окраинные хребты, относительно тектонически активные сводовые поднятия, глыбовые хребты, валы — $6,7 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²; 7) краевые океанические желоба — $3,8 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²; 8) островные дуги и подводные области кайнозойской складчатости континентов — $8,8 \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

Таблица 21

Распределение теплового потока в различных тектонических областях дна Тихого океана (по А.К. Поповой, Я.Б. Смирнову, Г.Б. Удинцеву, 1969 г., с упрощением).

Тектоническая область	Число замеров	Тепловой поток, 10^{-2} Вт/м ²			Закон распределения
		минимальный	максимальный	средние значения	
<i>Области с земной корой океанического типа</i>					
Глубокие океанические впадины (талаплены)	139	0,04	10,2	4,5	Нормальный
Срединно-океанические хребты (склоновые части хребтов)	95	0,3	14,8	6,3	"
Рифтовая зона					
Окаймляющие полосы	34	11,7	33,9	19,9	Асимметричный с положительной косостью
Центральная полоса	14	2,1	11,6	7,1	Не установлен
Сводовые поднятия, глыбовые хребты и валы					
Относительно тектонически активные	43	0,6	13,5	6,7	Асимметричный с положительной косостью
Тектонически стабильные	75	0,4	11,7	5,7	Нормальный
Окраинные хребты	55	3,0	13,8	6,6	Асимметричный с положительной косостью
Зоны разломов	57	0,4	41,9	6,5	То же
<i>Области с земной корой океанического типа</i>					
Краевые океанические желоба	28	0,7	5,8	3,4	Равномерный
Островные дуги	172	2,1	17,2	9,2	Нормальный
Подводные области кайнозойской складчатости континента	81	0,8	18,6	8,4	"
Глубокие впадины кайнозойских "геосинклинальных" систем	17	2,5	6,3	4,1	"

Следует отметить, что по распределению теплового потока отождествлять абиссальные впадины, т. е. стабильные области ложа океана и периконтинентные осадочные бассейны — ОБ (глубокие впадины кайнозойских геосинклинальных систем по А.К. Поповой, Я.Б. Смирнову, Г.Б. Удинцеву), вряд ли правомерно. В пределах абиссальных впадин величины теплового потока представляют собой стационарное тепловое поле, которое характеризует наиболее устойчивые тепловые режимы глубинных горизонтов литосферы и верхней мантии. Для периконтинентных ОБ, которые являются блоками эволюционного разогрева нижних горизонтов осадочного чехла в

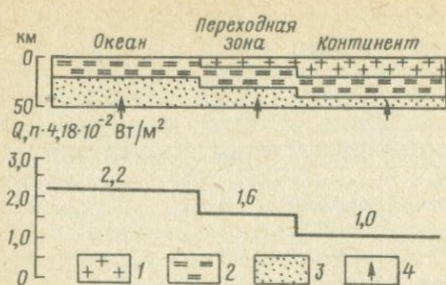


РИС. 37. МОДЕЛЬ СТРУКТУРЫ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ТЕПЛОвого ПОТОКА (ПО С. ЕХАРА, 1977 г.). Слои: 1 — гранитный, 2 — базальтовый, 3 — ультраосновой; 4 — направление мантийного теплового потока

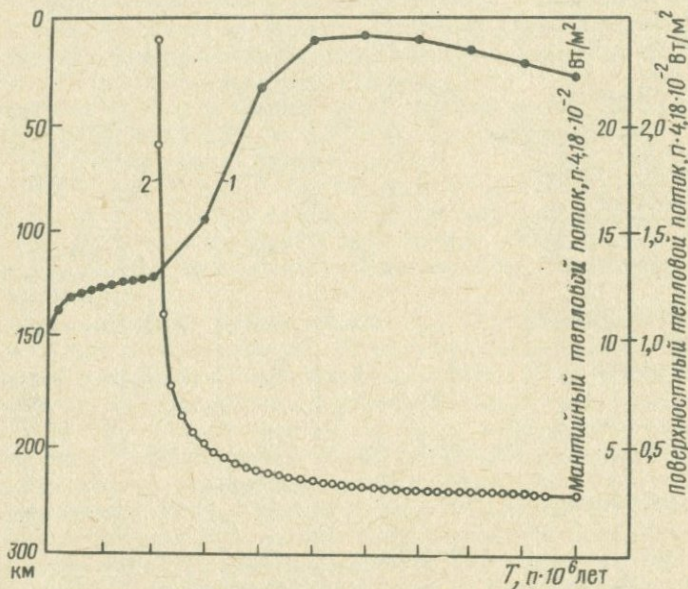


РИС. 38. ИЗМЕНЕНИЕ ВО ВРЕМЕНИ ПОВЕРХНОСТНОГО (1) И ГЛУБИННОГО (2) ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ ПРИ ПОДЪЕМЕ "РАСПЛАВЛЕННОГО" СЛОЯ (ПО С. ЕХАРА, 1977 г.).

результате кондуктивного накопления тепла и снижения теплопроводности верхних слаболитифицированных осадков, этот вывод подтверждается исследованиями С. Ехара 1977 г. по изучению режима земной коры и верхней мантии района о-ва Хоккайдо и Японского моря. От юго-западной части о-ва Хоккайдо до Японского моря тепловые потоки имеют равномерные высокие величины, что свидетельствует о значительных отличиях теплового режима коры и верхней мантии этих регионов. Рассматриваемые регионы С. Ехара разделил на три зоны (рис. 37): океаническую, переходную и материковую (континентальную). Мантийные тепловые потоки (10^{-2} Вт/м^2) под

Таблица 22

Поверхностная плотность теплового потока в океанах [33]

Океан	Площадь, млн. км ²	Число опреде- лений	$q_{\text{ср}} \pm 2S\sqrt{n}$ $q_{\text{min}} - q_{\text{max}}$ 10^{-2} Вт/м ²	T_2 10^{-2} Вт/м ²
Тихий				
Без аномальных участков	178,91*	1173	$6,22 \pm 0,18$ 0,3—14,7	3,19
Аномальные участки	0,7**	89	$19,90 \pm 1,30$ 15,0—41,9	5,0
Средневзвешенное	179,61***	1262	6,26	
Атлантический				
Без аномальных участков	90,89	447	$5,43 \pm 0,22$ 0,3—14,9	2,50
Аномальные участки	0,25	32	$23,53 \pm 2,28$ 15,0—44,3	6,33
Средневзвешенное	91,14	479	5,46	
Индийский				
Без аномальных участков	74,81	343	$6,50 \pm 0,28$ 0,2—14,8	2,62
Аномальные участки	0,11	14	$20,20 \pm 4,2$ 15,0—43,9	7,50
Средневзвешенное	74,92	357	5,50	
Северный Ледовитый				
Без аномальных участков	13,97	21	$5,21 \pm 0,97$ 1,3—8,4	
Аномальные участки	0,03	4	$13,20 \pm 5,95$ 11,3—15,5	
Средневзвешенное	14,0	25	5,23	
Среднее по океанам	361,0	2098	$5,84 \pm 0,22$ 0,2—44,3	4,86
Среднее по земному шару	510	3187	$5,77 \pm 0,16$ 0,2—44,3	4,34

* — без аномальных участков; ** — аномальные участки, *** — средневзвешенное; расшифровку индексов см. в табл. 20.

областью океана, переходной зоной и областью суши соответственно составляют 9,2, 6,6 и 4,2, сохраняются длительное время, в то время как поверхностный тепловой поток меняется со временем (рис. 38).

Обобщения результатов распределения величин теплового потока по акватории Мирового океана показывают, что океанические впадины (абиссальные равнины) имеют много общих черт с континентами. При этом близки практически не только средние их значения, но и пределы колебаний. Среди акваторий Мирового океана (табл. 22) высокий средний тепловой поток наблюдается в Тихом океане, самый низкий — в Северном Ледовитом океане. По значениям плотности теплового потока и характеру его распределения обширные пространства океанических плит, располагающихся либо в центральных частях океана, либо по их периферии, практически не отличаются от стабилизированных областей докембрийской и палеозойской складчатостей. Так же, как и щиты на континентах, абиссальные равнины по геоэнергетическому режиму могут быть отнесены к тектонически стабилизированным областям земной коры (см. табл. 20,22).

Высокие значения теплового потока наблюдаются в районах срединно-океанических хребтов, образующих единую планетарную систему, повышенная сейсмическая и тепловая активность наиболее характерна для осевых частей этих поясов. На склонах хребтов (при удалении на 150—300 км их оси) тепловой поток существенно снижается до значений, меньших средних для земного шара в целом. Высоким тепловым потоком характеризуются области островных дуг.

В региональном плане зоны с аномально высокими тепловыми потоками прослеживаются на земном шаре в виде относительно узких трансрегиональных (планетарных) поясов, главными из них являются: Восточно-Тихоокеанский субмеридиональный, Срединно-Атлантический субмеридиональный, Западно-Индийский, Карибско-Средиземноморско-Австралийский северо-западный, Западно-Тихоокеанский. Эти пояса ограничивают ряд блоков литосферных плит с относительно спокойным и низким тепловым потоком.

Таким образом, геоэнергетическое состояние океанов отличается от состояния континентов развитием линейных аномалий тепловых потоков, формирующих тепловые пояса. Последние приурочены в основном к срединно-океаническим хребтам. В пределах континентов таким поясам в первом приближении отвечают линейные рифтовые зоны (Аравийско-Африканский, рифтовая зона Рио-Гранде; рис. 39).

Измерения тепловых потоков, выполненные к настоящему времени практически во всех внутриконтинентных рифтах, зафиксировали повышенные значения плотности теплового потока. Характерным для рифтовых зон является асимметрия плотности теплового потока [15] вкрест ее простирания (см. рис. 39). Эта особенность совпадает с асимметрией рельефа. Установленная закономерность объясняется распределением тепло- и электропроводности на глубине. Кроме того, тепловой режим рифтовых зон континентов отличается от теплового состояния рифтогенных структур океанов дополнительной экранизацией глубинного тепла чехлом слаблитифицированных осадочных отложений.

В геологических процессах участвует также энергия, выделяю-

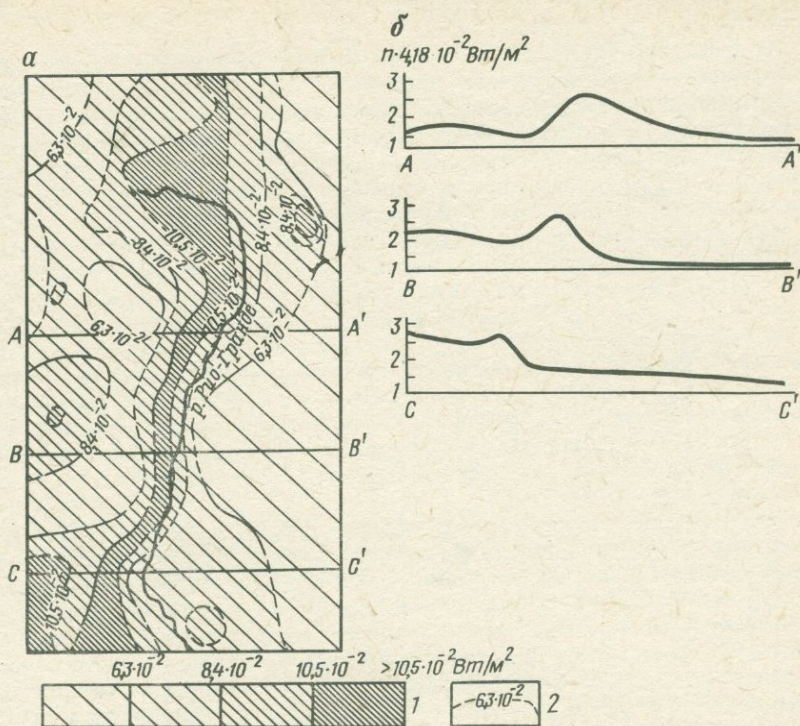


РИС. 39. КАРТА (а) И ПОПЕРЕЧНЫЕ ПРОФИЛИ (б) ПЛОТНОСТИ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ РИФТ РИО-ГРАНДЕ (М. REITER, C.L. EDWARDS, H. HARTMAN ET. AL., 1975 г.).

1 — шкала плотности теплового потока; 2 — изолинии плотности теплового потока

щаяся во время проявления тектонических, сейсмических, вулканических, гидротермальных и метаморфических процессов. Следует подчеркнуть, что роль каждого вида энергии неравнозначна как по величине, так и по времени проявления. Рассмотрим энергетические особенности различных областей литосферных плит.

Тектонически стабильные области докембрийской и палеозойской складчатости континентов и абиссальных впадин дна океанов, занимающих около 70 % поверхности Земли, характеризуются (А.Б. Смирнов, 1972 г.) величинами теплового потока (в 10^{-2} Вт/м²) в среднем 3,8 и 5,4 и составляют: на щитах 3,8, на докембрийских плитах 4,2, на байкальских и каледонских структурах 4,6, на герцинских структурах 5,23, в абиссальных впадинах 4,6. А.Б. Смирнов указывает, что выделение тектонической энергии и энергии современных сейсмических, вулканических, гидротермальных и метаморфических процессов ничтожно — на несколько, а в отдельных случаях на десятки порядков меньше теплового потока. Это позволило ему сделать вывод о том, что глубинный тепловой поток состав-

ляет фактически почти всю энергию, теряемую Землей в тектонически стабильных областях.

Нестационарный региональный геотермический режим характеризуется неоднородным тепловым полем для всей площади геологической структуры как по горизонтали, так и по вертикали. В проявлении рассматриваемого режима выделяются периоды эволюционного разогрева (прогрессивная стадия развития материковых окраин) и последующего охлаждения (регрессивная стадия, отражающая последствия субдукции и обдукции литосферных плит).

Нестационарный локальный тепловой режим характеризуется процессами взрывного характера или близкими к ним по локальности и кратковременности в жерлах вулканов и трубках взрыва. Нестационарный локальный тепловой режим в работе не рассматривается по двум причинам. Во-первых, геознергетический баланс их изучен явно недостаточно, чтобы выявить закономерности эволюции теплового режима, и, во-вторых, геознергетика их проявляется настолько локально относительно, например, материковой окраины континента, что не может существенно повлиять на общий процесс геознергетической эволюции крупных геоструктурных элементов литосферных плит.

Тектонически активные области, характеризующиеся максимальными по скорости и амплитуде перемещениями земной коры, максимальной сейсмичностью, вулканической и гидротермальной активностью, интенсивным пликативным и дизъюнктивным тектогенезом и метаморфизмом, являются областями максимальной концентрации и расхода энергии. Так, тепловой поток в областях кайнозойского вулканизма составляет порядка $10,5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², увеличивается до $16,8 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, выделение сейсмической энергии — $0,1 \cdot 10^{-2}$ — $8,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², тектонической энергии — $8,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Конвективный вынос тепла при вулканической и гидротермальной деятельности составляет $18,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Однако следует иметь в виду, что простое суммирование этих величин для оценки общей энергии тектонически активных поясов (что дает $25,4 \cdot 10^{-2}$ — $41,9 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) неправомерно, так как в различных тектонических зонах Земли эти эффекты проявляются не однозначно.

Анализ данных концентрации и расхода энергии в различных регионах мира позволил Я.Б. Смирнову в 1972 г. составить общую схему геознергетики различных тектонических поясов Земли (рис. 40). Так, в Тихоокеанском тектоническом активном поясе, в области Курильской дуги, им выделены три энергетически различные зоны. В первой из них (Южно-Охотская котловина) почти весь расход энергии приходится на кондуктивный тепловой поток — около $10,5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² (все другие эффекты составляют менее 10%). Во второй области (Курильская дуга) тепловой поток в среднем составляет $6,3 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², конвективный вынос тепла $4,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² и остальные эффекты — $0,9 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Суммарный расход энергии в этой области, так же как и в первой, не превышает $10,5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² — $11,3 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². В третьей области (внешняя зона дуги и желоб) тепловой поток равен $3,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², сейсмическая энергия эквивалента в среднем $4,6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², энергия метаморфизма соответствует $0,8 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², и приблизительно $0,8 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² приходится на

$n \cdot 4,18 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$

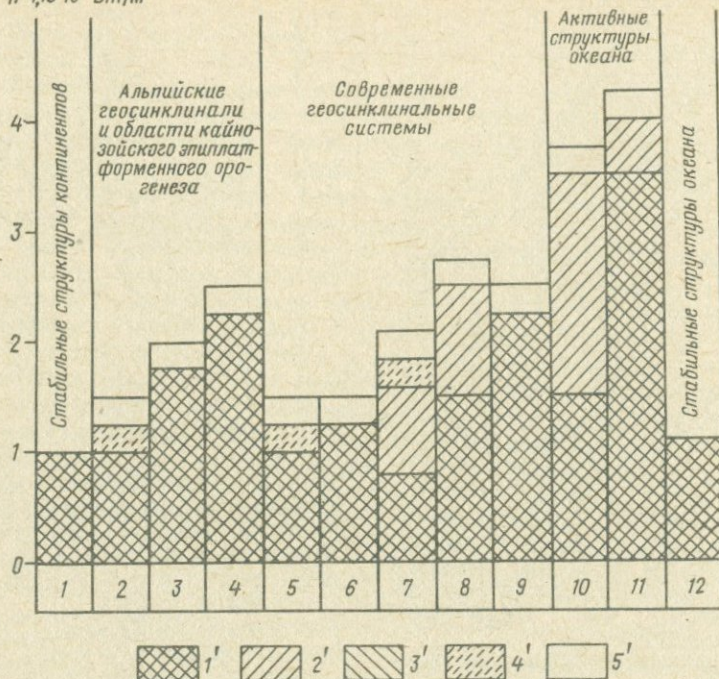


РИС. 40. БАЛАНС ГЕОЭНЕРГЕТИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ПОЯСОВ (ПО Я.Б. СМIRНОВУ, 1972 г.).

Составляющие энергии: 1' — тепловой поток, 2' — конвективный вынос энергии (вулканизм и гидротермальная деятельность), 3' — сейсмическая энергия; 4' — метаморфизм и нестационарное нагревание, 5' — прочие виды энергии (тектоническая энергия плюс те виды энергии, которые не показаны в столбцах).

1 — докембрийские и герцинские структуры; 2 — краевые прогибы, межгорные и неотектонические впадины; 3 — мегантиклинории и неотектонические орогены; 4 — эвгеосинклиналильные зоны и вулканические провинции областей кайнозойского эпиплатформенного орогенеза; 5 — миогеосинклиналильные впадины окраинных и внутренних морей; краевые океанические желоба: 6 — внешняя зона, 7 — внутренняя зона и геосинклиналильные поднятия островных дуг (внешняя зона); 8 — геосинклиналильные поднятия островных дуг (внутренняя зона); 9 — эвгеосинклиналильные впадины окраинных и внутренних морей; 10 — глубокие хребты; 11 — рифтовая зона срединно-океанических хребтов; 12 — глубокие океанические впадины (плиты)

другие процессы. В этой зоне, как и в первых двух, суммарный расход примерно такой же и составляет $(9,7-10,5) \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$.

Области, не ограниченные желобами (2-й подтип — континентальные склоны и Тихоокеанское побережье Северной Америки), отличаются от предыдущих. Тепловой поток здесь составляет в среднем $9,2 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$, а в отдельных значительных по площади областях (например, у берегов Калифорнии и севернее разлома Мендосино) он достигает $10,9 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$. Конвективный вынос тепла в этой зоне оценивается в $0,4 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$, а общий энергетический эффект (сейми-

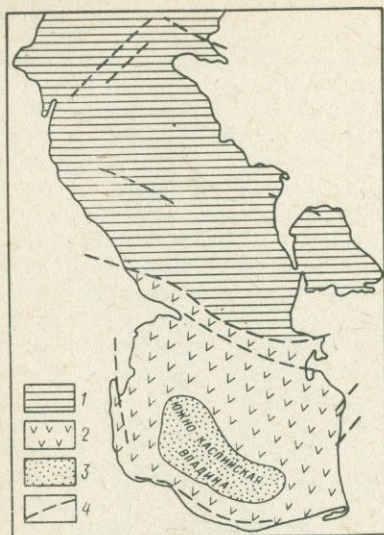


РИС. 41. КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ (ПО Е.М. ЛЮБИМОВОЙ, В.Н. НИКИТИНОЙ, Г.А. ТОМАРА, 1976).

1 — эпигерцидский континент; области: 2 — погружения альпийского тектогенеза, 3 — интенсивного осадконакопления в Южно-Каспийской впадине; 4 — глубинные разломы

ческий, тектонический и метаморфический) не превышает $0,42 \times 10^{-2}$ Вт/м². Суммарный энергетический эффект в этой области также составляет около $10,5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². При этом следует подчеркнуть, что 90 % энергии или более приходится на глубинный тепловой поток.

Альпийская складчатость (Альпийско-Гималайский пояс) распространена в области коллизии литосферных плит. Она характеризуется дифференцированной геознергией. По мнению Я.Б. Смирнова, в альпийских областях по тепловому потоку выделяются три основные зоны, соответствующие кайнозойским эвгеосинклиналям, миогеосинклиналям, краевым прогибам и межгорным впадинам. Средние величины теплового потока для них соответственно равны 9,2, 7,3 и 3,9 (см. рис. 40). Остальные энергетические эффекты приурочены в них примерно к тем же зонам, что и в областях перехода от континента к океану, что свидетельствует, вероятно, о преимущественности геотектонического процесса в рассматриваемых областях. Конвективный вынос тепла в геосинклинальных зонах меньше, чем в переходных зонах, и не превышает $(0,42-0,8) \cdot 10^{-2}$ Вт/м², в миогеосинклинальных зонах и тем более в краевых прогибах и межгорных впадинах он значительно сокращается. Выделение сейсмической энергии в этих зонах на два порядка ниже по сравнению с переходными.

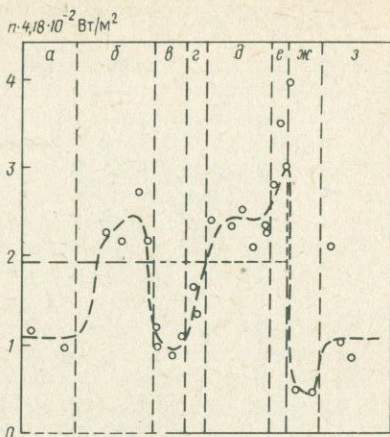


РИС. 42. ОСРЕДНЕННЫЙ ПРОФИЛЬ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ СТРУКТУРУ ОХОТСКОГО МОРЯ И ОКЕАНИЧЕСКОГО ЖЕЛОБА (ПО Е.А. ЛЮБИМОВОЙ, В.Н. НИКИТИНОЙ, Г.А. ТОМАРА, 1976 г.):

а — Евразийский континент; б — Татарский пролив; в — Сахалин; г — Сахалинский шельф; д — Курильская котловина; е — о-в Итуруп; ж — океанический желоб; з — Тихий океан

Таким образом, анализ современного теплового режима свидетельствует об геоэнергетической гетерогенности земной коры в целом и ее осадочной оболочки в частности как по латерали, так и по вертикали.

Особого внимания заслуживает изучение эволюции геоэнергетического процесса материковых окраин континентов, включающих шельф, континентальный склон и подножие окраинных морей и акваторий Мирового океана, например материковые окраины Атлантического океана, которые представляют собой периконтинентные осадочные бассейны литосферных плит.

Следует подчеркнуть, что в настоящее время по теории тектоники литосферных плит миогеосинклинали отождествляются с континентными (материковыми) окраинами с их шельфом; склоном и подножием, эвгеосинклинали — с бывшими океаническими бассейнами, корой, образовавшейся в срединно-океанических хребтах, а средичные массивы — с микроконтинентами. Геосинклинальные прогибы зрелой стадии развития выступают как аналоги внутренних и окраинных морей. В качестве примеров рассмотрим геоэнергетическую характеристику Каспийского и Охотского морей.

Каспийское море характеризуется гетерогенным строением. Здесь выделяются такие крупные геотектонические элементы, как эпигерцинская платформа с мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом, Терско-Каспийский прогиб и Альпийская складчатая область. Акватория моря имеет две относительно глубоководные котловины, в структуре которых выделяются континентальные склоны: Южно-Каспийская с океаническим типом коры и Среднекаспийская с континентальным. Измерения теплового потока к настоящему времени выполнены в Южном и Среднем Каспии.

В Среднем Каспии наблюдаются аномальные значения теплового потока $13,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², что вызвано [34] наличием разломов и вулканических внедрений в мощной осадочной толще (рис. 41).

Южно-Каспийская впадина характеризуется тепловыми потоками, близкими к нормальным или средним мировым. Однако при этом отмечается явная тенденция к повышению теплового потока в ее западной периферийной части, примыкающей к южно-кавказскому материковому склону и Бакинскому выступу, где отдельные величины составляют $(9,6-10,1) \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Одной из причин такого распределения значений величин теплового потока является приуроченность очагов глубокофокусных землетрясений к местам аномально высокого теплового потока. Общее занижение теплового потока в южной части Каспийского моря на 40—50 % объясняется наличием мощного осадконакопления [34], т. е. формированием нестационарного геоэнергетического режима.

Охотское море. Распределение теплового потока в Охотском море представляет собой дифференцированную картину. Наиболее устойчивое поле теплового потока в южной части Охотского моря, в Курильской котловине (среднее $10,5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²). За Курильской островной дугой в области желоба плотность теплового потока снижается до $1,7 \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

В южной части Охотского региона, в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану, величины теплового потока обусловлены конкретными структурными элементами (рис. 42).

Низкие значения теплового потока — $(1,7-4,2) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² — наблюдаются в пределах глубоководного желоба и увеличиваются с продвижением от желоба к Курило-Камчатской островной дуге. С океанической стороны они достигают значений $(4,9-6,3) \times 10^{-2}$ Вт/м², с континентальной стороны, в пределах Охотского моря, $8,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Максимальные значения теплового потока иногда фиксируются в Курильской котловине. Между впадинами Дерюгина и ТИНРО в центральной части Охотского моря установлены высокие значения — $(8,9 \div 17,3) \cdot 10^{-2}$ Вт/м², в то время как сами впадины характеризуются очень низкими значениями теплового потока — $(2,9 \div 3,8) \cdot 10^{-2}$ Вт/м². В южной части Татарского пролива тепловой поток почти такой же, как в Японском море, т. е. около $8,4 \times 10^{-2}$ Вт/м². Самые низкие значения теплового потока — $(0,83 \div 2,1) \times 10^{-2}$ Вт/м² — установлены в узкой зоне северного и восточного склонов возвышенности Академии Наук. В рассматриваемом регионе отсутствует корреляционная связь между величиной теплового потока и мощностью земной коры [24]. Это еще раз подтверждает вывод о том, что в осадочных бассейнах на стадии их формирования проявляется нестационарный геознергетический режим, по мощности значительно превышающий стационарный, который наблюдается, как отмечалось выше, в пределах стабильных участков земной коры, под шитами, внутриконтинентными осадочными бассейнами и т. д.

Геознергетический баланс формирования и эволюции пассивной материковой окраины распадается на две стадии: первая является периодом значительного накопления и вторая — интенсивного расходования энергии. Первая стадия включает глубинный аномальный тепловой поток, энергетические параметры седиментогенеза, литогенеза осадков и их регионального метаморфизма. Вторая стадия обусловлена магматизмом и складкообразованием (тектогенез, субдукция или обдукция). Учитывая, что вторая стадия эволюции как осадочного бассейна в целом, так и его геознергетического баланса в частности, отражает деструктивную сторону существования осадочного бассейна, в течение которой развиваются постгенерационные процессы УВ, т.е. процессы разрушения или перестроения залежей нефти и газа, она в работе не рассматривается.

Как отмечалось выше, для областей стационарного теплового режима (древние докембрийские платформы) характерно стабилизированное во времени тепловое поле с однородными и сравнительно низкими тепловыми потоками и геотермическим градиентом. Это вызвано тем, что на коровую радиогенную составляющую в этих областях приходится более 40–70 %.

Для областей нестационарного теплового режима, к которым относятся материковые окраины (периконтинентные осадочные бассейны), общий геознергетический баланс складывается из кондуктивного и конвективного глубинного (мантийного) теплового потока (газы, воды, лавы и др.), тепловых аномалий, вызванных седиментогенезом, литификацией и метаморфизмом осадочных и осадочно-вулканогенных пород низкой теплопроводности и аномалий радиогенной природы. Последние могут быть определены только теоретически [33] и поэтому здесь не рассматриваются.

Попытаемся оценить геознергетический баланс, формирующийся в результате проявления тех или иных процессов (литогенеза, регио-

нального метаморфизма, магматизма, тектогенеза и др.), и его влияние на изменения теплового поля материковых окраин континентов.

Седиментогенез и литификация осадков. Анализ палеотемпературного режима осадочных отложений в нефтегазоносных областях показывает [33], что для всех нефтегазоносных толщ наблюдается постоянный рост температуры (в течение 50–100 млн. лет) с последующим ее снижением. Характерно, что на этом общем фоне (повышение — понижение) существуют локальные (во времени, а возможно, и в пространстве) максимумы палеотемпературы, достигающие 200–300 °С. По мнению Н.А. Минского (1975 г.), повышения температуры в нефтегазоносных толщах могут быть обусловлены несколькими причинами: 1) влиянием внедрившихся или подстилающих осадочные породы интрузий; 2) дополнительным поступлением конвективного теплового потока по глубинным разломам; 3) выделением тепла при литификации осадков и преобразовании ОВ и 4) накоплением тепловой энергии за счет кондуктивного теплового потока под чехлом слаболитифицированных осадков.

Если первых два фактора могут формировать только в основном локальные температурные аномалии, то литификация осадочных пород и экранирующие свойства самих слаболитифицированных образований ответственны за общее повышение геотермического градиента и температуры. При этом надо иметь в виду, что темпы накопления слаболитифицированных осадочных отложений значительно превышают время наступления стационарного режима.

Эта важная особенность слаболитифицированных осадочных пород обуславливает нестационарный режим верхнекорового разогрева, который действует независимо от любого подкорового мантийного или кондуктивного теплового потока и приводит к временному (в течение 20–50 млн. лет.) накоплению энергии и повышению температуры в осадочной "линзе" периконтинентного осадочного бассейна с последующими охлаждениями после литификации осадков [33]. Предел повышения температуры зависит не только от этого эффекта, но обусловлен и величиной или интенсивностью кондуктивного и конвективного теплового потока, поступающего к подошве слаболитифицированного теплоизолирующего осадочного слоя. Несомненно, что чем выше будет тепловой поток, тем интенсивнее будет рост температуры в осадках.

Расчеты показывают, что даже при нормальном тепловом потоке (рис. 43) для литификации осадков в зоне катагенеза и повышения температуры до 80–150 °С необходима мощность чехла слаболитифицированных осадков, составляющая 2–3 км. Как отмечают А.А. Смыслов, У.И. Моисеенко, Т.З. Чадович [33], теплоизоляционные свойства слаболитифицированных и слабопроницаемых осадочных отложений экранируют не только подземную тепловую энергию, но и УВ. Данный вывод имеет большое практическое значение, так как подошва теплоизолирующего, слаболитифицированного и слабопроницаемого слоя может коррелироваться с нижней региональной экранирующей толщей, под которой, как правило, сосредоточены основные запасы углеводородов. При этом надо иметь в виду, что в каждом конкретном регионе мощность и глубина залегания такого тепло-, нефте- и газоизолирующего слоя будут иметь индивидуальный характер.

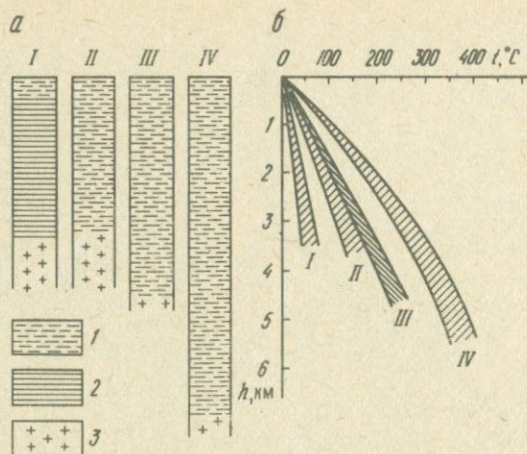


РИС. 43. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛОБАЛЬНЫХ СТРУКТУР (а) И ПРЕДЕЛЫ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ТЕПЛОИЗОЛИРУЮЩЕГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА (б) НА ПРОГРЕССИВНОЙ СТАДИИ ИХ РАЗВИТИЯ [33].

Платформы: I — древние без магматизма (Русская, Северо-Американская); II — молодые (Западно-Сибирская, Скифско-Туранская); III — краевые прогибы, межгорные впадины с повышенным потоком глубинного тепла (Предкавказье, Венгерская впадина); IV — миогеосинклиналь (Каратау — Северо-Тянь-Шаньская) I — слаблитифицированные преимущественно терригенные толщи с прослоями известняков; 2 — литифицированные терригенные и терригенно-карбонатные отложения чехлов древних платформ; 3 — кристаллические породы фундамента

Региональный метаморфизм. Необходимыми условиями развития процессов регионального метаморфизма являются высокие температуры (300—700 °C и более) и давление (200—1000 МПа и выше). Обобщение материалов Н.Л. Добрецова, В.С. Соболева, В.В. Хлестова, Х. Такеуки, С. Уеда показывает, что для стабильных блоков литосферных плит со стационарным тепловым потоком процессы регионального метаморфизма в фундаменте их (гранито-метаморфический слой) или в осадочном чехле внутриконтинентных бассейнов протекать практически не могут.

В пределах материковых окраин континентов на их внешних краях шельфов, континентальных склонов и подножиях в период сравнительно быстрого (около 80 млн. лет) накопления мощных толщ осадочных образований (мощность до 10 км и больше) происходит их погружение на глубины до 7—10 км и больше, на которых температура может достигать 300—400 °C. Такие температуры вполне достаточны для полного преобразования ОВ в углеводороды и для метаморфизации осадочных пород до зеленосланцевой фации, по оценке Н.Л. Добрецова, В.С. Соболева, В.В. Хлестова.

По расчетам, выполненным В.В. Гордиенко, устанавливается, что вынос тепла из подкоревой части мантии производится аномальным тепловым потоком. На первой стадии формирования пассивной материковой окраины происходит значительное накопление энергии, обеспечивающее нестационарный режим, который проявляется при

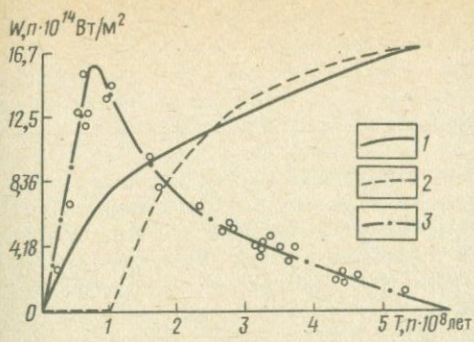


РИС. 44. ГЕОЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТА (СОСТАВИЛ В.Ф. ГОРБАЧЕВ, 1980 г. ПО МАТЕРИАЛАМ В.В. ГОРДИЕНКО, 1975, 1978 гг.; А.Б. СМИРНОВА, 1972 г.):

1 — накопление энергии за счет глубинного теплового потока, литогенеза и метаморфизма осадочных пород; 2 — расход энергии в результате магматизма и складкообразования; 3 — временная аномалия геоэнергетических режимов материковой окраины континента (геосинклинали по В.В. Гордиенко, 1975 г.)

любой активности подкорового теплового потока и приводит, по мнению Я.Б. Смирнова, В.М. Сугрובה, Н.С. Сугробовой, к временному (в течение 50—100 млн. лет) накоплению и повышению температуры. На второй стадии происходит интенсивный расход накопившейся энергии в результате проявления конвективного теплового потока, магматизма, складкообразования. Отсюда следует, что накопление энергии и ее расход во времени не совпадают. Таким образом, процесс формирования и эволюции периконтинентного осадочного бассейна характеризуется различными геоэнергетическими режимами. Как видно из рис. 44, в течение 100 млн. лет существования материковых окраин континентов, т. е. в период их формирования, происходит накопление энергии, которая обеспечивает на глубине значительный рост температуры. Однако даже при нормальных величинах теплового потока эффект теплоизоляции при мощности слаболитифицированных осадков 2—3 км оказывается достаточным (80—150 °С) для литификации осадков в зоне катагенеза и преобразования ОВ и УВ [33].

Анализ геологического строения в распределении тепловых потоков по отдельным конкретным регионам (Карпаты, Закарпатский прогиб, Складчатые Карпаты и Предкарпатский прогиб; Крым с акваторией Черного моря, Скалистые горы) позволил определить В.В. Гордиенко температурные аномалии и составить временные аномалии теплового потока.

Построенные этим исследователем пространственные аномалии теплового потока по регионам, в пределах которых складчатость завершилась 25, 70, 90 и 160 млн. лет назад, отвечают почти всему временному интервалу. На основании интерпретации таких конкретных аномалий Я.Б. Смирновым, а также и В.В. Гордиенко составлены обобщенные временные аномалии теплового потока формирования и эволюции пассивной материковой окраины континента (см. рис. 44).

Приведенные выше материалы позволяют описать временную аномалию теплового потока формирования и эволюции пассивной материковой окраины континента следующим образом. Характерной особенностью теплового режима переходных областей между континентом и океаном (периконтинентных осадочных бассейнов) яв-

ся увеличение неоднородности в распределении тепловых потоков. На дорифейских и домезозойских континентах тепловые потоки отличаются, как правило, большим постоянством. Значительные колебания величин тепловых потоков наблюдаются, как отмечалось выше, в современных подвижных областях. Так, максимальные тепловые потоки (в 10^{-2} Вт/м²) наблюдаются в настоящее время на о-вах Хоккайдо (10,7), Сахалин (13,4–16,2), Новая Зеландия (20,9–168,1) вызванные как кондуктивной передачей, так и конвективным переносом тепла горячими растворами, газами, лавой. Данные области с резко неоднородным и в целом повышенным тепловым потоком рассматриваются [33] как территории продолжающегося в настоящее время разогрева в результате повышенного кондуктивного переноса тепла и его конвекции нагретыми газами, водами и расплавами. Режим повышенных тепловых потоков в таких областях может продолжаться и в будущем (см. рис. 44, правая ветвь кривой). Режим разогрева может длиться в течение 100–150 млн. лет после орогенного цикла [33]. Последнее имеет большое практическое значение для определения потенциальных ресурсов УВ периконтинентных осадочных бассейнов, современная структура которых сформирована в результате субдукции литосферных плит (Урал на Восточно-Европейском континенте, Верхоянская складчатая область на Сибирском континенте, Аппалачи на Северо-Американском континенте и др.). В этих областях внешняя часть шельфа и континентального склона на этапе формирования осадочного бассейна не находилась, видимо, в термодинамической обстановке, соответствующей главным фазам нефте- и газообразования.

В результате шарьирования и образования складчатой области рассматриваемая часть периконтинентного осадочного бассейна оказывается погруженной на глубины, достаточные для литификации и метаморфизма осадочных пород и преобразования ОВ в УВ.

В результате такой эволюции рассматриваемого бассейна наступает второй этап генерации, миграции и аккумуляции УВ в сформировавшихся к этому времени ловушках в процессе коллизии литосферных плит.

Суммируя приведенные данные, можно сделать следующие выводы:

1. Общая геознергетика литосферных плит и осложняющих их осадочных бассейнов представляет собой сумму всех частных эффектов, каждый из которых имеет свою мощность, продолжительность и ареал распространения. Тектонически активные пояса на континентах, островных дугах (континентальная и переходная кора) и океанах (типично океаническая кора) характеризуется резко различной энергетикой.

2. Поглощение энергии в осадочных бассейнах, формирующихся на коре переходного типа, примерно в 2,5 и 4,0 раза выше, чем ее среднее значение для Земли или тектонически стабильных зон, тепловой поток значительно выше среднего фонового значения ($5,02 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) и проявляется во времени значительно больше, чем все остальные эффекты.

3. Превышение аномалии теплового потока для рифтов, периконтинентных и внутриконтинентных осадочных бассейнов составляют (в 10^{-2} Вт/м²): 5,4, 4,2 и 2,5 соответственно. Время проявле-

ний аномально повышенного теплового потока находится в интервале от 50 до 100 млн. лет.

4. Рифтогенные осадочные бассейны характеризуются высокими значениями плотности теплового потока, отличающегося от теплового состояния рифтогенных структур океана дополнительной экранизацией глубинного тепла чехлом слаболитифицированных осадочных образований.

5. Дивергентные осадочные бассейны, покоящиеся на складчатом основании палеозойского и более древнего возраста (синеклизы, впадины), характеризуются стационарным геотермическим режимом. В то же время осадочные бассейны, расположенные в переходной области от континента к океану, т.е. на коре переходной или субокеанической, от первых отличаются повышенными величинами глубинного теплового потока и накоплением геотермических ресурсов за счет формирующегося нестационарного теплового режима. Суммарный эффект их обеспечивает преобразование ОВ в УВ при достижении мощности осадочного чехла в таких бассейнах всего 2—3 км.

ГЛАВА 5

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОН НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

Основной целью нефтегазогеологического районирования крупных территорий структурного или административного значения является выделение в их пределах зон нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции, а внутри последних нефтегазоносных (т.е. с доказанной нефтегазоносностью), потенциально нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных областей.

Разработка методов нефтегазогеологического районирования является одной из важнейших задач геологии нефти и газа и должна основываться на последних достижениях науки.

На современном этапе развития геологии нефти и газа благодаря интенсивным работам в области органической геохимии существенно уточнена генетическая природа нефти и газа и определены основные этапы и механизмы их становления и изменения, доказана стадийность нефте- и газообразования.

В настоящее время более широко используется историко-генетический метод оценки перспектив нефтегазоносности территорий и акваторий. Метод базируется на получившей признание во всем мире осадочно-миграционной теории нефтегазообразования, согласно которой генерация, аккумуляция и консервация нефти и газа протекают в осадочных бассейнах в процессе их формирования и эволюции.

Нефтегазоносность седиментационных бассейнов зависит от большого числа факторов и, по оценке И.И. Нестерова, В.В. Потеряевой, В.Д. Наливкина, В.С. Лазарева, Г.П. Сверчкова, Л.Дж. Уикса и др. число их превышает первые десятки. Одним из основных показателей, определяющих потенциальные ресурсы нефти и газа бассейна, Л.Дж. Уикс считает оптимальную скорость осадконакопления, которая является важным фактором в предохранении ОВ от окисления бактериями. Обычное заблуждение, по мнению Л.Дж. Уикса, — счи-

тать, что процентное содержание ОВ в осадке есть истинная мера степени сохранности его на данной площади. Не служит процентное содержание ОВ и мерой содержания эффективных нефтегазопроизводящих компонентов. Оно отнюдь не является критерием потенциальных возможностей осадка как источника нефти.

А.Э. Конторович, Э.Э. Фотиади, В.И. Демин и др. в 1981 г., рассматривая теорию прогноза и методы количественной оценки перспектив нефтегазосности на основе геолого-математического моделирования, приходят к выводу о том, что математический анализ условий, благоприятных для локализации богатых зон нефтегазоаккумуляции и отдельных месторождений-гигантов, подтверждает правильность выводов, полученных в результате традиционных методов геологического анализа.

Дифференциация седиментационных бассейнов по степени перспективности на нефть и газ на основе геолого-математического моделирования на ЭВМ осуществляется ими с учетом факторов, характеризующих условия генерации, миграции, аккумуляции УВ, условий сохранения залежей нефти и газа. В каждом факторе рассматриваются до 20 наиболее информативных признаков. При этом эти исследователи подчеркивают, что дифференциация земель отдельных проницаемых комплексов на перспективные и бесперспективные контролируется, в первую очередь, факторами, определяющими начало и прогрессивное развитие процессов нефтегазообразования.

К сожалению, конкретных рекомендаций определения начала и прогрессивного развития процессов нефтегазообразования в работе не приводится. Для этого в первую очередь рассматриваются факторы, контролирующие условия нефтегазообразования в недрах. Среди них указываются такие, как степень катагенетической превращенности ОВ в кровле и подошве исследуемого объекта и в наиболее прогнутаой части ближайшей впадины; содержание $S_{орг}$ и $\beta_{хл}$ в подстилающем и перекрывающем флюидоупорах на объекте исследования и во впадине. Приведенный комплекс геохимических показателей очень важен для расшифровки процесса преобразования ОВ в УВ, но он ни в коей мере не отвечает на вопрос, было ли достаточно захоронено неокисленного ОВ, которое могло обеспечить катагенетический процесс от начала до прогрессивного нефтегазообразования. Следует согласиться с замечаниями Л.Дж. Уикса о том, что содержание $S_{орг}$ (в %) в породе еще не свидетельствует о потенциальных возможностях вмещающей породы как нефтегазогенерирующей. Данная проблема является важнейшей в решении осадочно-миграционной теории происхождения нефти и газа. Поэтому совершенно справедливо А.Э. Конторович, Э.Э. Фотиади, В.И. Демин в заключении подчеркивают, что в настоящее время требуют серьезного улучшения и уточнения метода и оценки масс генерируемых ОВ жидких и газообразных углеводородов на разных этапах катагенеза. К этому, как отмечалось выше, следует добавить, что это относится и к изучению закономерностей накопления ОВ в седиментогенезе и его преобразованию в раннем диагенезе, т. е. формированию нефтегазогенерационного потенциала ОВ осадочного бассейна.

В последнее время в литературе появились указания на целесообразность дифференцировать ОВ по характеру его постседиментационных преобразований (И.И. Волков, Б. Тиссо, Р. Пеле и др.).

Таблица 23

Классификация нефтематеринских отложений по содержанию ОВ [34]

Насыщение ОВ	Содержание ОВ, %	Алиновое и смешанное ОВ		Арконовое ОВ
		Глинистые породы	Карбонатные породы	Глинистые породы
Сильнорассеянное	< 0,5	Слабобитуминозные Среднебитуминозные Сильнобитуминозные		Слабоуглистые
Слаборассеянное	0,5—2,5			Среднеуглистые
Слабоконцентрированное	2,5—10			Сильноуглистые
Умеренноконцентрированное	10—40	Максимальнобитуминозные (доманикиты, баженовиты, "горючие сланцы")		Максимальноуглистые ("углистые сланцы")

Можно считать доказанным, что содержание $C_{орг}$ в породе в количестве 0,5 % является рубежом или нижним пределом, выше которого в осадках начинаются диагенетические восстановительные процессы. В то же время, если в осадки поступает ОВ менее 0,5 %, то полнее оно разлагается в самых верхних слоях осадков и почти не переходит в ископаемое состояние (Е.А. Романкевич, 1978 г.). К этому следует добавить, что в качестве существенного фактора, влияющего на формирование нефтегазогенерационного потенциала осадочного выполнения бассейна, как подчеркивает Л.Дж. Уикс, являются темпы седиментации, с одной стороны, и непрерывность данного процесса, с другой. Наблюдается прямая зависимость между скоростью накопления ОВ и осадочного материала и, в первую очередь, его терригенной составляющей [28, 31 и др.].

Таким образом, осадочные бассейны, в разрезе которых выделяются толщи пород с содержанием ОВ 0,5 % и менее, должны быть исключены из категорий нефтегазогенерирующих.

Видимо, не случайно В.Б. Оленин [29], рассматривая нефтегеологическое районирование территорий по генетическому признаку, не коснулся вопроса классифицирования нефтепроизводящих пород по их нефтегазогенерационному потенциалу. Последнее явилось причиной того, что В.Б. Оленин из элементов нефтегазогеологического районирования как низших категорий, так и высших исключил зоны нефтегазогенерации, откуда и начинается онтогенез нефти и газа.

Б.А. Соколов [34] предлагает историко-геолого-геохимический метод оценки нефтегазоносности осадочных бассейнов. В отличие от В.Б. Оленина этот исследователь рассматривает условия нефтегазообразования и вслед за Н.Б. Вассовичем к нефтегазоматеринским породам относит те осадочные породы, которые формируются в субаквальных условиях и содержат в достаточном количестве рассеянное органическое вещество — седикахиты. Однако из классификации нефтегазоматеринских отложений по содержанию ОВ (табл. 23) трудно определить тот предел содержания ОВ в породе, которым ограничивается нефтегазоматеринская порода. Как видно из табл. 23, к нефтегазоматеринским отложениям относятся и толщи пород с содержанием ОВ менее 0,5 % [34].

Историко-генетический метод предусматривает изучение широкой гаммы показателей нефтегазоносности осадочных бассейнов в процессе их формирования и эволюции. В одной работе рассмотреть все их практически невозможно, поэтому автор поставил перед собой задачу исследовать условия нефтегазообразования на этапе формирования осадочных бассейнов, когда проявляются генетические показатели (параметры), по которым возможна дифференциация бассейнов (хотя и качественная) по нефтегазогенерационному потенциалу (степени перспективности на нефть и газ).

Основными факторами, определяющими перспективы нефтегазоносности крупных геоструктурных элементов, как подчеркивалось ранее, являются:

1) наличие в разрезе осадочных бассейнов ОВ, сингенез (седиментогенез), диагенез которого способствовал накоплению нефтегазогенерирующих толщ, потенциальные возможности которых обеспечивали формирование промышленных запасов углеводородов; 2) наличие в разрезе осадочных бассейнов значительных по мощности толщ пород, характеризующихся благоприятными коллекторскими и экраняющими свойствами и определяющими возможности аккумуляции УВ в залежи; 3) геозенергетические условия осадочных бассейнов, определяющие термальную эволюцию нефтегазогенерирующих толщ, которые обеспечивают наступление главной фазы нефтеобразования и сменяющей ее главной фазы газообразования.

Таким образом, при исследовании на актуалистической основе в нашу задачу входило дифференцирование геодинамических обстановок формирования осадочного выполнения бассейнов и уточнение их влияния на закономерности накопления ОВ в различных типах бассейнов, а также в структурно-морфологических элементах отдельного бассейна. Прямая зависимость накопления и эволюции ОВ от геозенергетических ресурсов осадочных бассейнов вызывает необходимость исследовать состояние тепловых параметров (теплового потока) осадочных бассейнов на этапе их формирования.

В предыдущих главах были рассмотрены закономерности осадконакопления, распределения ОВ, скорости его консервации и распределение величин теплового потока как по площади литосферных плит, так и во времени. Последнее позволяет выявить, какое влияние оказывают условия осадконакопления и геозенергетические параметры осадочных бассейнов на закономерности формирования нефтегазоматеринских пород, их нефтегазопроизводящего потенциала и в конечном итоге на общую оценку перспектив их нефтегазоносности. Кратко остановимся на основных выводах, вытекающих из рассмотрения этих закономерностей.

Согласно теории тектоники литосферных плит, формирование осадочных бассейнов подчинено строго определенному закону экспоненциального уменьшения скорости погружения океанической литосферы в результате ее кондуктивного остывания. Кроме того, амплитуда погружения океанической литосферы увеличивается за счет массы формирующегося осадочного бассейна.

По этому закону формируются главным образом осадочные бассейны на материковой окраине континентов и внутри континентов.

В эволюции литосферной плиты выделяются два этапа, геодинамические условия которых предопределяют формирование генетически различных типов бассейнов (рис. 45). Тектоническая эволюция

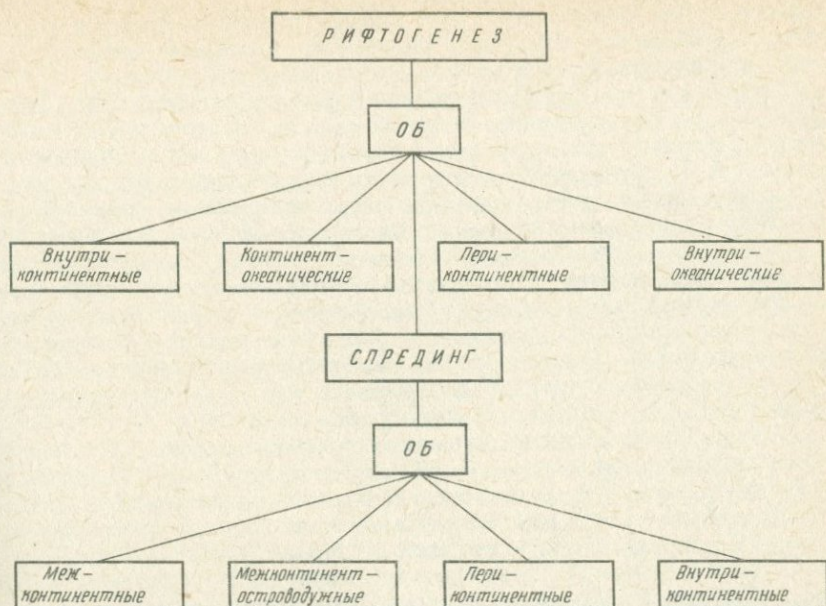


РИС. 45. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ.
 ОБ — осадочный бассейн

литосферной плиты на первом этапе (до раскрытия, до начала спрединга литосферных плит) характеризуется формированием осадочных бассейнов, обусловленных рифтогенезом. Они подразделяются на внутриконтинент-рифтогенные, континент-океаническо-рифтогенные и периконтинент-рифтогенные.

На втором этапе (процесс термальной эволюции континентальных окраин и формирования новой океанической литосферы в пределах срединно-океанических хребтов) происходит изостатическое выравнивание континента и океана, сопровождающееся формированием периконтинентных осадочных бассейнов на шельфе континента, материковом склоне, подножии и абиссальных пространствах Мирового океана. Этот процесс обуславливает также формирование внутриконтинентных бассейнов (синеклиз и впадин).

Форма, размеры и строение осадочных бассейнов, образовавшихся на материковых окраинах после наступления активного спрединга, зависят от ряда факторов, из которых основными являются: 1) первоначальная мощность континента на предрифтовом этапе его развития; 2) амплитуда сводообразного поднятия, предшествующая рифтогенезу, и влияющая на величину сокращения мощности коры за счет ее эрозии между этапами сводообразования и активного рифтогенеза; 3) латеральная составляющая процесса эрозии, вызывающего утонение коры в первоначально сформированном сводовом поднятии; 4) скорости денудационных процессов, вызванных пострифтовой эрозией.

Н.Х. Смит, Д.И. Кинсман, С.А. Шумм и др. считают, что чем дли-

тельное время, ограниченное интервалом сводообразования и активным рифтогенезом, тем более интенсивно протекают процессы дорифтовой и пострифтовой эрозии.

Период полной эрозии сводового поднятия в процессе формирования рифтогенных осадочных бассейнов и после наступления активности спрединга для коры средней мощности 30 км составляет по данным А.Дж. Фишера 80—100 млн. лет, а период эрозионной денудации после погружения утоненной коры под уровень моря (после сформированного шельфа) может превышать 120 млн. лет. Скорости погружения океанической литосферы, формирующейся в срединно-океанических хребтах, обусловлены кондуктивным ее остыванием, массой формирующегося периконтинентного бассейна на пассивной материковой окраине континента (16 км и более) и изменяются экспоненциально. Следует особо подчеркнуть, что экспоненциальное уменьшение скорости погружения океанической литосферы происходит с постоянной времени порядка 80 млн. лет.

Таким образом, экспоненциальное уменьшение скорости погружения литосферной плиты с корой океанического типа и вызванный этим изгиб литосферы континента объясняют формирование осадочных бассейнов различных типов. При этом за одно и то же время (порядка 80 млн. лет) перед континентом (периконтинентные бассейны) накапливается мощная "линза" осадочных пород до 16 км, а возможно, и больше. Одновременно внутри континента формируется осадочный бассейн, мощность осадков которого не превышает 3—4 км. Из этого следует, что скорости осадконакопления в периконтинентных бассейнах в 4—5 раз выше, чем во внутриконтинентных, таких, например, как Московская синеклиза на Восточно-Европейском континенте, Гудзонова залива на Северо-Американском, Паранская на Южно-Американском, Мали-Нигерийская на Африканском и др.

Соотношение мощностей осадков в рифтовых структурах, на шельфе, континентальном склоне, подножии и абиссальной впадине в открытых бассейнах океана, во внутренних и краевых морях очень изменчиво. Распределение основных типов пород в океанах подчиняется циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональностям. Определяющее влияние какой-либо зональности обуславливает формирование определенного типа формации (циркумконтинентальной размещении в океанах, во внутренних и окраинных морях различных терригенных формаций, т. е. линейное расположение их вдоль окраин континентов, закономерное изменение их строения, состава и мощностей по мере удаления в пелагические области океана).

Для рифтогенных формаций характерными являются высокие скорости осадконакопления, наличие в разрезе двух комплексов: нижнего молассоидного и верхнего молассового. Важным является то, что для внутриконтинентных осадочных бассейнов формирование формаций происходит в условиях континентального типа седиментогенеза, вызывающего резкую литологическую изменчивость пород как по вертикали, так и по горизонтали бассейнов. Последнее отрицательно влияет на формирование выдержанных как пластов-коллекторов, так и главным образом экранирующих разделов, препятствующих эмиграции УВ из осадочного выполнения бассейнов. Континентно-океанические рифтогенные осадочные бассейны характеризуются,

кроме наличия в них континентальных терригенных формаций, широким развитием морских терригенных, биогенных и хемогенных осадков, сочетание которых при высоких скоростях их седиментации обеспечивают, во-первых, высокие коэффициенты фоссилизации ОВ и, во-вторых, формирование надежных нефтегазоупоров.

Всесторонний анализ количественного распределения осадочного материала и скоростей его седиментации на пассивных окраинах континентов в периконтинентных осадочных бассейнах показывает, что максимальные мощности осадочного чехла и высокие скорости седиментации в различных океанах и климатических широтах тяготеют к континентальному склону и подножию. При движении от этой области к континенту в пределах шельфа мощности осадочного чехла сокращаются в 4—5 раз и составляют 3—4 км. В районе срединно-океанических хребтов, т. е. в области пелагического осадконакопления, они не превышают 1 км, т. е. сокращаются в 15—20 раз. В связи с таким распределением мощностей осадочных образований и скоростей их седиментации необходимо сделать вывод о том, что континентальный склон и подножие представляют собой область интенсивной седиментации, обеспечивающей быструю и устойчивую консервацию ОВ, поступающего в осадки.

Внутриконтинентные спрединговые осадочные бассейны (синеклизы, впадины) сложены терригенно-карбонатными образованиями, характеризующимися относительно небольшими мощностями и довольно низкими скоростями их седиментации. Например, в Аральском море темпы современной седиментации вполне сопоставимы со скоростями осадкообразования в эпелагических областях Мирового океана.

Анализ регионального изменения содержания ОВ по площади современных седиментационных бассейнов Мирового океана (см. рис. 21, 22, 23, 25) и фанерозойских бассейнов дорифейских континентов (см. рис. 35, 36) показывает, что основные закономерности количественного распределения $C_{орг}$ в осадочных бассейнах рифей и фанерозоя сохранялись почти такими же, как и в настоящее время.

Главным или общим для современных рифейских и фанерозойских осадочных бассейнов является то, что в распределении ОВ по площади литосферной плиты и, в первую очередь, на материковой ее окраине определяющую роль играет цуркумконтинентальная зональность в сочетании с климатической. Она выражается в том, что от прибрежно-морских и мелководно-морских (шельф) к глубоководным (материковый склон и подножие) происходит значительное увеличение содержания $C_{орг}$. От глубоководных и эпелагическим и пелагическим областям наблюдается резкое снижение общей массы ОВ в осадках. Это свидетельствует о том, что наиболее благоприятные условия для генерации УВ в больших объемах наблюдаются в пределах континентального склона и подножия, современных осадочных бассейнов и бассейнов неогена, характеризующихся максимумом ОВ и высокими скоростями его консервации (рис. 46). Для современного осадконакопления в Мировом океане на это указывали ряд исследователей [11, 31].

Оценка теплового состояния различных структур земной коры и в первую очередь осадочных бассейнов показывает, что осадочные бассейны, расположенные на континентах дорифейских и палеозой-

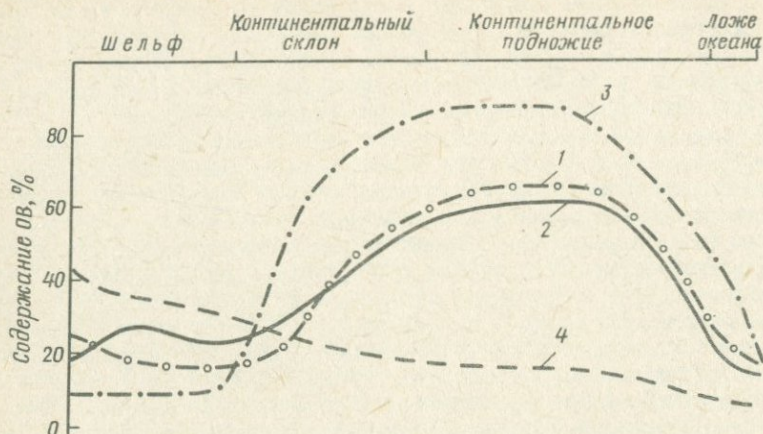


РИС. 46. ИЗМЕНЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ФОССИЛИЗИРУЮЩЕГОСЯ ОВ В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЗОНАХ ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ПАССИВНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЫ.

1 — скорости осадконакопления, мм/1000 лет; 2 — количество ОВ, поступающего в осадки, г/см²; 3 — количество ОВ, потенциально генерирующего УВ, %; 4 — средний окислительный расход ОВ в диагенезе, %

ской консолидации, характеризуются низким, однородным стабилизированным во времени тепловым потоком и низкими геотермическими градиентами.

Во внутриконтинентных и континент-океанических рифтогенных осадочных бассейнах наблюдаются высокие значения тепловых потоков. Характерным для них является асимметрия плотности теплового потока вкрест их простирания.

Дивергентные осадочные бассейны пассивных окраин континентов характеризуются нестационарным режимом, формирующимся за счет повышенного подкорового мантийного аномального теплового потока, литификации и метаморфизма осадков, а также преобразования ОВ в них. Важным является то, что на первой стадии, стадии формирования периконтинентных осадочных бассейнов, происходит значительное накопление геозоэнергетических ресурсов, которое приводит к временному (в течение 50—100 млн. лет) повышению температуры. На второй конвергентной или коллизийной стадии развития бассейнов происходит интенсивный расход накопившейся энергии в результате проявления конвективного теплового потока, магматизма, складкообразования (рис. 47).

Таким образом, распределение во времени накопления энергии и ее расхода в процессе формирования и эволюции материковой окраины континентов не совпадают. По оценке В.В. Гордиенко в первые 100 млн. лет существования материковой окраины континентов, т. е. во время формирования периконтинентного осадочного бассейна, происходит накопление энергии, которая обеспечивает на глубине рост температуры до величин, превышающих 100—150 °С.

Используя предложенную Н.Х. Слипом в 1971 г. экспоненциальную

модель термальной эволюции пассивной материковой окраины литосферной плиты, данные Я.Б. Смирнова 1972 г. и В.В. Гордиенко 1975 г. об изменении глубинного теплового потока в ее пределах, можно построить временные зависимости формирования осадочных бассейнов на материковых окраинах континентов.

Введем понятие относительной денудации вследствие эрозии, выразив ее соотношением денудации как функции времени $D = f(t)$ к начальной — предрифтовой высоте (E_0) пассивной материковой окраины:

$$\frac{D}{E_0} = \frac{k f_c}{k - a f_c} [\exp(-at) - \exp(-\frac{kt}{f_c})],$$

где k — постоянная времени эрозии, a — термическая постоянная времени эрозии, $f_c = \frac{\rho_m}{\rho_m + \rho_c}$ —

изостатический множитель, ρ_m и ρ_c — плотность соответственно мантии и коры; t — время эрозии.

Скорость относительной денудации, характеризующая интенсивность осадконакопления, определяется как производная от функции относительной денудации:

$$\frac{d(\frac{D}{E_0})}{dt} = \frac{k f_c}{k - a f_c} [\frac{k}{f_c} \exp(-\frac{kt}{f_c}) - a \exp(-at)].$$

Скорость относительной денудации ($\frac{d(\frac{D}{E_0})}{dt}$) в интервале времени 70—80 млн. лет приближается к нулю, т. е. темпы процессов эрозии и формирования осадочного бассейна на пассивной материковой окраине континента к этому времени снижаются.

Временные аномалии теплового потока (q_1, q_2) характеризуются (см. рис. 47) в первые 50—80 млн. лет кондуктивным накоплением тепла, которое обеспечивается снижением теплопроводности слаболифидированных осадков. Для сравнения укажем, что коэффициент теплопроводности песчано-глинистых отложений мезозойско-кай-

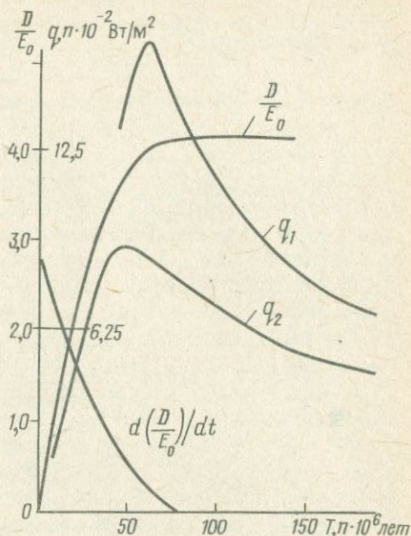


РИС. 47. ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ НА ПАССИВНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЕ КОНТИНЕНТОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА И ВРЕМЕНИ (СОСТАВИЛ В.Ф. ГОРБАЧЕВ ПО МАТЕРИАЛАМ Я.Б. СМИРНОВА, 1972 г.; К.ЛЕ ПИШОНА, Ж. ФРАНШТО, Ж. БОННИНА, 1977 г.).

Таблица 24

Тепловое состояние осадочных бассейнов при различных режимах и стадиях их развития

Режим	Стадия развития	Проницаемость бассейна	Тепловой режим	
			осадочного чехла	коры
Субдукционно-обдукционный (конвергентный, коллизийный)	Столкновения блоков континентов	Средняя	Падающий	Высокий
	Сдвиговых деформаций	"	"	"
	Надвиговых деформаций	"	"	"
Срединговый	Зрелая (пассивных окраин) Юная (провисающих окраин) Начальная (пострифтовая)	Слабо, либо непроницаемая	Нестационарный высокий	Стационарный
		Средняя	Средний	Средний
Срединговый	Общего прогибания	Большая	Высокий	Высокий
		Непроницаемые	Стационарный	Стационарный
Рифтогенный	Инверсий	Малая рассеянная	Стационарный	Средний
	Грабеновая	Большая рассеянная	Высокий	Высокий
	Общего прогибания или сводобразования	Непроницаемые	Стационарный или средний	Стационарный

нозойского возраста колеблется в пределах 0,6—2,4, а у литифицированных метаморфизованных осадочных пород — 2,5, магматических образований — 2,6.

На рис. 47 показаны изменения описанных выше функций во времени при значениях постоянных времени $k = 7 \cdot 10^6$ лет, $a = 80 \cdot 10^6$ лет и $f_c = 11$, а также изменения плотности тепловых потоков. Из сопоставления указанных функций видно, что ко времени достижения тепловым потоком максимума его плотности осадочный бассейн в основном закончит свое формирование.

Последнее имеет принципиально важное значение, так как процесс формирования периконтинентных осадочных бассейнов и их тепловое состояние можно сравнить с доменным процессом. На первом этапе (см. рис. 47) происходит эрозия континента, денудация кластического материала, формирование осадочного бассейна или заполнение естественного реактора домны продуктами переработки (осадочные породы + ОВ), на втором этапе в естественном реакторе — домне создаются необходимые термодинамические условия для преобразования ОВ в УВ.

Таким образом, общее тепловое состояние осадочных бассейнов при различных режимах и стадиях их развития значительно отличаются (табл. 24).

Данные табл. 24 показывают, что геоэнергетические условия рифтогенных и дивергентных (материковых окраин континентов) осадочных бассейнов наиболее благоприятны для процессов нефтегазообразования.

Сопоставляя данные по скоростям осадконакопления, распределению мощностей осадочных пород, ОВ в них, включая коэффициент его fossilization геоэнергетическим ресурсам, можно провести генетическую типизацию осадочных бассейнов (рис. 48): 1) высокие скорости осадконакопления наблюдаются в рифтогенных осадочных бассейнах, а также в пределах континентальных склонов и подножий дивергентных периконтинентных осадочных бассейнов (материковых окраин континентов); 2) максимальные мощности осадочных пород формируются также в пределах рифтогенных и на континентальном склоне и подножии дивергентных осадочных бассейнов, при этом время формирования последних ограничено временем изостатического выравнивания континентальной и океанической литосферы; 3) максимальное содержание ОВ (до 90 % $C_{орг}$), поступающего в настоящее время в осадки Мирового океана, захороняется при высоких скоростях консервации (коэффициент fossilization 0,73, тогда как на шельфе 0,41) на континентальном склоне и подножии, аналогичные условия наблюдаются и в осадочных бассейнах неогена; 4) наиболее благоприятные условия для накопления, преобразования ОВ и консервации УВ в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях наблюдаются также в дивергентных и в континент-океанических рифтогенных бассейнах; 5) высокие геоэнергетические ресурсы характеризуют осадочные бассейны рифтогенного и дивергентного режимов; повышение величины теплового потока в пределах осадочных бассейнов приурочено к континентальному склону и подножию, время проявления аномально повышенного теплового потока находится в интервале 50—100 млн. лет.

Таким образом, геологические, геохимические и термодинамические условия континентального склона и подножия, определяющиеся высокими скоростями седиментации, мощными (более 16 км) толщами осадочных пород, в разрезе которых наблюдаются пласты-коллекторы и покрывки из эвапоритов, максимальным количеством захороняемого ОВ и высокими значениями теплового потока, весьма благоприятны для процессов нефтегазообразования. В относительно короткое геологическое время ОВ этой области проходит все стадии катагенетического преобразования. Это подтверждается тем, что в современных осадочных бассейнах отложения плейстоцен-четвертичного возраста характеризуются промышленной газоносностью.

В связи с этим область континентального склона и подножия осадочных бассейнов неогена впервые определяется нами как главная область нефтегазообразования [12, 14].

Таким образом, необходимо подчеркнуть, что оценку перспектив нефтегазоносности современных акваторий Мирового океана необходимо производить, исходя из данной теоретической модели нефтегазообразования. Указанную закономерность необходимо использовать также и при оценке перспектив нефтегазоносности древних платформ, в пределах которых палинспастическими реконструкциями следует устанавливать периконтинентные осадочные бассейны с выделением в их пределах материковых склонов и подножий как главных областей нефтегазообразования.

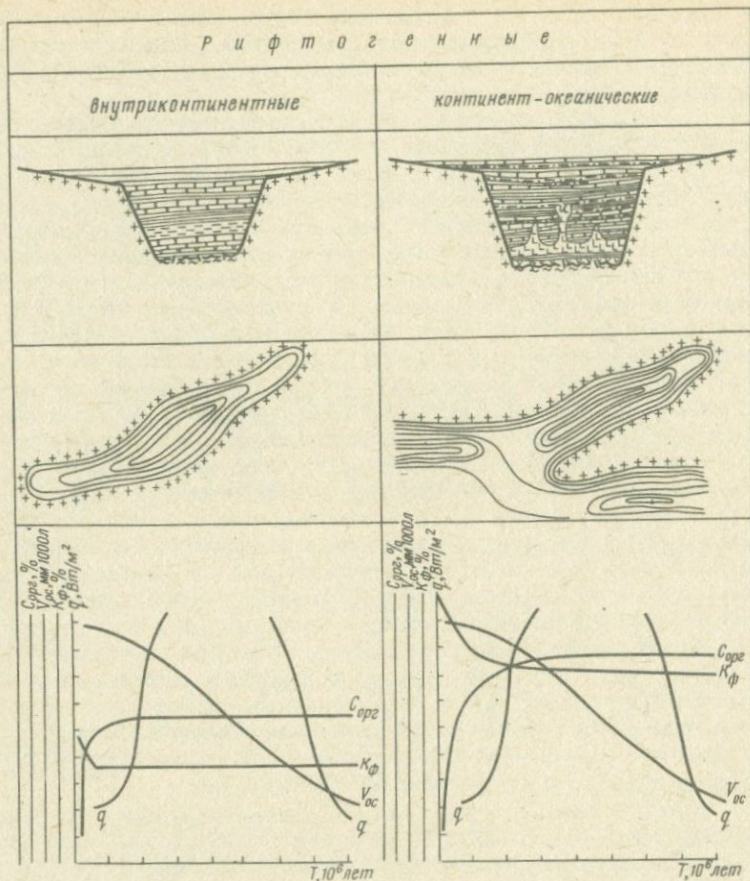
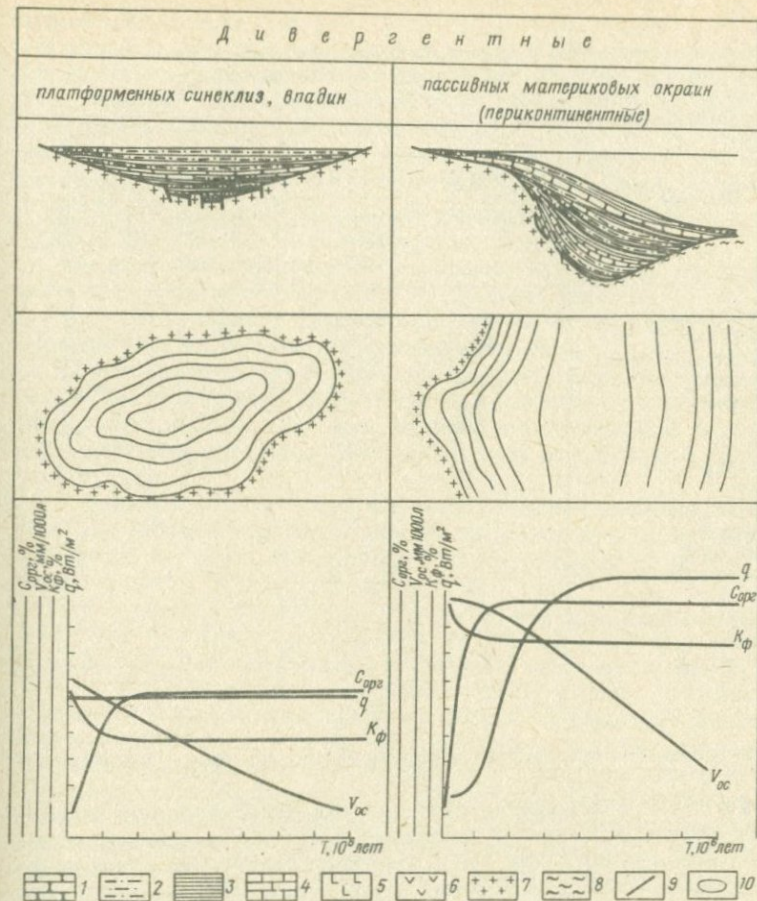


РИС. 48. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ НА ЗРЕЛОЙ I — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины; 4 — карбонаты; 5 — соли; 6 — изопакиты

Кроме того, необходимо подчеркнуть важность наблюдающейся в природе закономерности, выражающейся в том, что проявления аномально повышенного теплового потока (интервал 50—100 млн. лет) наступает непосредственно после формирования осадочного бассейна и консервации в нем ОВ (0—50 млн. лет).

Наименее изученными из всех потенциально нефте- и газоносных бассейнов мира являются акваториальные бассейны. В последнее время многими организациями проводятся количественные оценки потенциальных ресурсов УВ таких бассейнов. Так, по данным Ю.Я. Кузнецова, Л.Е. Левина, Э.К. Байбулатовой, выполнявших оценку прогнозных запасов УВ в бассейнах Юго-Восточной Азии и Австралии, не менее 60 % запасов УВ приходится на континентальный склон

Д и в е р г е н т н ы е



СТАДИИ ИХ РАЗВИТИЯ.

эффузивы; кора: 7 — континентальная, 8 — океаническая; 9 — разломы; 10 —

и глубоководные котловины, а в осадочных бассейнах Индийского океана, по оценке А.П. Милашина, А.А. Терехова, Л.Я. Шварца, с теми же структурно-морфологическими элементами связано примерно 70 % прогнозных запасов УВ (табл. 25).

К.О. Эмери в 1978 г., анализируя неоткрытые ресурсы нефти и газа, к которым он относит потенциально нефте- и газоносные области глубоководных районов Мирового океана (глубокие бассейны континентальных окраин, континентальные склоны, континентальные подножия и глубоководные котловины), приходит к выводу, что наиболее интересными и высокоперспективными геологическими объектами являются небольшие глубоководные бассейны континентальных окраин и континентальные подножия, приуроченные преиму-

Распределение потенциальных ресурсов УВ в осадочных бассейнах различного типа (составил В.Ф. Горбачев [13] по А.П. Милашину, А.А. Терехову, Л.Я. Шварцу и др. 1977 г., Ю.Я. Кузнецову, Л.Е. Левину, З.К. Байбулатовой и др., 1977 г.)

Бассейн	Общие запасы УВ, млрд. т у. т.	В том числе запасов УВ, млрд. т у. т.		
		шельфа (до изобаты) 500 м	континентального склона	глубоководных котловин
Индийско-Яванский	190	74,5	79,5	36,0
Тасманоморский	50,72	16,35	16,7	17,67
Западно-Австралийский	9,25	0,75	2,7	5,8
Сомалийский	20,0	2,0	—	18,0
Мозамбийский	8,5	1,2	—	7,3
Маджунта	3,2	1,0	—	2,0
Морондава	4,0	1,0	—	3,0
Агульяс-Карду	5,5	0,6	—	4,9
Аравийский				
Капский	1,2	0,5	—	0,7
Камбейский	3,5	2,0	—	1,5
Центральный	6,0	—	—	6,0
Аманского залива	5,5	1,0	—	4,5
Индский	2,5	1,0	—	1,5
Бенгальского залива	60,0	3,0	—	57,0
Малобарский	0,7	0,4	—	0,3
Индо-Цейлонский	0,4	0,1	—	0,3

щественно к континентальным окраинам расходящихся литосферных плит.

С. Буа в 1980 г. проанализировал распределение мировых запасов УВ в семи стратиграфических комплексах на базе концепции тектоники литосферных плит. Им были отмечены следующие закономерности: 1) запасы УВ в палеозойских отложениях, начиная с кембрия вплоть до нижнего карбона, сосредоточены в основном на Северо-Американской и Русской платформах, расположенных симметрично по отношению к Евро-Американскому кратону; 2) большая часть нефтегазоносных бассейнов мезозойского возраста формировалась при раскрытии океана Мезо-Тетиса в процессе эволюции его материковых окраин (меловой бассейн Сирта, Днепровско-Припятский и Среднекаспийский бассейны), 3) запасы УВ бассейнов третичного возраста, расположенных не на пассивных окраинах континентов, а на устойчивых платформах, незначительны; 4) две группы суперконтинентов Гондвана и Лавразия, имевшие одинаковую площадь поверхности, были разделены в девонское время океаном Тетис на две зоны, запасы УВ которых соизмеримы; различие заключается в том, что в пределах континента Лавразии больше газа, а в Гондване превалирует нефть; геологические ресурсы УВ в битуминозных песках равномерно распределены между двумя континентами; 5) общие разведанные запасы УВ сосредоточены в основном вдоль зоны развития океана Тетис. В бассейнах этой зоны образовалось и скопилось 69 % мировых запасов УВ.

Заслуживает внимания анализ, выполненный Дж. У. Портером и Р.Г. Маккроссаном в 1978 г. по распределению крупных месторождений нефти и газа по мегакомплексам мира. Ими рассмотрено около 60 бассейнов всех типов (интракратонные или внутриплатформенные, перикратонные, перикратонные нарушенные, рифтовые, стабильные прибрежно-морские, нестабильные прибрежно-морские, нестабильные прибрежно-морские дельтовые, межгорные двух разновидностей параллельные и дискордантные региональному простиранию) с крупными месторождениями, в которых сосредоточено около 81 % запасов нефти и 60 % газа, разведанных в мире.

Распределение разведанных запасов и крупных месторождений нефти и газа по типам бассейнов следующие (рис. 49).

В перикратонных бассейнах находится 64 % нефти и 83 % газа, разведанных в крупных месторождениях мира.

С перикратонными нарушенными бассейнами связано 15 % запасов нефти и 6 % газа. В рифтогенных бассейнах разведано 8 % запасов нефти и 5 % запасов газа. Во внутриконтинентных (интракратонных) бассейнах крупные месторождения нефти и газа практически отсутствуют.

Общее количество крупных месторождений распределяется по типам бассейнов в той же последовательности, т. е. в перикратонных бассейнах открыто 82 крупных месторождения, в перикратонных нарушенных — 34, в рифтогенных — 29.

Если учесть, что перикратонные и перикратонные нарушенные осадочные бассейны представляют собой один генетический тип бассейнов, которые выделяются в работе в качестве дивергентных осадочных бассейнов пассивных материковых окраин континентов под названием периконтинентных, то общие разведанные запасы нефти в крупных месторождениях этих бассейнов составят 88 %, а газа — 79 %. Аналогичная картина наблюдается в распределении количества крупных месторождений, в них открыто 80 % всех известных крупных месторождений нефти и газа. В современных периконтинентных осадочных бассейнах на континентальном склоне и подножии отлагается до 90 % $C_{орг}$, поступающего в осадки Мирового океана, включая внутренние и внешние моря.

Таким образом, новая глобальная тектоника, или тектоника литосферных плит, с достаточной точностью объясняет геодинамику литосферных плит: рифтогенез, спрединг с образованием новой океанической коры и формированием рифтогенных, периконтинентных и внутриконтинентных осадочных бассейнов, субдукцию и обдукцию с частичным или почти полным разрушением бассейнов (рис. 50).

* * *

Предварительный анализ результатов по изучению дна Мирового океана в работах ряда авторов за последние 10—15 лет приводит к важным в научном и практическом отношении выводам, имеющим прямое отношение к проблеме нефти и газа.

Современные осадочные бассейны литосферных плит как внутри их областей с континентальной корой, так и в переходной зоне от континента (континентальная кора) к океану (океаническая кора) формируются по закону экспоненциального уменьшения скорости по-

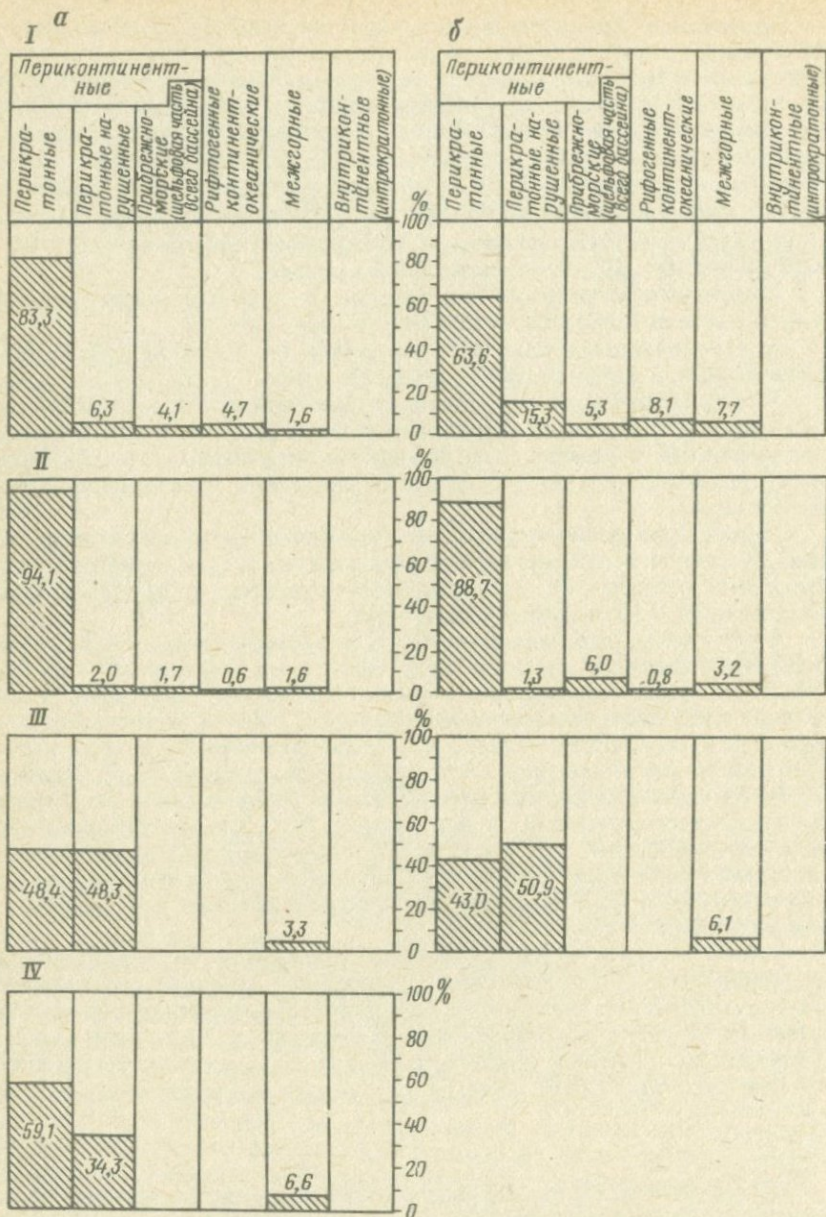


РИС. 49. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАПАСОВ ГАЗА (а) И НЕФТИ (б) ПО ТИПАМ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ (СОСТАВИЛ В.Ф. ГОРБАЧЕВ, 1981 г. ПО МАТЕРИАЛАМ Н.А. КАЛИНИНА, Ю.Я. КУЗНЕЦОВА, М.С. МОДЕЛЕВСКОГО И ДР., 1977; ДЖ. У. ПОРТЕРА, Р.Г. МАККРОССАНА, 1978 г.; Н.Д. КЛЕММЕ, 1980 г.; С. VOIS, P. VOUCHÉ, R. PELET, 1980 г. И ДР.). Суммарные запасы: I — в осадочном чехле, II — в юрско-меловом комплексе; Северо-Американский континент; III — суммарные разведанные (доказанные) запасы; IV — потенциальные геологические ресурсы

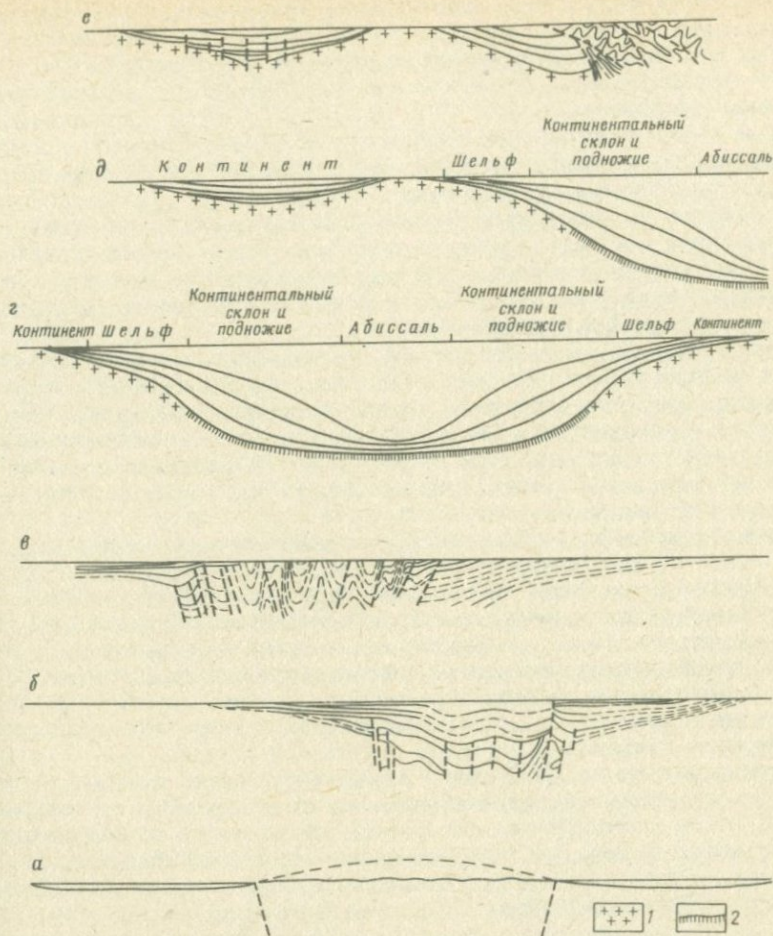


РИС. 50. СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ (ОБ) В ПРОЦЕССЕ РИФОГЕНЕЗА, СПРЕДИНГА И СУБДУКЦИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ.

Стадии формирования ОБ: а — предрифтовая, б — рифтовая, зрелая, в — рифтовая, коллизионная, г, д — дивергентная, зрелая, е — дивергентная, коллизионная. Кора: 1 — континентальная, 2 — океаническая.

гружения океанической литосферы в результате кондуктивного ее остывания с постоянной времени порядка 80 млн. лет.

Распределение скоростей седиментации, мощностей и типов осадков в современных осадочных бассейнах находится в зависимости от тектонической эволюции литосферной плиты и обусловлено циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональностями.

Распределение ОБ, поступающего в современные осадки Мирового океана и морей, подчинено в главных своих чертах циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональностям; при этом максимальные количества его захороняются в строго определенных структурно-морфологических зонах — на континентальном склоне и континентальном подножии.

Энергетические ресурсы литосферных плит закономерно распределяются как по их площади, так и по времени проявления. В тектонически активных зонах перехода от континента к океану, т. е. в областях формирования мощных осадочных бассейнов, повышенные величины теплового потока $(9,2 - 13,8) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² приурочены также и к континентальным склонам и подножиям, причем время проявления повышенных значений его ограничено интервалом 50—100 млн. лет от начала спрединга литосферной плиты.

Совокупность указанных факторов показывает, что континентальные склон и подножие обладают наиболее благоприятными и всеми необходимыми условиями для нефтегазообразования в больших объемах и поэтому выделяются в главную структурно-морфологическую область нефтегазообразования.

Анализ распределения мощностей, типов осадков и ОВ в рифейских и фанерозойских осадочных бассейнах свидетельствует о наличии принципиального сходства с тектоническими структурами, формациями и распределением ОВ, наблюдающимися в настоящее время. Это позволяет утверждать, что в рифейских и фанерозойских бассейнах необходимо выделять главные структурно-морфологические области нефтегазообразования.

Потенциальные возможности ОВ, захороняемого в пределах шельфа, с одной стороны, и континентального склона и подножия, с другой, неравнозначны. Если континентальный склон и подножие являются главной областью нефтегазообразования, то шельфовая зона может рассматриваться в основном как область аккумуляции УВ. В этом случае определяющим для формирования залежей нефти и газа выступает литологический фактор, т. е. наличие или отсутствие значительных по мощности и выдержанных по простиранию пластов-коллекторов и экранов.

Внутриконтинентные бассейны, характеризующиеся низкими скоростями осадконакопления и пониженными значениями теплового потока, менее благоприятны для формирования в них значительных запасов нефти и газа. Это подтверждается практикой поисково-разведочных работ в различных регионах мира (синеклизы Московская, Паранская, Мали-Нигерийская, Гудзонова залива и др.).

РАЗДЕЛ II

ДРЕВНИЕ АНАЛОГИ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ В СТРУКТУРЕ ДОРИФЕЙСКИХ КОНТИНЕНТОВ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Крупнейшим этапом в эволюции литосферы Земли является средне-докембрийский, когда единый гигантский моноконтинент, включавший Северо-Американский, Восточно-Европейский, Сибирский и Китайский континенты, начал распадаться, и на больших площадях формировались новые структуры: с одной стороны, это рифты различной эволюционной стадии развития, а с другой, обособление в пределах протоматериковых окраин континентов периконтинентных осадочных бассейнов с шельфами, континентальными склонами и подножиями.

В позднем докембрии в основных чертах сформировались современные контуры таких континентов, как, например, Северо-Американский, Сибирский, Восточно-Европейский и другие: в ходе их дальнейшего развития изменялись лишь некоторые детали. Так, позднедокембрийские пассивные материковые окраины практически не стичаются от своих фанерозойских аналогов. Они распознаются на всех континентах Евразии и Северной Америки.

Верхнедокембрийские осадочные и осадочно-вулканические толщи пассивных материковых окраин входят в состав палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых систем континентов, причем простирания структур этих материковых окраин соответствуют, как правило, позднему структурному плану. Такая особенность свидетельствует о том, что заложение этих структур произошло еще в позднем докембрии, когда суперконтиненты раскололись с образованием протоокеана. В частности, дивергенция Прото-Сибирского и Северо-Американского континента привела к формированию Прото-Тихого океана.

Такое направленное развитие связано с процессами растяжения, опускания и сжатия. Протекавшие в ходе эволюции Земли изменения в подкоровых массах и коре (в составе и термодинамической обстановке, распределении теплового потока, интенсивности характера напряжений) приводили к формированию генетических типов структур, эволюции вещественного состава и их метаморфизма. При раздвигании континентов формировалась новая океаническая кора, которая перерабатывалась в континентальную. Таким образом, развитие континентов Земли в докембрии представляло закономерное сочетание направленности и цикличности.

Цикличность разреза докембрия выражается в закономерной смене формаций во времени. Направленность характеризуется приуроченностью отдельных формаций к определенным структурно-морфологическим элементам литосферных плит.

Направленно развивались и структурные элементы от сводообразования на предрифтовой и рифтовой стадиях через рифтовые структуры к периконтинентным и внутриконтинентным осадочным бассейнам, образующим эволюционный ряд: эоконтинент → протоконтинент с набором генетических типов структур (бассейнов) → палеоконтинент → мезоконтинент и современный континент.

Главенствующая роль того или иного механизма (рифтогенез, спрединг, коллизия) обуславливала асимметрию строения континентов. Подвиганием можно объяснить, в частности, исчезновение эпипелагических и пелагических образований рифея по западной периферии континента Северной Америки и восточной периферии Сибирского континента, которые могли быть погружены, раздроблены, переработаны и вместе с океанической плитой пододвинуты под континент. Не исключено, что пассивное рифтообразование по восточной периферии Северо-Американского континента (Гренвиллская складчатость) и докембрийской континентальной коре северной части Атлантического океана и формирование пассивной материковой окраины вдоль западного края континента объясняет общую асимметрию строения этого континента. Вполне сопоставимая картина наблюдается и в строении Сибирского континента. Вдоль его восточной границы в верхнедокембрийское и палеозойское время формировалась пассивная материковая окраина, в структуре которой выделяются формации шельфа, континентального склона и подножия, аналогичные тем, которые наблюдаются вдоль западного края континента Северной Америки. На западе Сибирского континента в это время отмечается так же, как и на востоке континента Северной Америки, пассивное рифтообразование, структура которого характеризуется набором рифтогенных формаций.

Приведенные данные показывают, что активный спрединг в лике Земли может протекать, видимо, лишь в одном сегменте. Континенты, если даже они подвергаются деструкции, могут не достигнуть размеров, достаточных для формирования обширного океанического пространства. Этот вывод имеет важное принципиальное значение, так как дифференцирование территорий на генетической основе будет способствовать научно обоснованному прогнозированию перспектив нефтегазоносности недр.

ГЛАВА 6.

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Современное строение континента

Граница Северо-Американского континента сформировалась в результате деструкции дорифейского суперконтинента примерно 1450 млн. лет назад в процессе рифтогенеза и последующего за ним спрединга новообразованных Прото-Северо-Американского и Сибирского континентов.

Северо-Американский дорифейский континент представляет собой древнюю Северо-Американскую платформу, охватывающую Канадско-Гренландский щит и плиты Мидконтинента и Великих равнин. В современном структурном плане этот континент окружен кольцом складчатых сооружений — Кордильерами на западе, горами северной части Арктического архипелага и Северной Гренландии на севере, горами Восточной Гренландии и Аппалачами на востоке, возвышенностями Уачита и Маратон на юге.

Границами Северо-Американского дорифейского континента в

одном случае служат глубинные разломы — краевые швы, в другом она условно отождествляется с краевыми прогибами. Наиболее четко [37] граница континента прослеживается на востоке и отчасти на севере. На востоке континента в пределах Канадского щита его граница со складчатой системой Аппалачей проходит по глубинному разлому. В пределах восточной Гренландии континент также ограничен краевым швом, который перекрыт пологим надвигом. На севере границей континента является широтный глубинный разлом, совпадающий с осью проливов Парри, а северо-восточнее она уже фиксируется по глубинному разлому меридионального направления, сочленяясь под острым углом с северным концом краевого шва Канадского щита.

К югу, на широте г. Бостона, граница континента с Аппалачами имеет меридиональное направление, краевой шов совпадает на поверхности с северо-западной границей Преаппалачского прогиба.

Западная граница континента прослеживается от устья р. Мекензи на севере и до гор Маратон на юге, как и описанные выше границы, испытывает несколько довольно резких изломов. Она здесь, также как и в Аппалачской складчатой системе, смещена и проходит несколько западнее, оказавшись перекрытой пологими, направленными к востоку надвигами.

Сопоставляя контуры Северо-Американского континента, нетрудно заметить, что они являются типично угловатыми, полигональными. Границы континента определяются, как правило, прямолинейными разломами или краевыми швами, скрытыми под предгорными прогибами (Преаппалачский, Паудер-Ривер, Денвер, Альберта), а местами перекрыта пологими надвигами, направленными от осей складчатых сооружений к континенту. Последнее является наглядным выражением субдукции литосферных плит.

Характерной особенностью строения Северо-Американского континента является его асимметрия. На севере выделяется Канадско-Гренландский щит, на юге и западе континента — плиты Мидконтинента и Великих равнин соответственно.

Канадско-Гренландский щит занимает центральную и восточную части северной половины континента. По площади он значительно превосходит суммарную площадь плит Мидконтинента и Великих равнин. Щит не является сплошным обнажением дорифейского фундамента, на значительной площади его сохранился чехол протерозойских, рифейских и палеозойских (ордовик—девон) осадков.

По распространению палеозойского осадочного чехла в центральной части щита выделяется довольно крупная и очень пологая синеклиза Гудзонова залива, занимающая большую часть акватории последнего и выполненная комплексом отложений ордовика, силура и девона. Наиболее глубокая часть синеклизы (центроклиналь) с отметками фундамента более 2 км ниже уровня моря совпадает с центральной частью залива. В целом это очень плоская впадина без значительных деформаций осадочного чехла. Другая значительная зона развития осадочного чехла наблюдается в южной части Канадского Арктического архипелага. Строение северного склона щита, отделенного флексурой от основной его части и известной в литературе как Арктическая равнина, характеризуется увеличенной мощностью осадочного чехла в северном направлении до 3000 м на

о-вах Девон и Мелвилл и значительным наклоном слоев в этом же направлении, что позволяет рассматривать ее как шельфовую зону палеоконтинента.

Отложения докембрийского возраста широко распространены на севере Гренландии, где они залегают с общим пологим наклоном на север. Эти образования (группа Туле) — континентальные песчаники и плато-базальты — по своему формационному облику очень напоминают серию Гардар юго-западной Гренландии и серию Кивино района оз. Верхнего, т. е. низы верхнего протерозоя.

Аналогичные образования известны также в восточной части Канадского Арктического архипелага (на востоке о-ва Элсмир, на северо-западе Земли Баффина и на о-ве Сомерсет) и в западной части северного склона Канадского щита, к северу от Большого Медвежьего озера, т. е. в области Арктического шельфа протоконтинента.

Древняя материковая окраина на западе Северо-Американского континента

Нижнерифейские отложения, выделяемые в Америке только по радиогеохронологическим и геологическим данным, пользуются ограниченным распространением. Эти отложения залегают на разновозрастных образованиях кристаллического фундамента и характеризуются собственным планом распределения фаций и мощностей, независимым от состава и возраста фундамента. Кроме перечисленных формаций, к нижнему рифею здесь также относятся кварциты Су с мощной корой выветривания в основании. Эти отложения накапливались в континентальных и мелководных морских условиях в замкнутых плоских внутриконтинентных впадинах.

Существенно иная обстановка воспроизводится в конце раннего рифея по восточной и юго-восточной периферии континента. Здесь в широкой полосе, протянувшейся более чем на 700 км с юго-запада на северо-восток от пограничных районов Тихаса и Нью-Мехико к границам Огайо и Индианы и далее в Онтарио, развиты почти недислоцированные вулcano-плутонические образования мощностью до 1000—1100 м, характеризующие рифтогенную стадию развития территории.

К раннему рифею возможно также относится заложение системы Уачито, развивавшейся впоследствии как континент-океанический рифт.

Среднерифейский структурный план континента существенно отличался от раннерифейского. По западной периферии его (Скалистые горы) восстанавливается формирующаяся материковая окраина (рис. 51), обрамленная с востока внутриконтинентными впадинами. В области Мидконтинента и Канадского щита развиваются внутриконтинентные рифты, выполнявшиеся осадочно-вулканогенными толщами серий Кивино и Коппермайн-Ривер.

Среднерифейское осадконакопление, протекавшее в срединных тектонических условиях на погружающейся западной материковой окраине континента, привело к формированию очень мощной (до 11 км и более) серии карбонатно-терригенных осадков. Ее восточная граница примерно совпадала с восточной границей

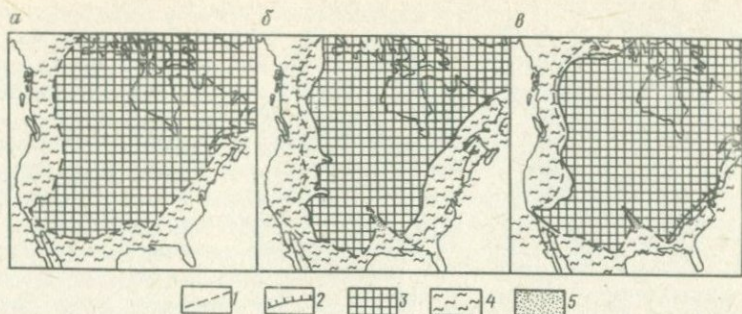


РИС. 51. ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА В РИФЕЙСКОЕ ВРЕМЯ (СОСТАВИЛ В.Ф. ГОРБАЧЕВ, 1981 г. ПО МАТЕРИАЛАМ В.Е. ХАИНА, 1971 г.; Ф.Б. КИНГА, 1967, 1979 гг.; I.H. STEWART, 1976 г.; С.Н. STOCKWELL, 1972 г. И ДР.).

По завершении орогенеза: а — элсонского, около 1350 млн. лет; б — гренильского, около 200 млн. лет; в — в конце докембрия, около 600 млн. лет.

Границы: 1 — приблизительного положения края континента в конце докембрийского времени, 2 — кратонов, стабилизировавшихся в течение предшествующих событий; супракрустальные осадочные отложения: 3 — вулканогенные; 4 — древних материковых окраин континента; 5 — отложения рифтогенных структур

современных Кордильер, за исключением их центрального сегмента, где она была резко смещена к западу и проходила примерно по восточной окраине Большого бассейна.

Эта толща имеет однообразный характер и одинаковое строение на огромных пространствах от территории Юкон до северо-западных районов штата Монтана [5]. Она слагает довольно широкую полосу, которая на территории Канады протягивается в целом параллельно структурам Кордильер, а мощность отложений в этой зоне постепенно увеличивается с востока на запад до 15000 м. Возраст отложений серии Белт, определенный радиологическими методами, равен 900—1500 млн. лет. Таким образом, образование стабильной Северо-Американской платформы на западе континента произошло около 1500 млн. лет назад. Н.А. Богданов [5] подчеркивает, что, без сомнения, осадки серии Белт, или Парселл, накапливались вдоль окраинной части жесткого кратона.

Платформенный чехол продолжал накапливаться и в прогибах, располагавшихся на окраинах будущего Канадского щита: в провинциях Кивино и Копперман. Остальная часть платформы в среднем рифее сохранила приподнятое положение над уровнем моря.

Толщи шельфовых образований позднего рифея представлены главным образом обломочными породами. Это преимущественно кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, включающие гальку гнейсов и гранито-гнейсов древних комплексов Канадского щита. Периоды относительно медленного погружения шельфовых зон, по-видимому, фиксируются по появлению в разрезе верхнего рифея пачек глинистых сланцев, максимальная мощность которых не превышает 1500 м. Только в удаленных от континента частях материковых окраинах формировались карбонатные образования, которые встречаются сейчас в горах Кассиар Канады и на юге Кали-

форнии. Характерным для этих толщ является то, что при прослеживании разреза по линии шельф — континентальный склон — подножие не наблюдается сокращения мощности осадочных толщ и в западном направлении происходит резкое возрастание мощностей разновозрастных вулканогенно-осадочных комплексов.

О строении континентального подножия позднего докембрия имеются весьма ограниченные сведения. Были описаны разрезы лишь восточной ее части в северных Кордильерах. В их составе преобладают терригенные комплексы и излившиеся породы андезитового состава. Отсутствие в этих районах проявлений инициального магматизма и вулканизма, вероятно, позволяет предполагать, что осадки континентального склона и подножия отлагались на коре сиалического типа.

Начиная с кембрия и в течение всего палеозоя граница материковой окраины Северо-Американского континента фактически не меняла своего положения. По мнению А. Ирдли и М. Кэя она представляла собой крутую флексуру, названную линией Уосач. Шельфовая зона в раннем палеозое была почти в 2 раза шире, чем в позднем докембрии, в ее восточной половине осадки кембрийского возраста залегают непосредственно на породах серии Белт и на метаморфических комплексах фундамента континента, например в пределах провинции Бассейнов и Хребтов.

Морская трансгрессия средне- и позднекембрийских эпох распространилась на обширную территорию запада Северо-Американского континента, отдалив области размыва и снова терригенного материала от области накопления шельфа почти на 500–800 км. Благодаря этому на протяжении среднего и позднего кембрия в восточной части Кордильерского складчатого пояса происходило накопление главным образом хемогенных и биогенных карбонатных осадков. Выдержанность толщи по фациальному составу вверх по разрезу, мощность которой изменяется от 3000 до 8000 м, показывает, что характер седиментации на материковой окраине в среднем и позднем кембрии почти не менялся. Однако на крайнем западе этой зоны, в районах фациальной смены карбонатных толщ вулканогенно-осадочными, среди первых встречаются прослой тонкообломочных пород туфов и песчаников.

Развитие западной материковой окраины Северо-Американского континента в ордовикский период происходило приблизительно в тех же тектонических границах, что и в кембрии. Однако на восточной окраине шельфовой зоны от территории Юкон на севере Канады до штата Сонора в Мексике в течение всего ордовика накапливались мелководные карбонатные осадки — доломиты и органогенные известняки, переслаивающиеся с эвапоритами и гипсоносными глинами. Их общая мощность в 2 раза меньше, чем мощность подстилающих их кембрийских известняковых толщ, и достигает 2500 м. В целом в ордовике наблюдается постепенное увеличение общего количества карбонатных пород по направлению на запад. В этом же направлении происходила смена мелководных осадков более глубоководными глинистыми и хемогенными известняками. По-видимому, еще более глубоководные граптолитовые сланцы формировались в западной части материковой окраины на ее континентальном подножии.

Так же как и в течение кембрийского периода, в ордовике шельф и континентальный склон разделялись крутым флексурным уступом, западнее которого происходила седиментация кремнисто-глинистых толщ, что было рассмотрено Дж. Лоувеллом в 1976 г. на примере разреза ордовика центральной части штата Невада. На восточном борту континентального склона сланцевые толщи чередуются преимущественно с прослоями туфов и основных эффузивов.

В ордовикский период осадки абиссальных равнин возможно продолжали накапливаться на п-ве Аляска, в южных отрогах гор Чугач и на западе гор Климат и Каскадных, а также Береговых и Полуостровных хребтов.

Развитие западной материковой окраины Северо-Американского континента в среднем палеозое происходило по тому же структурному плану, что и в течение раннего палеозоя. Комплексы, накопившиеся в силуре, согласно сменяют ордовикские породы, Таконская складчатость, усложнившая строение материковой окраины в северных Аппалачах, на востоке Северной Америки, почти не повлияла на развитие западной материковой окраины. Только орогенические движения, которые сменили эпоху таконских деформаций и привели к регрессии моря в пределах стабильного континента, отразились на некотором изменении фаций в зоне сочленения северной части материковой окраины и континента. В результате этой регрессии шельфовая зона морского бассейна заметно сузилась. Одновременно произошло обмеление восточной и центральной частей шельфа, и в течение силурийского периода здесь формировались мелководные образования: доломиты и песчанистые известняки. Мощность этих отложений не превышает 1000 м. Западнее, во внешней части шельфа и прилегающей части континентального склона, в течение силура накапливались относительно глубоководные осадки. Это в основном карбонатные и карбонатно-глинистые толщ, для которых в целом характерно отсутствие доломитов.

Границы между формациями, характерными для материковых окраин, в отложениях силура и на западе Северо-Американского континента повсеместно четко выражены не только сменой карбонатных и тонкообломочных пород вулканогенно-осадочными и вулканическими, но и резким возрастанием мощностей. Даже в сопредельных разрезах мощность осадков континентального склона силура в 3—4 раза больше мощности одновозрастного шельфового комплекса, а в 150—300 км западнее шельфа, например в Береговом хребте Канады и на севере хр. Сьерра-Невада, она увеличивается почти в 10 раз.

Наибольшей мощности силурийские толщ достигают в пределах Берегового хребта Канады и в хр. Сьерра-Невада, где мощность их достигает 7000—9000 м.

В течение раннего и среднего девона западная материковая окраина Северо-Американского континента, вероятно, развивалась по тому же структурному плану, что и в силурийский период. Среднедевонская эпоха поднятий, названная А. Ирдли орогенезом Атлер, а У. Уайтом — орогенезом Карибу, делит историю геологического развития материковой окраины этого времени на две части: раннюю, тесно связанную с силурийским периодом осадконакопления, и позднюю, имеющую много общего с позднепалеозойским этапом

эволюции. В связи с этим необходимо рассмотреть историю седиментации, предшествующую движениям Антлер.

В течение раннедевонской эпохи в пределах всей шельфовой зоны происходило повсеместное накопление мелководных и пестроцветных толщ доломитов и мергелей, местами мощных (до 1000 м, север бассейна р. Маккензи), а иногда маломощных (до 300 м, южная часть Кордильер). Седиментация доломитов в девоне происходила на значительно более обширной территории, чем в силуре. Осадки этого типа формировались и там, где в силуре накапливались глинисто-известковистые илы. Их мощность была невелика, и поэтому в Скалистых горах Канады в середине среднего девона они были почти целиком размыты.

В пределах всей материковой окраины ранний и начало среднего девона характеризуются однообразными условиями седиментации. Для пород этого возраста не характерны заметные фациальные изменения вкрест простирания зоны, при этом на континентальном склоне и подножии повсеместно происходит накопление глинистых, а местами и известковистых илов, содержащих шельфовую фауну.

Таким образом, в конце среднего палеозоя на окраинной части континента, опущенной по крупным линейным швам, продолжалось накопление карбонатных толщ. Вероятно, разломы, разделяющие отдельные элементы этой зоны, не достигали больших глубин, так как в ее пределах не было никаких магматических проявлений.

В течение позднепалеозойского этапа развития Северо-Американского континента на его западной материковой окраине накопились мощные толщи осадков. История формирования этих толщ в отдельных районах была различна. По простиранию окраины образовались отдельные бассейны седиментации, аналогичные современным, вдоль например, западной границы Африканского континента, разрезы которых имеют разный состав и мощность отложений. При этом общая мощность накопившихся к концу палеозоя осадков достигала не менее 12000 м и не подвергалась к этому времени метаморфизму. В это время формируются крупные надвиговые чешуи. Все эти процессы являются следствием орогенических движений Антлер, средний девон (рис. 52).

В дальнейшем, вплоть до середины мезозоя, в пределах рассматриваемой области ведущую роль продолжали играть процессы изостатического погружения и океанского осадконакопления, характерного для пассивных окраин континентов, пока мощные орогенические движения позднего мезозоя не превратили западную материковую окраину Северо-Американского континента в конвергентно-складчатый пояс (рис. 53).

Рассмотрим общие вопросы по истории развития западной материковой окраины Северо-Американского континента.

Шельфовая область материковой окраины заложилась на консолидированном дорифейском основании. Отложения палеозоя большой мощности накапливались в пределах области на коре континентального типа в условиях относительного мелководья. Тектонические расколы в фундаменте, приведшие к опусканию западного края континента, не влияли на внутреннее строение шельфа. В его пределах в течение всей палеозойской истории не формировались зоны поднятий за исключением Монтанского свода, который разделил шельфовую область материковой окраины на две части — север-

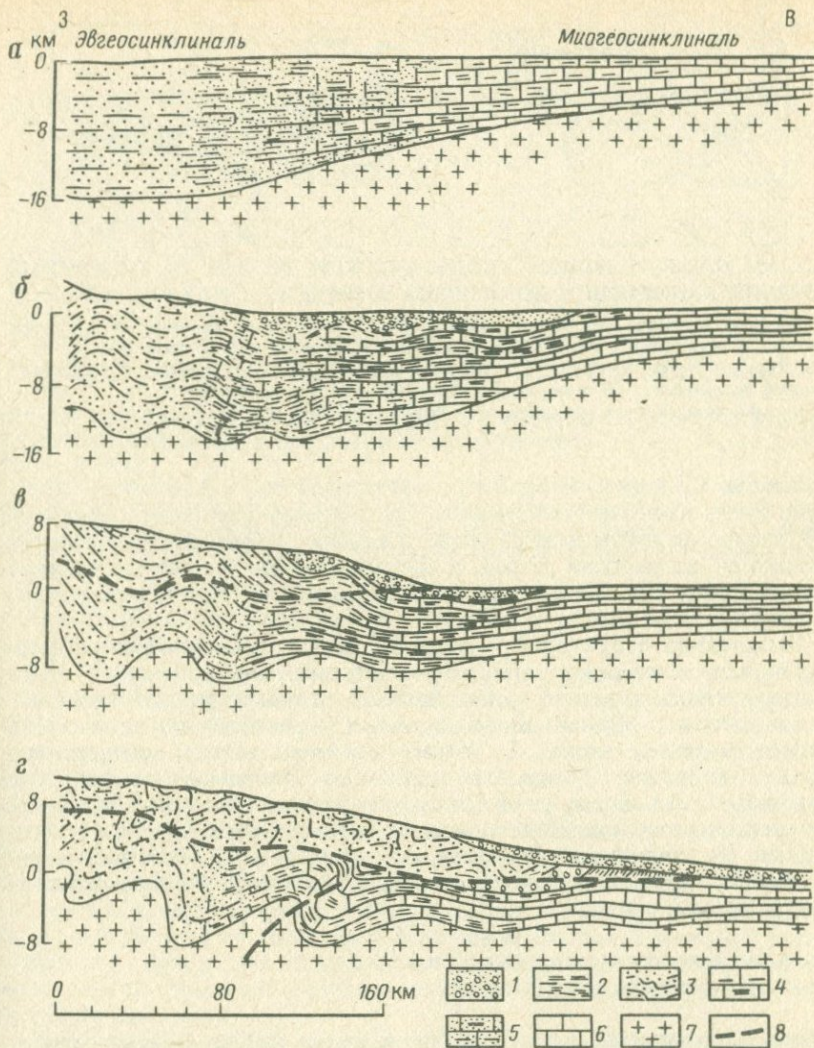


РИС. 52. ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА В ТЕЧЕНИЕ ОРОГЕНЕЗА АНТЛЕР (R.S. ROBERTS, P.E. HOTZ, I.G. MULY AT AL., 1958 г.).

а — средний девон — конец позднего девона, зрелая стадия; *б* — поздний девон, орогенетические движения; *в* — поздний девон — ранний карбон, начало поддвижения; *г* — средний палеозой, после главной фазы надвижения.

1 — олистострома (посторогенетические континентальные и мелководноморские обломочные породы); 2 — глинистые сланцы; 3 — песчаники и кремнистые сланцы; 4 — глинистые известняки; 5 — песчаные известняки; 6 — известняки; 7 — кристаллический фундамент; 8 — плоскости надвигов, покровы

ную и южную. Важным является то, что породы рассматриваемой области не подвергались метаморфизму и здесь в течение палеозоя почти не проявлялся интрузивный магматизм.

Формирование осадков континентального склона и подножия

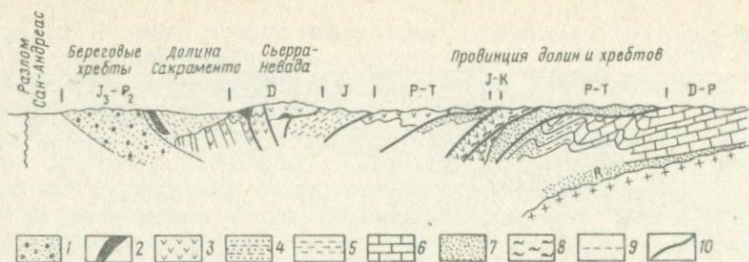


РИС. 53. СХЕМАТИЧЕСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ОТ ПОБЕРЕЖИЙ СЕВЕРНОЙ КАЛИФОРНИИ ДО ОРОГЕНА АНТЛЕР (I.C. MAXWEL, 1974 г.).

1 — французский комплекс отложений; 2 — подушечные лавы; 3 — ультрабазиты; 4 — толща Грейт-Валли (граувакки, алевитистые аргиллиты); 5 — аргиллиты; 6 — известняки; 7 — терригенные породы; 8 — сланцы; 9 — докембрийский фундамент; 10 — юрский меловой орогенический пояс.

Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 4:1

на западе Северной Америки происходило на сиалической коре. Внутреннее строение этой области было весьма сложным. Интенсивный тепловой поток в этой области привел к частичному метаморфическому изменению пород и формированию метаморфического слоя. К концу палеозоя в этой области возникла кора континентального типа.

Складчатые структуры в пределах материковой окраины формировались постепенно. Первые орогенические движения здесь фиксируются в начале среднего девона. Менее крупные тектонические поднятия и образования складчатых форм приходятся на начало карбона и конец перми. В целом, что очень важно, материковая окраина на западе Северо-Американского континента относится к областям со сквозным развитием в течение палеозойской и первой половины мезозойской тектонической эпох, таким же, как и Аравийская на континенте Гондвана по данным А.А. Ковалева, представляющая собой уникальную по масштабам нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции.

Древняя материковая окраина на востоке Северо-Американского континента

Древняя материковая окраина на востоке Северо-Американского континента представляет собой пояс складчато-надвиговых структур Аппалачской системы (рис. 54). Восточная граница этого пояса определяется по следующим важным геологическим и геофизическим данным: 1) распространение выходов пород докембрийского фундамента; 2) смена пород докембрийского фундамента мощной толщей рифтогенных метаморфизованных формаций позднекембрийского — раннекембрийского возраста, выше которых располагается восточная граница выходов нижнепалеозойских карбонатных толщ, широко развитых вдоль западного края Аппалачской системы; 3) смена фаунистических комплексов, контрастных структурных стилей и контрастных метаморфических фаций; 4) наличие зоны гравитационной ступени, характеризующейся положительными ано-

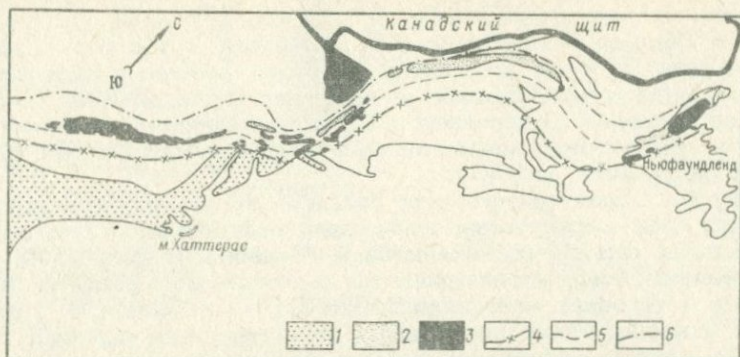


РИС. 54. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА ВОСТОКЕ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА (Н. WILLIAMS, P.K. STEWENS, 1974 Г):

1 — Атлантическая прибрежная равнина; 2 — кембро-ордовикские перемещенные толщи; 3 — выходы докембрийских кристаллических пород; 4 — древний край континента на востоке Северо-Американского континента; 5 — восточная окраина карбонатной банки; 6 — западная граница Аппалачской зоны деформаций

малиями Буге на океанической стороне и отрицательными — на континентальной.

На северо-востоке Ньюфаундленда древняя окраина Северо-Американского континента резко срезается современной окраиной Атлантического океана. На протяжении более 3000 км в Аппалачской системе древний и современный края Северо-Американского континента в основном параллельны. Аналогичное параллельное положение древних и современных краев континентов отмечается в каледонидах восточной Гренландии и Скандинавии. Более того, раннепалеозойский край на востоке Северо-Американского континента параллелен более древней структурной провинции Гренвил. Такое закономерное расположение окраин континентов указывает на то, что раскрытие океанов и формирование более молодых материковых окраин контролируется первозданной докембрийской рифтогенной границей континентов, образованных в процессе раскола суперматоконтинента.

На мощной толще вулканогенно-осадочных высокометаморфизованных образований гренвилского возраста наблюдается увеличивающаяся в мощности в восточном направлении карбонатная толща, которая перекрывает фундамент и к востоку исчезает, замещаясь разновозрастными известковыми брекчиями и сланцами с прослоями известняковых брекчий.

Мощность осадочных образований в автохтонном залегании изменяется как вкрест простирания, так и параллельно краю континента. Самые мощные разрезы расположены в восточных частях области их распространения, и породы здесь метаморфизованы. Так, мощность надгруппы Флер-де-Ли в Ньюфаундленде составляет 9000 м, а группы Оконгор, Грейт-Смоки—Маунтин на востоке Теннеси и на севере Джорджии — 7600 м.

В западной части рассматриваемого района, где толща имеет

небольшую мощность, разрез осадочных образований представлен в основном кварцитами, например формации Брэдфорд (150 м) и Бато в Ньюфаундленде, формация Потендали в Нью-Йорке, кварциты Чешир (300 м) в Вермонте и группа Челхови в Вирджинии. Породы этих толщ залегают в виде маломощных выдержанных пластов, хорошо сортированы с характерной косо́й слоистостью. Осадки представлены мелководными отложениями областей шельфа с выровненным рельефом.

Разрезы, характеризующиеся большой мощностью, монотонны, и толща плохо сортирована, преобладают конгломераты, граувакки, алевролиты, сланцы, полевошпатовые песчаники и аркозы. Многие из описанных пород рассматриваются как типичные турбидиты, отложенные в условиях континентального склона и подножия. Реставрация палеобассейнов показывает, что осадочный материал поступал с запада, с континента также за счет переноса его вдоль простирания общей области осадконакопления, например, в группе Челхови в Вирджинии и Теннесси и в формации Уэверток в Мэриленде.

Распространение, изменения мощностей, положение источников сноса и направления течений — все это указывает на то, что осадконакопление происходило в протяженном бассейне неправильной формы, который представлял собой типичную материковую окраину, аналогичную современной Атлантической материковой окраине этого континента (рис. 55). Так, вдоль западной периферии Аппалачей от Ньюфаундленда до Алабамы наблюдается мощная толща нижнекембрийских — среднеордовикских карбонатных пород, мощность которых, (по Б.А. Роджерсу, резко сокращается к западу от складчатых Аппалачей; в восточном направлении, в зоне деформированных слоев, мощности увеличиваются от 900 до 3000 м. Характерно, что карбонатная толща в восточном направлении замещается черными граптолитовыми (видимо, с высоким содержанием ОВ) сланцами.

Кембрийские мелководные карбонатные породы в западном направлении замещаются сланцами, песчаниками и конгломератами. В пределах самой карбонатной толщи, аналогичной по мнению К.У. Клауда, С.В. Барнса и Б.А. Роджерса, современной Большой Багамской банке, по-видимому, существовала центральная зона накопления доломитов, по периферии которой накапливались известняки. Распределение мощностей карбонатных пород вквост простирания западных Аппалачей свидетельствует, что на востоке материковой окраины осадконакопление происходило значительно интенсивнее, хотя осадки и характеризуются мелководными условиями.

Восточная граница распространения карбонатных отложений (банки) совпадает с крупной флексурой, подобной краю современной Багамской банки, и подчеркивает резкие фациальные изменения и отсутствие переслаивания карбонатных пород и обломочных осадков или вулканогенно-осадочных пород, распространенных далее к востоку.

В современной структуре Аппалачей (рис. 56) наблюдаются тектонически перемещенные толщи пород, накопление которых происходило, вероятно, в более глубоководных условиях континентального склона. Так, тонкозернистые глинистые отложения среднекембрийского — нижнеордовикского возраста в тектонически перемещенной надгруппе Хамбер-Адм (формация Кукс-Брук) пред-

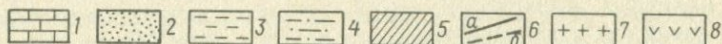
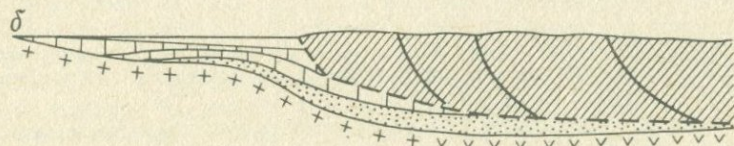
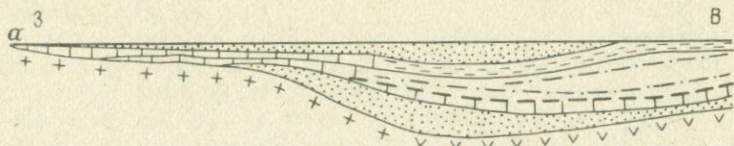
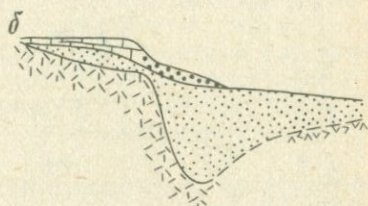
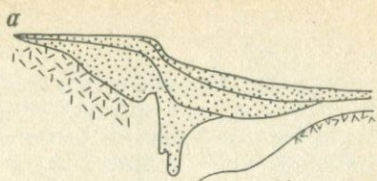
РИС. 55. СТРОЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ (а) И ДРЕВНЕЙ (б) МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЫ НА ВОСТОКЕ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА, ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ НЬЮФАУНДЛЕНДА (Н. WILLIAMS, P.K. STEWENS, 1974 г.).

Отложения: 1 — песчано-глинистые; 2 — известняковые и доломитовые; 3 — известняковые брекчии, известковые турбидиты, сланцы; кора: 4 — континентальная, 5 — океаническая

РИС. 56. СХЕМА ПАЛИНСПАСТИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ АППАЛАЧЕЙ В РАЙОНЕ НЬЮФАУНДЛЕНДА:

а — на конец кембрия; б — современное строение.

1 — карбонаты; 2 — сланцы; 3 — глины; 4 — алевролиты; 5 — аллювтонный комплекс; б — разломы (а — установленные; б — предполагаемые); кора: 7 — континентальная, 8 — океаническая



тавляют собой осадки, накопление которых могло происходить в глубоководной обстановке вдали от внешнего края шельфа. Аналогичное строение рассматриваемых отложений наблюдается в Квебеке, в Такконской толще Вермонта, на востоке штата Нью-Йорк и в Пенсильвании (см. рис. 56).

Изменение литологического состава пород, их мощности сопровождается изменением фауны на рассматриваемой материковой окраине Северо-Американского континента, наблюдается переход от раковинных фаун карбонатного шельфа к граптолитовым и связанным с ним фауной открытого моря в сланцах, турбидитах и вулканогенно-осадочных толщах. Характерно, что для Северо-Американского континента в течение кембрийского времени устанавливается существование двух фаунистических провинций: платформенной и внеплатформенной (переходной), соответствующих условиям шельфового моря и окраинно-шельфовым (океаническим) обстановкам.

Приведенные данные показывают, что древняя материковая окраина Северо-Американского континента начала развиваться в позднем докембрии как рифтогенная структура. В течение кембрия

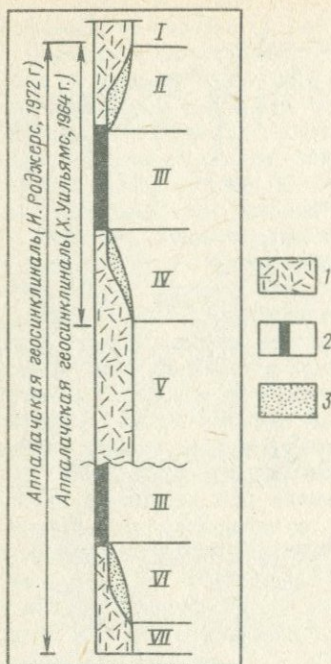


РИС. 57. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА (Н. WILLIAMS, P. K. STEWENS, 1974 г.).

I — Северо-Американская кембрийская платформа; II — древняя восточная окраина Северной Америки; III — прото-Атлантический океан; IV — древняя Западная окраина Авалонского субконтинента; V — Авалонская кембрийская платформа; VI — группа Мегума — Новая Шотландия, древняя окраина северо-западной Африки; VII — Африканская кембрийская платформа.
Кора: 1 — континентальная, 2 — океаническая; 3 — осадочные и осадочно-эффузивные породы

и нижнего ордовика на древнем континентальном шельфе накапливались мелководные осадки, сменяясь восточнее отложениями континентального склона (рис. 57).

Окраина продолжала унаследованно развиваться на протяжении 200 млн. лет. В конце раннего ордовика древняя материковая окраина в Северных Аппалачах в результате завершения таконской орогении была превращена в стабильную деформированную зону. Прото-Атлантический океан в Ньюфаундленде в течение среднего ордовика практически замкнулся. Позднеордовикские и силурийские породы здесь характеризуются не глубоководными, а континентальными условиями осадконакопления. Одновременно южнее, в Нью-Брансуике и Новой Ангии, область силурийской суши в восточном направлении сменяется шельфом, а затем и бассейном Фредериктон, который, возможно, представлял собой сегмент Прото-Атлантического океана.

Палеомагнитные данные также свидетельствуют о том, что в течение таконской орогении Прото-Атлантический океан замкнулся в северных Аппалачах, но далее к югу она не была окончательно уничтожена вплоть до пермско-каменноугольного времени (аллеганские деформации).

Таким образом, осадочный бассейн, сформированный вдоль восточной материковой окраины Северо-Американского континента таконской орогенией (субдукцией), был полностью разрушен в северных Аппалачах. Далее к югу осадочный бассейн материковой окраины подвергся значительной перестройке, однако в дальнейшем она продолжала, как отмечалось выше, формироваться вплоть до пермско-каменноугольного времени.

Древняя материковая окраина на севере Северо-Американского континента

Северная материковая окраина Северо-Американского континента в современном структурном плане представлена (К.Дж. Драммонд, 1973 г.) Иннуитской складчатой областью, которая на востоке переходит в Восточно-Гренландскую, а на западе в Кордильерскую. На севере Иннуитская складчатая область перекрывается отложениями Арктической прибрежной равнины и современными континентальными шельфом и склоном. Простираение структур фанерозоя древней материковой окраины подчинено двум основным направлениям: 1) широтному, параллельному простираению складчатых структур Иннуитской области и современному краю шельфа, 2) меридиональному, почти перпендикулярному к предыдущему и параллельному складчатому поясу восточной Гренландии.

Формирование осадочного бассейна пассивной материковой окраины относится к постгренвилскому тектогенезу (800—1000 млн. лет) в связи с развитием дивергентных осадочных бассейнов на месте современных Кордильерской и Восточно-Гренландской складчатых областей.

Древняя северная материковая окраина Северо-Американского континента заложилась в рифейское время вкрест общего меридиального простираения структур гудзонского кристаллического фундамента. Характерно, что мощный осадочный бассейн этого возраста (рис. 58), сформированный вдоль древней окраины континента в раннем кембрии, был разрушен и на его месте образовался Арктический складчатый пояс. Как отмечает К.Дж. Драммонд, простираения этого раннепалеозойского складчатого пояса и гудзонского кристаллического фундамента являются главными, контролирующими тектоническую структуру палеозойской окраины Северо-Американского континента.

К концу кембрия или к раннему ордовика вышеуказанный складчатый пояс был разрушен, и на его месте начал формироваться периконтинентальный осадочный бассейн. Глубоководная его часть (прогиб Хейзен) характеризуется отложениями граптолитовых сланцев, радиоляриевых кремней и перетолженных карбонатных пород. Начиная с силура на континентальном склоне и подножии бассейна отлагаются породы флишевого типа.

На месте южной половины Арктического архипелага, начиная с ордовика, развивался стабильный шельф, и к концу среднего ордовика он представлял собой обширную область карбонатного осадконакопления. На внешней бровке шельфа формировались рифы. В центральных частях восстанавливаются местами лагунные условия с накоплением эвапоритов, в лагунной обстановке возникали условия, необходимые для возникновения биогермных построек. Интересно, что севернее внешнего или передового рифа карбонатные осадки резко замещаются сланцами по направлению к открытому морю, т. е. в пределах континентального склона и подножия.

Главные закономерности осадконакопления, наблюдавшиеся в среднем ордовике, сохранились в позднем ордовике и силуре. В начале и на протяжении позднего ордовика — силура происходило дальнейшее изостатическое погружение бассейна с накоплением карбонатных банок на шельфе и граптолитовых сланцев в глубо-

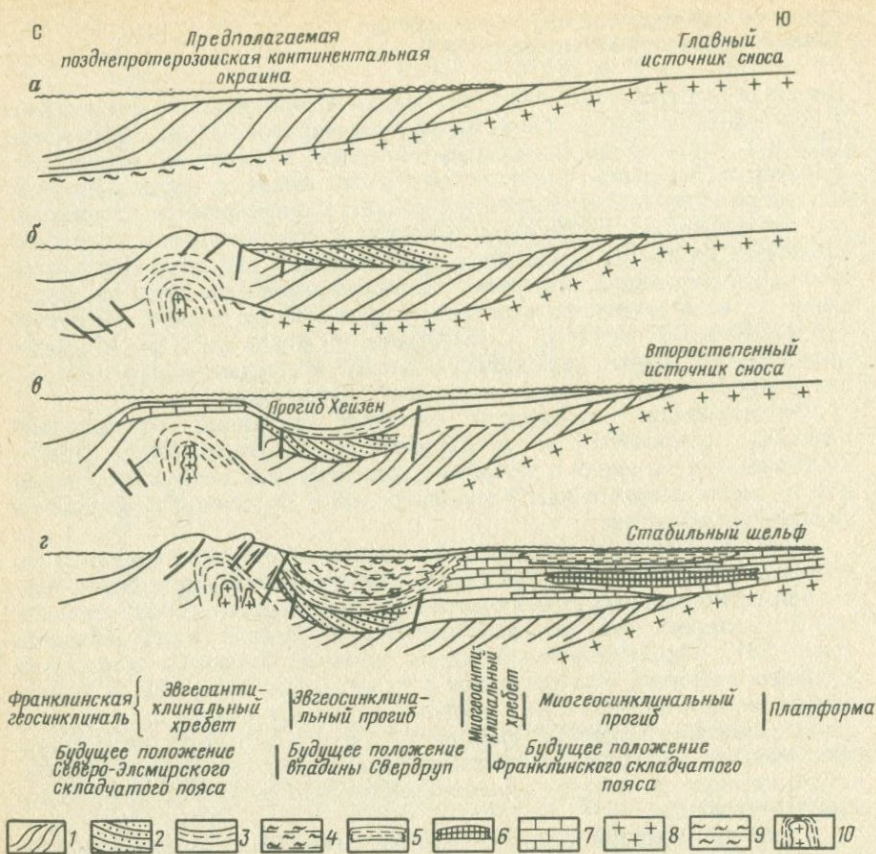


РИС. 58. СХЕМАТИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ, ИЛЛЮСТРИРУЮЩИЕ ПРЕДПОЛАГАЕМОЕ РАЗВИТИЕ ДРЕВНЕЙ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЫ НА СЕВЕРЕ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА (K.I. DRUMMOND, 1974 г.).

Палинспастические разрезы к концу: а — верхнего рифея, б — верхнего кембрия, в — нижнего ордовика, г — силура.

Отложения: 1 — позднедокембрийской окраины континента, 2 — средне-верхнекембрийские дельтовые обломочные (формация Гранд-Ленд), 3 — верхнекембрийские — нижнеордовиковские битуминозные некомпенсированные, 4—7 — среднеордовиковские — силурийские (4 — флиш, 5 — глинистые сланцы, 6 — эвапориты, 7 — известково-доломитовые); кора: 8 — континентальная, 9 — океаническая; 10 — орогеническое краевое поднятие

ководных участках. Ордовик-силурийские карбонатные толщи достигают максимальной мощности (3350 м) на о-ве Корнуолис, средняя мощность их около 1500 м. Одновозрастные разрезы сланцев Кейп-Филипс на о-ве Корнуолис имеют мощность 2660 м.

Характерным в строении рассматриваемого бассейна северной материковой окраины континента является то, что карбонатный шельф, очень широкий на юго-западе Арктического архипелага,

сужается по направлению на северо-запад. В северной Гренландии он совсем узкий.

Весьма четко выраженная дивергентная фаза развития (ордовик-ранний девон) завершилась тектогенезом, относимым к каледонидам. Эти события начались в восточной Гренландии, возможно, в позднем ордовике, затем распространились на запад вплоть до материковой окраины на месте современных Кордильер. Интенсивная складчатость возможна лишь в Восточно-Гренландском складчатом поясе. В остальных районах северной материковой окраины тектоническая активность проявилась достаточно широко, но выразилась главным образом в эпейрогенических движениях развитием поднятий, пологим наклоном пород и эрозией. Затем установился спокойный тектонический режим с широкой трансгрессией среднедевонского моря.

В среднем девоне тектоническая активность каледонской фазы продолжалась в Восточно-Гренландском орогене. В Иннуитском и Кордильерском орогенах восстанавливаются стабильные условия с развитием трансгрессии среднедевонских морей. В целом на обширных площадях на медленно погружающемся континенте происходило отложение карбонатных осадков.

На севере о-ва Элсмир и в северной Гренландии девонские отложения не сохранились. Здесь на сильно складчатых породах силура залегают каменноугольные отложения. В пределах Аляски характер отложений среднего девона свидетельствует о их накоплении на широком шельфе. При этом нижняя часть разреза представлена карбонатными отложениями, сменяющимися вверх по разрезу обломочными образованиями. В целом среднедевонские отложения залегают с угловым несогласием на силурийских и более древних породах.

Периконтинентное осадконакопление с формированием одноименного осадочного бассейна вдоль Арктической материковой окраины Северо-Американского континента завершилось в позднедевонское — раннемиссисипское время в результате проявления элсмирской орогении. Складчато-орогеническое краевое поднятие, сформированное в это время, по-видимому, наследует простирания более древнего рифейско-раннекембрийского орогенического пояса. Важно отметить, подчеркивает К.Дж. Драммонд, что этот пояс определил дальнейшее геологическое развитие Арктической материковой окраины в позднем палеозое и позже.

Таким образом, северная раннепалеозойская окраина Северо-Американского континента на протяжении своего развития испытывала значительные стрессы, в результате которых формировались краевые гряды, или орогенические краевые поднятия. Простирание бассейнов осадконакопления и складчатость Элсмирского тектогена (поздний девон — ранний миссисипий) приблизительно параллельны более древней рифейско-раннекембрийской гряде и современному краю континента.

В заключение следует отметить, что образование осадочных бассейнов на рассматриваемой материковой окраине характеризовалось режимом, промежуточным между океаническим и континентальным и типичным для древних континентальных окраин. По мнению К.Дж. Драммонда, каковы бы ни были самые ранние события, сопровождавшие образование Арктической континентальной окраины

Северной Америки и смежного Северного Ледовитого океана, существенно то что древняя окраина в позднем протерозое и на протяжении раннего палеозоя занимала то же положение и имела то же простирание, что и современная континентальная окраина.

Важным является также и тот факт, что на севере Северо-Американского континента в Канадской Арктике широко распространены основные изверженные породы возрастом 675 млн. лет. Они представлены диабазовыми силлами и дайками. Эти данные вполне убедительно свидетельствуют о том, что рифтообразование вдоль современного арктического побережья Северо-Американского континента и развитие пассивных материковых окраин (периконтинентных осадочных бассейнов) произошли значительно позже, чем в остальных районах континента.

Анализ распространения осадочных бассейнов по периферии Северо-Американского континента и возраст становления показывают, что в их развитии наблюдается определенная закономерность, а именно: возникновение их по периметру континента не совпадают во времени. Например, на юго-восточной окраине континента в позднекембрийское время после периода континентального вулканизма произошел рифтогенез с образованием Гренвильского рифтогенного бассейна, который в результате сжатия резко замкнулся, стабилизировался. Метаморфизм и плутонизм происходили здесь в то время, когда на остальной части континента наблюдались спрединговый режим формирования осадочных бассейнов. Гренвильскому конвергентному поясу отвечает полоса развития мощных слабдеформированных осадочных толщ надгруппы Белт на западной материковой окраине Северо-Американского континента.

В общем постумное в фанерозое развитие материковых окраин Северо-Американского континента характеризуется определенными различиями в отдельных конкретных их районах. Западная материковая окраина формировалась от рифея до мезозоя в относительно спокойном дивергентном режиме, и современный ее структурный план (рис. 59) был образован в мезозойскую коллизию. Восточная материковая окраина развивалась дифференцированно. В течение таконской орогении периконтинентный осадочный бассейн в северных Аппалачах был сильно деформирован, тогда как южнее на всем его простирании он развивался унаследованно вплоть до пермско-каменноугольного времени.

Северная материковая окраина, формировавшаяся последовательно в рифей-вендское, раннеордовикское — раннедевонское время, почти полностью разрушилась, и на ее месте наблюдаются складчато-орогенные пояса. С позднего палеозоя арктическая материковая окраина не подвергалась существенным тектоническим стрессам.

Одновременно с материковыми окраинами в центральной части континента (Гудзонов залив, зал. Виктория, оз. Верхнее и др.) развивается ряд крупных отрицательных структур. Наиболее крупной является синеклиза Гудзонова залива. Севернее от нее, отделяясь выступом фундамента, располагаются две впадины меньших размеров: Фокс и Джонс-Ланкастер. Для этих структур характерны резко сокращенный разрез осадочного выполнения, наличие в разрезе перерывов в осадконакоплении, что отрицательно влияет на общий их нефтегазовый потенциал.

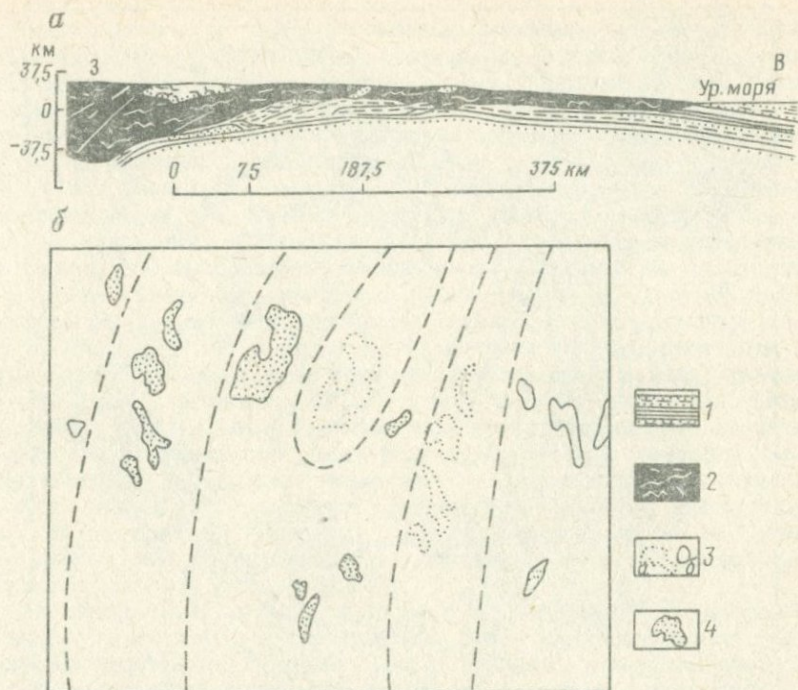


РИС. 59. СОВРЕМЕННЫЙ РАЗРЕЗ (а) ЗАПАДНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА И ПАЛИНОСТРАТИЧЕСКАЯ КАРТА (б) ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (М. КAY, E.N. COLBERT, 1965 г.).

Осадки: 1 — автохтонные, 2 — алохтонные; выходы на поверхность отложений ордовика: 3 — современные (а — предполагаемые, б — установленные), 4 — древние

Нефтегазоносность осадочных бассейнов Северо-Американского континента

Аналізу нефтегазоносности и закономерностям размещения нефтяных и газовых залежей, в том числе крупных и крупнейших, в осадочных бассейнах Северо-Американского континента посвящено большое число работ.

Рассмотрим нефтегазоносность осадочного чехла Северо-Американского континента в связи с ее приуроченностью к определенному типу осадочных бассейнов.

Следует подчеркнуть, что генетический тип бассейна определяет местоположение его в структуре литосферной плиты. Например, внутриконтинентальный осадочный бассейн представляет собой отрицательную геотектоническую структуру, которая на протяжении всех этапов формирования осадочного чехла со всех сторон была ограничена выходами кристаллического основания (фундамента) континента. К такому классу относятся бассейны Гудзонова залива, Фокса, Воллстон. Особо следует подчеркнуть, что отнесение любого осадочного бассейна к определенному генетическому типу не должно базироваться на современном его положении в структуре континента.

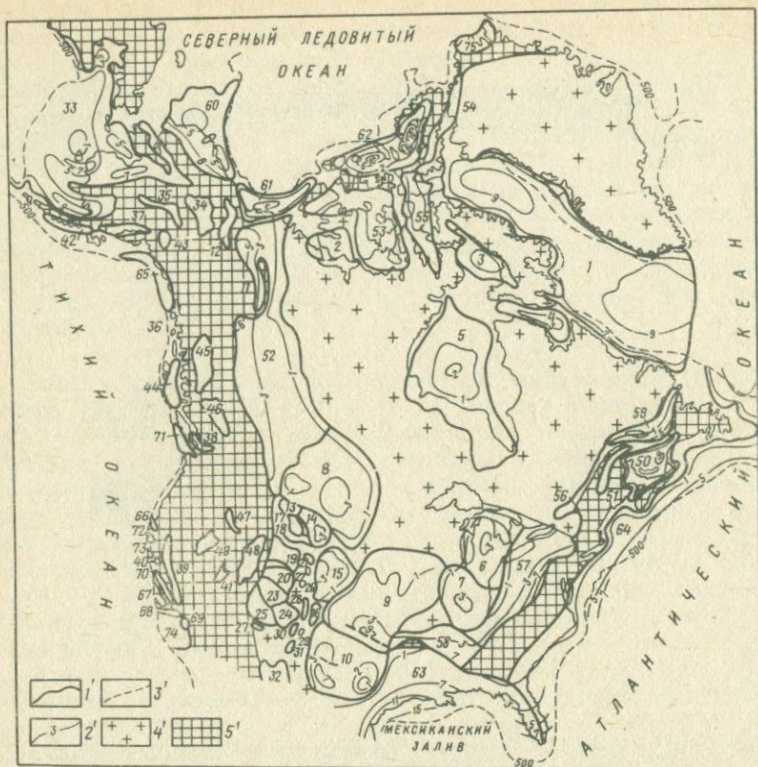


РИС. 60. СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ И ВОЗМОЖНО НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ СОВРЕМЕННОГО СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА (ПО Н.А. КАЛИНИНУ, Ю.Я. КУЗНЕЦОВУ, М.С. МОДЕЛЕВСКОМУ, 1977 Г.).

1' — границы бассейнов; 2' — изопакиты осадочного чехла, км; 3' — основные разломы; 4' — докембрийский фундамент на поверхности или под маломощным осадочным чехлом; 5' — разновозрастные складчатые системы фанерозоя на поверхности или под маломощным чехлом.

Бассейны внутриплатформенных областей прогибания, связанные с впадинами и грабенами Канадско-Гренландского щита: 1 — Баффино-Лабораторский, 2 — Воллостон, 3 — Фокса, 4 — Унгава, 5 — Гудзонова залива; бассейны, приуроченные к антеклизам и синеклизам Северо-Американской плиты: 6 — Мичиганский, 7 — Иллинойский, 8 — Уиллистонский, 9 — Западный Внутренний, 10 — Пермский; бассейны, связанные с областями эпиплатформенной активизации зон Ричардсона — Франклина и Скалистых гор: 11 — Маккензи, 12 — Игл-Плейн, 13 — Крейзи-Булл-Маунтина, 14 — Паудер-Ривер, 15 — Денвер, 16 — Ратон, 17 — Биг-Хорн, 18 — Уинд-Ривер, 19 — Грин-Ривер, 20 — Уинта-Пайсенс, 21 — Ханна-Ларами, 22 — Норт-Мидл-Парк, 23 — Парадокс, 24 — Сан-Хаун, 25 — Блек-Меса-Кейпаровиц, 26 — Саут-Парк, 27 — Холбрук, 28 — Сан-Луис, 29 — Истансия, 30 — Люцero-Сан-Матео, 31 — Тула-Роса, 32 — Педрегоса; бассейны внутрискладчатых областей прогибания, расположенные в межгорных впадинах со срединными массивами в основании: 33 — восточно-Берингоморский, 34 — Юкон-Флетс-Кандик, 35 — Танана, 36 — Александра; бассейны наложенных межгорных впадин и грабен-синклинориев в Кордильерах: 37 — зал. Кука, 38 — Комокс-Неймо, 39 — Грейт-Валли, 40 — Сонома-Оринда-Ливермор, 41 — Рейлроуд-Валли, 42 — п-ова Аляска, 43 — Коппер, 44 — Королевы Шарлотты, 45 — Скина, 46 — Кузснелл, 47 — Снейк-Ривер, 48 — Сельер-Дезерт, 49 — Карсон-Дезерт; бассейны,

В связи с этим такие нефтегазоносные бассейны, как Мичиганский, Иллинойский, Уиллистонский, Западный Внутренний, Пермский и Баффино-Лабрадорский, относимый Н.А. Калининым, Ю.Я. Кузнецовым, М.С. Моделевским к бассейнам внутриплатформенных областей прогибания или к платформенным нефтегазоносным бассейнам, могут и должны рассматриваться как деструктивные элементы осадочных бассейнов пассивных окраин континентов. Этот вывод подтверждается тем, что, во-первых, все вышеперечисленные бассейны (за исключением лишь Баффино-Лабрадорского), расположены по периферии доверхнедокембрийского континента и, во-вторых, в разрезе бассейнов (например, Мичиганский и Иллинойский) отмечаются барьерные и одиночные рифы. Так, продуктивные горизонты силурийского и девонского возраста Иллинойского нефтегазоносного бассейна представлены песчаниками и известняками, в том числе и рифами (Н.А. Калинин, Ю.Я. Кузнецов, М.С. Моделевский и др.). Развитие рифовых массивов, как известно, не свидетельствует о замкнутых (внутриплатформенных) условиях осадконакопления, а, наоборот, указывает на связь с открытым океаном, т. е. на приуроченность данного бассейна к широкому шельфу пассивной материковой окраины, формировавшейся по восточной периферии Северо-Американского континента от кембрия до низов верхнего палеозоя включительно.

По оценке В.Б. Оленина, а также Н.А. Калинина, Ю.Я. Кузнецова, М.С. Моделевского и др. в пределах Северо-Американского современного континента, включая о-ва Вест-Индии и прилегающих акваторий, выделяется более 100 осадочных бассейнов, среди которых в 44 бассейнах открыты месторождения нефти и газа. Эти исследователи все установленные нефтегазоносные и возможно потенциально нефтегазоносные бассейны подразделили на четыре основные группы (рис. 60).

Рассмотрим кратко ресурсы УВ каждой из выделенной групп и вклад их в общий баланс запасов нефти и газа Северо-Американского континента.

1. Бассейны внутриплатформенных областей прогибания, или платформенные нефтегазоносные бассейны, включают структуры, приуроченные к поясу эпиплатформенного орогенеза Скалистых гор и гор Ричардсона-Франклина. В допозднемеловое время вся территория, занимаемая этими бассейнами (Крейзи-Булл-Маунт-лиз, Паудер-Ривер, Денвер, Ратон, Биг-Хорн, Уинд-Ривер, Грин-

приуроченные к наложенным межгорным впадинам в Аппалачах: 50 — Мери-таймз, 51 — Гапсе; бассейны областей прогибания на стыке платформ и горно-складчатых сооружений Северо-Американской плиты и Кордильер: 52 — Западно-Канадский; бассейны Северо-Американской платформы и пояса Франклина: 53 — Мелвилл-Виктория, 54 — Пири-Элсмир; 55 — Джонс-Ланкастер; бассейны Северо-Американской плиты, Аппалачей и Уошиты; 56 — р. Св. Лаврентия, 57 — Предаппалачский, 58 — Предуошитский, 59 — Антикости; бассейны областей прогибания на стыке океанических и континентальных структур, связанные с окраинными частями материковых платформ и глубоководными впадинами: 60 — арктического склона Аляски, 61 — Бофорга, 62 — Свердруп, 63 — Мексиканского залива, 64 — Приатлантический; со складчатыми системами континента и глубоководными желобами: 65 — Сент-Элиас, 66 — Ил-Ривер, 67 — Санта-Мария, 68 — Санта-Барбара-Вентура, 69 — Лос-Анджелес, 70 — Хаф-Мун-Салинас-Кайма, 71 — Хуан-де-Фука, 72 — Бodega, 73 — Пойнт-Арена, 74 — Южно-Калифорнийские, 75 — Ванделя

Ривер, Ханна-Ларами, Уинта-Пайсенс, Норт-Мидл-Парк, Парадокс, Сан-Хуан, Блек-Меса-Кейпаровец), входила в состав Северо-Американской платформы (континента). Под энергичным воздействием ларамийской фазы тектогенеза на ней образовались сводово-глыбовые структуры. Такая история геологического развития предопределила нефтегазоносность и объем осадочного чехла, представленного палеозойскими (до 2 км) и мезозойско-кайнозойскими отложениями (до 7 км). Промышленная нефтегазоносность в этих бассейнах установлена в отложениях от кембрия до палеогена включительно. Однако наиболее продуктивны песчаники нижнего мела и карбонатные породы миссисипия и пенсильвания. Исходя из изложенного выше, можно заключить, что рассмотренные бассейны на дивергентном этапе развития Северо-Американского континента входили в состав обширного шельфа, который развивался вдоль западной материковой его окраины. В связи с этим бассейны Скалистых гор должны рассматриваться как деструктивные участки единого периконтинентального осадочного бассейна западной материковой окраины Северо-Американского континента и их необходимо, так же как описанные выше бассейны, исключить из этой группы.

Таким образом, в рассматриваемой группе бассейнов внутриплатформенных областей прогибания остаются четыре бассейна: Волластон, Унгава, Фокса и Гудзонова залива. Все эти бассейны, аналогичные последнему, представляют собой неглубокие (до 2—4 км) впадины, выполненные осадочными и осадочно-вулканогенными породами в основном нижнепалеозойского возраста. Промышленная нефтегазоносность этих бассейнов не установлена. Это вполне закономерно, так как общий нефтегазовый потенциал внутриконтинентных осадочных бассейнов, куда они должны относиться (см. раздел I) очень низок. Однако Н.А. Калинин, Ю.Я. Кузнецов, М.С. Моделевский и др. отмечают, что в этих бассейнах поисковые работы практически только начались. Заканчивая характеристику группы I осадочных бассейнов, необходимо подчеркнуть, что их потенциальными ресурсами можно пренебречь при оценке общих ресурсов континента.

II. Бассейны внутрискладчатых областей прогибания (Восточно-Берингоморский, Юкон-Флетс-Кандик, Танана, Александра, Зал. Кука, Комокс-Ненеимо, Грейт-Валли, Сонома-Оринда-Ливерм, Рейлроуд-Валли, п ва Аляска, Коппер, Королева Шарлотты, Скина, Кузнецелл, Снейк-Ривер, Севьер-Дезерт, Карсон-Дезерт, Хар-Мун-Салинас-Катама, Меритаймз, Гаспе) представляют собой грабенообразные впадины, выполненные породами палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста (Восточно-Берингоморский, Меритаймз, Гаспе и др.), а также только мезозойского и кайнозойского возрастов (зал. Кука, Комокс-Ненеимо и др.). Общая мощность осадочного выполнения этих бассейнов не менее 5—6 км и достигает 9—10 км. По характеру строения, набору формаций рассматриваемые бассейны необходимо классифицировать как рифтогенные. При этом большинство из них — это типичные внутриконтинентно-рифтогенные осадочные бассейны и лишь Восточно-Берингоморский является элементом более крупного Берингоморского межконтинентно-островодужного осадочного бассейна. Важным и вполне закономерным является тот факт, что промышленная продуктив-

ность установлена только в последних двух осадочных бассейнах, генетический тип которых в общей классификации осадочных бассейнов автора данной работы характеризуется относительно повышенным по сравнению с внутриконтинент-рифтогенными осадочными бассейнами нефтегазовым потенциалом осадочных и осадочно-вулканогенных пород. Одновременно следует подчеркнуть, что суммарные запасы этих бассейнов (табл. 26) в общем балансе геологических запасов УВ Северо-Американского континента не превышают 1 %.

III. Бассейны прогибания на стыке платформ и горноскладчатых сооружений (Западно-Канадский, Молвил-Виктория, Лири-Эксмир, Джон-Ланкастер, р. Св. Лаврентия, Предапалачский, Предуошитский и Антикости), характеризуются двухъярусным строением. Рассмотрим в качестве примера наложенный на западный край Северо-Американского континента складчатый пояс Кордильер. Вдоль фронта Кордильер наблюдаются довольно крупные впадины (Паудер-Ривер, Денвер, Ретон, Альберта и др.), представляющие собой предгорный прогиб. Молассовое выполнение их состоит из отложений верхнего

Таблица 26

Потенциальные геологические ресурсы УВ Северной Америки (до глубины 7 км и изобаты 500 м) (по Н.А. Калинин, Ю.А. Кузнецову, М.С. Моделевскому, 1977 г.)

Бассейн	Нефть, млрд. т	Конденсат, млрд. т	Газ, трлн. м ³		Суммарные УВ, млрд. т
			растворенный	свободный	
Платформенных областей прогибания	49,8	4,2	4,1	14,2	72,3
Канадско-Гренландский щит	0,7	—	0,1	0,5	1,3
Северо-Американская плита	35,4	3,7	2,9	10,6	52,6
В том числе:					
Пермский	20,1	1,0	1,7	3,6	26,1
Западный Внутренний	9,4	2,5	1,0	6,0	18,9
Эпиplatformенные орогены	13,7	0,5	1,1	3,1	18,4
Областей прогибания на стыке платформ и горноскладчатых сооружений	26,0	1,4	2,4	13,8	43,6
В том числе:					
Предапалачский	2,2	0,2	0,2	4,3	6,4
Западно-Канадский	15,0	0,8	1,2	4,6	21,6
Внутрискладчатых областей прогибания	16,7	0,5	1,6	4,4	23,2
В том числе:					
Зал. Кука	0,5		0,05	0,4	0,9
Грейт-Валли	6,0	0,2	0,4	1,0	7,6
Областей прогибания на стыке континентальных и океанических структур	122,3	7,8	11,1	49,7	190,9
В том числе:					
Лос-Анджелес	4,8	0,2	0,5		5,5
Арктического склона	28,7	0,3	2,3	4,3	35,6
Аляски					
Свердруп	18,0	1,1	1,8	6,6	17,5
Мексиканского залива	20,2	4,0	1,6	24,0	49,8
Баффино-Лабрадорский	9,8	0,2	1,0	3,6	14,6

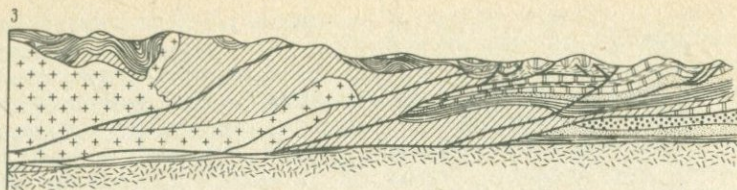


РИС. 61. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ, ПОКАЗЫВАЮЩИЙ ТИПИЧНОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА) НА ЗАПАДЕ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА: 1 — архейского кристаллического фундамента, 2 — верхнего до кембрия — девона, 5 — мезозойского возраста, 6 — доломиты, 7 — сланцы,

мела и палеоцена, общей мощностью от 2,0 до 4,5 км, подстилаемых более древними мезозойскими, палеозойскими и рифейскими образованиями шельфа западной материковой окраины Северо-Американского континента, выделяемой в единый периконтинентный осадочный бассейн.

Внутреннее крыло прогиба, входящее уже в состав зоны предгорий Скалистых гор, отличается более сложным чешуйчато-надвиговым строением, в котором принимают участие отложения от кембрия до верхнего мела, а местами и нижнего палеогена. Чешуйчато-надвиговое строение верхней части Скалистых гор, по мнению большинства американских и канадских геологов, перекрывает глубокую часть материковой окраины континента — внешнюю часть шельфа и прилегающую часть континентального склона (рис. 61). Западнее в области Передовых хребтов, структура которых типично изоклиная, прочие крутые приповерхностные взбросо-надвиги сливаются на глубине, так же как в предгорьях Скалистых гор с поверхностью "подошвенного" пологого надвига Мак-Коннел. Характерно, что в пределах рассматриваемой зоны (Передовых хребтов) наблюдается [37] резкое возрастание мощности мезозойских и палеозойских отложений, достигающей максимального значения в следующей к западу зоне Главных хребтов. Здесь на поверхности развиты главным образом нижнепалеозойские и рифейские образования. Мощность рифейских отложений (серия Белт) составляет 15 км, нижнепалеозойских — до 10 км. Мощность мезозойских отложений составляет около 3 км. Важным является тот факт, что основную роль в сложении разреза играют глинистые сланцы, граувакковые песчаники, кремнистые породы и лишь отчасти известняки, что еще больше подчеркивает типично периконтинентный тип седиментогенеза в океане, характеризующийся повышенной концентрацией S_{org} .

Таким образом, строение нижней поднадвиговой части Скалистых гор и западного края Великих равнин свидетельствует о их генетическом родстве, однонаправленном эволюционном развитии. Если область Великих равнин Северо-Американского континента представляла собой стабильный шельф, формирование которого продолжалось в верхнем докембрии — мезозое, то поднадвиговая зона Скалистых гор представляла собой переходящую к западу от этого шельфа область континентального склона и подножия периконтинентного осадочного бассейна. Аллохтонный разрез Передовых



НИЕ ДЕСТРУКТИВНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЫ (ПЕРИКОНТИНЕНТНОГО ТИНЕНТА (R.A. PRICE, E.W. MOUNTJOY, 1970 г.).

кембрия, 3 — нижнего кембрия, 4 — среднего кембрия, нерасчлененного верх-
8 — песчаники, 9 — гранитоиды, 10 — надвиги

хребтов, по-видимому, указывает на его принадлежность к подножию континентального склона.

Важным обстоятельством является приуроченность промышленной нефтегазоносности ко всему разрезу, слагающему периконтинентный осадочный бассейн (рифей — нижний мел). Так, в Западно-Канадском нефтегазоносном бассейне крупные скопления нефти и газа выявлены в отложениях девона, пенсильвания, миссисипия, триаса и мела. Как известно, в северо-восточной части провинции Альберта расположено одно из крупнейших в мире месторождений битуминозных песчаников Атабаска. Продуктивными являются нижнемеловые отложения мощностью до 53 м. По оценке канадских специалистов извлекаемые запасы нефти этого месторождения составляют около 50—60 млрд. т.

В разрезе Предаппалачского нефтегазоносного бассейна установлено более 60 продуктивных горизонтов, распространенных по всему разрезу палеозойских образований, кроме пермских отложений. Наиболее продуктивными являются отложения миссисипия, девона, силура. В образованиях кембрийского, ордовикского и силурийского возраста нефтегазоносность установлена пока только на Цинцинатской гряде и западном борту Предаппалачского прогиба.

Начальные запасы УВ составляли в Западно-Канадском бассейне: нефти + конденсата 2000 млн. т, газа 2128 млрд. м³, в Предаппалачском 437 млн. т и 1014 млрд. м³ соответственно.

IV. Бассейны областей прогибания на стыке континентальных и океанических структур (Арктического склона Аляски, Боффорта, Свердруп, Мексиканского залива, Приатлантический), активных окраин континентов (Вентура — Санта-Барбара, Лос-Анджелес, Санта-Мария и др.) представляют собой типичные пассивные материковые окраины, характеризующиеся формированием периконтинентных осадочных бассейнов, в структуре которых континентальный склон и подножие выделяются в качестве главной области нефтегазообразования осадочных бассейнов неогена. Важным подтверждением последнего является открытие, например, наиболее крупного из известных в настоящее время в современных периконтинентных осадочных бассейнах месторождения Прудхо-Бей в бассейне арктического склона Аляски с извлекаемыми запасами нефти 1,4—2,7 млрд. т и газа 700—1050 млрд. м³, в песчаниках мелового и триасового и в известняках каменноугольного возрастов.

Анализ приведенных данных по нефтегазоносности отдельных

Таблица 27

Размещение месторождений нефти и газа Северной Америки по группам нефтегазоносных бассейнов на начало 1974 г. (по Н.А. Калинин, Ю.Я. Кузнецову, М.С. Моделевскому, 1977 г.)

Группа бассейнов	Общее количество месторождений						В том числе нефтяных					В том числе газовых и газоконденсатных				
	всего	мелких	средних	крупных	крупнейших	гигантских	всего	мелких и средних	крупных	крупных	крупнейших	всего	мелких и средних	крупных	крупнейших	гигантских
Платформенных областей прогибания	15281	14696	548	23	13	1	12427	12404	17	6	—	2854	2840	6	7	1
Внутренней части Северо-Американской плиты	2427	2366	57	4	—	—	1844	1840	4	—	—	583	583	—	—	—
Мигичанский	693	670	22	1	—	—	486	485	1	—	—	207	207	—	—	—
Иллинойский	1420	1402	15	3	—	—	1120	1117	3	—	—	300	300	—	—	—
Иллистонский	314	294	20	—	—	—	238	238	—	—	—	76	76	—	—	—
Внешней части Северо-Американской плиты	11330	10890	412	15	12	1	9500	9484	10	6	—	1830	1818	5	6	1
Западный Внутренний	5600	5400	192	3	4	1	4350	4344	3	3	—	1250	1248	—	1	1
Пермский	5730	5490	220	12	8	—	5150	5140	7	3	—	580	570	5	5	—
Эпишлатформенной активизации	1524	1440	79	4	1	—	1083	1080	3	—	—	441	439	1	1	—
Биг-Хорн	115	100	14	1	—	—	100	99	1	—	—	15	15	—	—	—
Грин-Ривер	130	120	9	1	—	—	50	50	—	—	—	80	79	1	—	—
Уинта-Пайсенс	160	151	8	1	—	—	40	39	1	—	—	120	120	—	—	—
Сан-Хуан	80	76	3	—	1	—	60	60	—	—	—	20	19	—	1	—
Паудер-Ривер	200	179	20	1	—	—	170	169	1	—	—	30	30	—	—	—
Денвер	610	602	8	—	—	—	520	520	—	—	—	90	90	—	—	—
Областей прогибания на стыке платформ	2946	2840	87	13	6	—	1015	1005	6	4	—	1931	1922	7	2	—
и горноскладчатых сооружений																
Преаппалачский	1780	1756	22	2	—	—	660	659	1	—	—	1120	1119	1	—	—
Западно-Канадский	1000	922	62	10	6	—	340	331	5	4	—	660	653	5	2	—
Внутрискладчатых областей прогибания	253	183	57	5	8	—	134	124	5	5	—	119	116	—	3	—
Зал. Кука	21	8	11	1	1	—	6	6	1	—	—	15	13	—	1	—
Грейт-Валли	210	156	43	4	7	—	110	103	4	5	—	100	98	—	2	—
Областей прогибания на стыке континентальных и океанических структур	8693	8174	477	22	18	2	4774	4748	15	9	2	3919	3903	7	9	1
Перискладчатопериокеанические	170	114	48	2	6	—	158	150	2	6	—	12	12	—	—	—
Санта-Мария	15	7	8	—	—	—	15	15	—	—	—	—	—	—	—	—
Вентура-Санта-Барбара	79	56	21	—	2	—	71	69	—	2	—	8	8	—	—	—
Лос-Анджелес	71	46	19	2	4	—	70	64	2	4	—	1	1	—	—	—
Перикратонно-периокеанические	8523	8060	429	20	12	2	4616	4598	13	3	2	3907	3891	7	9	—
Арктического склона Аляски	23	20	2	—	—	1	16	15	—	—	1	8	7	—	—	1
Мексиканского залива	8500	8040	427	20	12	1	4600	4583	13	3	1	3900	3884	7	9	—
Всего	27178	25893	1169	63	45	3	18350	18281	43	24	2	8823	8781	20	21	1
США	26056	24862	1099	53	39	3	17940	17880	38	20	2	8116	8081	15	19	1
Канада	1122	1031	70	10	6	—	410	401	5	4	—	707	700	5	2	—

Примечание. С учетом газонефтяных месторождений с самостоятельно разрабатываемой нефтяной частью газонефтяное месторождение Прадхо-Бей в графе "гигантские месторождения" приводится дважды как нефтяной и газовый гигант без учета 8 нефтяных и 22 газовых месторождений арктических районов и Атлантического шельфа Канады, запасы которых еще не оценены.

групп осадочных бассейнов Северо-Американского континента свидетельствует о том, что по продуктивности они могут быть сгруппированы в следующий ряд: периконтинентные, периконтинентно-конвергентные, континент-океанически-рифтогенные, внутриконтинентные (синеклизы, впадины, рифты).

Определяющее место в распределении доказанных запасов УВ занимают периконтинентные и их эволюционная разновидность периконтинентно-конвергентные осадочные бассейны.

В этом отношении большой интерес представляет анализ оценки начальных потенциальных геологических запасов УВ Северо-Американского континента до глубины 7 км и изобаты 500 м, проведенный Н.А. Калининым, Ю.Я. Кузнецовым, М.С. Меделевским и др. с учетом ранее выполненных оценок. По данным этих исследователей, начальные потенциальные геологические ресурсы УВ рассматриваемого континента определяются в 330 млрд. т, в том числе около 229 млрд. т нефти и конденсата и 101 трлн. м³ газа (табл. 27). Как подчеркивают Н.А. Калинин, Ю.Я. Кузнецов, М.С. Меделевский и др. ведущую роль в ресурсах нефти и газа региона играют бассейны, расположенные на стыке континентальных и океанических структур (т. е. дивергентных периконтинентных — В.Г.): на их долю приходится более половины этих ресурсов. Этот вывод убедительно свидетельствует о том, что с дивергентными периконтинентными осадочными бассейнами связаны главные области нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции осадочных бассейнов неогена в целом и лютого континента Земли в частности.

Отмечая правомерность этого положения, следует, однако, заметить, что не все осадочные бассейны, расположенные на стыке континентальных и океанических структур, играют ведущую роль в распределении ресурсов УВ. На примере того же Северо-Американского континента можно видеть, что осадочные бассейны, расположенные на западном тихоокеанском стыке континента и океана (Сент-Элмас, Ил-Ривер, Санта-Мария, Лос-Анджелес и др.), представляют собой конвергентные осадочные бассейны активных материковых окраин континентов с узким шельфом, ограниченным (крутым) континентальным склоном и подножием и в связи с этим относительно небольшими потенциальными ресурсами УВ.

Заканчивая характеристику осадочных бассейнов Северо-Американского континента и их нефтегазоносности, еще раз следует подчеркнуть, что ведущее значение в формировании потенциальных как первоначальных, так и текущих ресурсов нефти, конденсата и газа имеют его периконтинентные дивергентные осадочные бассейны пассивных материковых прото-, палео-, мезо и современных окраин.

ГЛАВА 7 ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ ГАЗОНОСНОСТЬ

Сибирская платформа пока остается недостаточно изученным регионом страны. В настоящее время здесь пробурены глубокие скважины общим объемом бурения более 2 млн. м.

Основной объем бурения был сосредоточен в Енисей-Хатангском, Лено-Анабарском прогибах, Вилюйской и Присяжно-Енисейской

синеклизах, Непско-Ботуобинской антеклизе и Ангаро-Ленской ступени, а в последнее время и на Камовском своде.

Геофизическая изученность территории также недостаточна. Более половины территории платформы не охвачено региональными геолого-геофизическими работами.

Несмотря на это, в процессе проведения поисково-разведочных работ выявлены два региональных газонефтеносных комплекса: верхнедокембрийский и верхнепалеозойский — мезозойский, которые являются основными объектами разведки.

Следует подчеркнуть, что проблема поисков нефти и газа в таких древних отложениях, как рифей и венд, решается на Сибирской платформе впервые в СССР. Несмотря на сложность геологического строения этого комплекса и условий залегания здесь нефти и газа, а также крайне небольшие объемы работ, уже получены первые практические результаты, позволяющие положительно оценить потенциальные ресурсы нефти и газа и обоснованно развивать региональные и поисково-разведочные работы.

Разнородные геологические и экономико-географические условия работ, большие затраты, необходимые для подготовки запасов нефти и газа в Восточной Сибири, требуют соответствующего тщательного анализа всего имеющегося геолого-геофизического материала с целью определения научно обоснованного направления дальнейших геологоразведочных работ.

Для территории Сибирской платформы единственно разумным и научным представляется зарекомендовавший себя в геологии метод актуализма. При этом следует исходить из положения, что, начиная с раннего докембрия, существовали обстановки и действовали геологические процессы, подобные наблюдаемым в современную эпоху. Тенденция разделения земной коры на относительно поднятые, более мощные и жесткие блоки с континентальной корой (континенты) и относительно опущенные и подвижные пояса с корой океанического типа отмечается, как подчеркивают В.Е. Хаин, А.И. Гудвин и др., по крайней мере, с начала протерозоя, т. е. на протяжении порядка 2,0—2,5 млрд. лет.

В связи с этим нами проведен анализ условий формирования современных осадочных бассейнов различных типов и их эволюции с позиций тектоники литосферных плит, закономерностей современного осадконакопления, включая скорости седиментации, распределения ОВ и геознергетических ресурсов по площади этих бассейнов (см. раздел I). Обобщение основных результатов, полученных в процессе этого исследования, показало, что изменение мощностей, типов осадков и распределения ОВ в рифейских и фанерозойских осадочных бассейнах, фиксируемое для Восточно-Европейской, Северо-Американской, Африканской плит и Австралийского континентов, свидетельствует о наличии принципиального сходства с тектоническими структурами, формациями и распределением ОВ, наблюдающимися в настоящее время в современных осадочных бассейнах. Это позволяет уверенно утверждать, что в рифейских и фанерозойских осадочных бассейнах необходимо выделять главные структурно-морфологические области нефтегазообразования (материковый склон и подножие) и в связи с этим проводить оценку перспектив их нефтегазоносности и определять направления поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Для выявления зон газо- и нефтегенерации и газо- и нефтенакопления в отложениях выделяемых комплексов проведены палинспастические реконструкции Сибирского дорифейского и верхнепалеозойско-мезозойского континентов¹.

Строение верхнедокембрийского комплекса

Верхнедокембрийский комплекс подразделяется на два этажа: рифейский и юдомский. Анализ геолого-геохимических материалов свидетельствует о том, что рифейские отложения являлись главными генерирующими толщами для всех залежей, сформировавшихся в рассматриваемом комплексе. Юдомские образования по характеру палеогеографических условий седиментации представляют собой в основном аккумуляционный этаж. Учитывая последнее, в работе рассматривается только нижний этаж.

Характеристика разреза рифейских отложений

Рифейские отложения известны во многих районах Сибирской платформы и прилегающих областях эпиплатформенного орогена.

На современной структуре описываемой области рифейские отложения развиты в естественных разрезах крупных поднятий Сибирской платформы (склоны Анабарской и Алданской антеклизы, Оленекского, Уджанского и Чадобекского поднятия), а также по периферии платформы (Ангарский и Туруханский районы, Енисейский кряж, Присаянье, Западное Прибайкалье, Байкало-Патомский и Юдомо-Майский районы, Западное Приверхоянье и Хараулах).

Рифейские отложения в пределах Восточной Сибири залегают несогласно на магматических, метаморфических и осадочных образованиях архея, нижнего и среднего протерозоя, представляющих фундамент Сибирской платформы. По данным абсолютного возраста, комплексам строматолитов и онколитов они подразделяются на нижний, средний и верхний рифей.

Нижний рифей. Нижнерифейские отложения в Восточной Сибири имеют ограниченное распространение. Наиболее полно они представлены на Оленекском поднятии, на западном склоне Анабарской антеклизы и в Учуро-Майском районе.

Нижнерифейские отложения в Учуро-Майском районе развиты в двух разобщенных зонах — это, во-первых, юго-западная часть Учуро-Майской плиты, где породы нижнего рифея выполняют обширную (около 20000 км²) Учурскую впадину, ограниченную на западе Алданским щитом и на востоке Охнинским поднятием и, во-вторых, северная часть Юдомо-Майского прогиба. К нижнему рифею здесь относится учурская серия. В Учурской впадине эта серия, представленная существенно красноватыми терригенно-карбонатными отложениями, подразделяется на гонамскую, омахтинскую и онинкскую свиты.

Суммарная мощность гонамской свиты составляет 150–200 м.

¹ Палинспастические реконструкции верхнепалеозойско-мезозойской эволюции континента проводились совместно с Г.Н. Богословской.

По направлению к своду Алданского щита мощность свиты сокращается, а из разреза исчезают карбонатные и глинисто-карбонатные разности пород. Разрез представлен в основном монотонными песчаниками внизу и глинистыми песчаниками сверху. Мощность свиты на левобережье р. Учура, в устье Чайдаха колеблется от 30—35 м до 85—100 м, а в бассейне Чюльбе — от 8 до 10 м.

Фациальные изменения отложений свиты наблюдаются и в юго-западном (бассейн Гонама) и южном (бассейн Алгомы) направлениях. Одновременно наблюдается существенное увеличение их мощности по р. Гонам, достигающей 370—400 м. Аналогичная закономерность отмечается в восточном и юго-восточном направлении. Здесь (устье р. Тьяалах) мощность свиты достигает 320—350 м. Сходное строение имеет гонамская свита и на северо-восточном склоне, в пределах Улканского прогиба, мощность ее здесь 260—290 м. Следует подчеркнуть, что в карбонатных слоях свиты содержатся органические остатки в виде пластовых и столбчато-пластовых строматолитов и микрофитолитов. Омахтинская свита характеризуется ритмичным строением. Максимальная мощность ее 300—400 м наблюдается в среднем течении Идгома и в бассейне р. Аяма и сильно сокращается (до 40—60 м) в низовьях Учура, при приближении к западному ограничению бассейна. Зона малых мощностей омехтинских отложений выделяется также в низовьях Гонама и Идюма. Характерно, что именно к этому району приурочены максимальные мощности гонамской свиты. Общая фациальная изменчивость отложений рассматриваемой свиты заключается в том, что с востока на запад от среднего и нижнего течения Учура (низовья Алгомы и Идгома) наблюдается постепенное увеличение мощности красноцветных пород. Эти изменения сопровождаются уменьшением мощности ритмов. Противоположный характер изменений мощности наблюдается в восточном направлении. Аналогичные закономерности в изменении фаций наблюдаются в северных и северо-восточных районах, в бассейне Большого Айма, а также и на юге Учурской впадины (бассейн верхнего течения Идгома).

На Аңабарском массиве к нижнему рифею относятся терригенная мукунская серия и нижняя часть карбонатной билляхской серии. Мукунская серия на западе массива мощностью 600—700 м в нижней части (верхи ильшской свиты) представлена покровом основных эффузивов (мощность 3—4 м). На восточном склоне массива мощность аналогов мукунской серии значительно сокращена (50—250 м), и так же как и на западном склоне серия расчленяется на две части — нижнюю, красноцветную и верхнюю, сероцветную.

Билляхская серия подразделяется на чуумнахскую (200—300 м) и томулахскую (160—180 м) свиты на западном склоне массива, которые представлены в основном карбонатными породами. На восточном склоне мощность этих свит сокращена, и они имеют несколько иной состав. В бассейне р. Диоген и на широтном участке р. Большой Куонамки это 80—100-метровая толща доломитов с постепенно исчезающими вверх песчаниками и песчанистыми доломитами.

В Байкало-Пагомском нагорье нижнерифейские отложения выделяются в тепторгинскую серию, которая подразделяется на пурпольскую и медвежевскую свиты. Пурпольская свита представлена базальными кварцитами, кварцитовидными песчаниками, высоко-

глиноземистыми сланцами, песчаниками, горизонтом "углистых" алевролитов. Общая мощность курпольской свиты меняется от 70 (оз. Ничатки) до 1000—1300 м (бассейн р. Джелинды); в районе Тонодского и Чуйского антиклинориев она составляет 300—400 м. Эта свита типично платформенная, представлена продуктами переотложения коры выветривания (эрозия и денудация сводового поднятия на первой стадии обрушения в результате рифтогенеза — В.Г.). Накопление осадков происходило в пределах озерно-аллювиальной равнины, которая сменялась в направлении к внутренней части Патомского нагорья морскими условиями.

Медвежевская свита залегает с разрывом на курпольской, представлена в основном кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и сланцами. В некоторых районах наблюдаются горизонты метадиабазов или амфиболитов (измененных основных эффузивов). В юго-западной части нагорья (р. Большой Чуи, правобережья р. Максимихи) вулканиты преобладают в разрезе свиты. Общая мощность толщи колеблется от 150 до 600 м.

Наличие основных эффузивов связано с раздвигом континентальной коры, обрушением ее в своде и началом спрединга.

Средний рифей. В основании среднего рифея Учуро-Майского района несогласно на породах архея, а местами (р. Белая) и нижнего рифея залегает песчано-сланцевая свита (120—1000 м), а выше следует светлинская свита (до 1500 м). Это серые обычно строматолитовые доломиты с пачками черных аргиллитов и алевролитов.

Отложения лежащей выше корпыльской серии в осевой зоне Юдомо-Майского прогиба представлены темноцветной песчано-алевролитовой тотткиской свитой (до 1200 м), малгинской свитой пестрых тонкослоистых, местами битуминозных известняков (40—400 м) и ципандинской свитой светлых, обычно окремненных массивных строматолитовых доломитов (200—600 м). Максимальные мощности среднего рифея по сравнению с нижним расположены восточнее, что характерно для условий осадконакопления на материковых окраинах.

То же строение имеют среднерифейские отложения на Оленекском поднятии, где выделяются три свиты — арымасская, дебендинская и нижняя часть хайнакской свиты. Разрез каждой из них начинается песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а заканчивается существенно строматолитовыми доломитами с прослоями и небольшими пачками алевролитов.

По данным М.А. Семихатова 1974 г., среднерифейские отложения Туруханского района имеют много общего с корпыльской и нижней частью лахатдинской серии, хотя и не обнаруживают четкой ритмичности строения. Это, по нашему мнению, объясняется тем, что отложения среднего рифея восточных районов платформы формировались в условиях материковой окраины континента, а в Туруханском районе — в условиях рифтовой структуры. Это подтверждается также спецификой строения среднерифейских отложений на Енисейском крыже. Здесь они выделяются в сухопитскую серию, в нижней части которой (кординская, горбилоская и удерейская свиты) мощность до 5000—6000 м, залегают глинистые сланцы и филлиты с конгломератами в основании. Выше находятся погорюйская (1000—1500 м) глинисто-песчаниковая и сосновская карбонатная свиты. В разрезе последней в восточных районах выделяется долами-

товая аладьинская свита (50—600 м) и пестроцветная известняковая свита Карточки (100—450 м), которая хорошо сопоставляется со свитой линок Туруханского района. Важным с точки зрения определения принадлежности условий осадконакопления к определенному типу структур является наличие в западной части Енисейского кряжа пластов и пачек вулканогенных пород преимущественно основного состава (М.А. Семихатов, 1974 г.). Заканчивают разрез среднего рифея здесь две базальтовые свиты тунгусикской серии (потоскуйская и цунтарская свиты). Первая сложена сланцами, песчаниками и карбонатными строматолитовыми породами с вулканитами в западных разрезах общей мощностью до 1000—2000 м. Вторая представлена преимущественно сланцевыми породами мощностью до 2000 м.

В строении среднерифейских отложений Байкало-Патомской складчатой области наблюдаются те же общие закономерности, которые были описаны в Туруханском районе и на Енисейском кряже. Здесь крупные осадочные ритмы (баллаганахская серия, джемкуканская + баракунская и валюхтинская + каланчевская свиты) отличаются в вертикальном разрезе и по площади: баллаганахская серия выпадает из разреза практически во внутренних районах структуры рифта. Аналогичная картина наблюдается и в Западном Прибайкалье, где отложения трехчленного байкальского комплекса размещаются на дорифейском фундаменте платформы.

На склонах Анабского прогиба отложения среднего рифея, нижней и частично верхней подсвиты юсмастакской свиты залегают согласно на нижнерифейских и представлены толщей ритмично чередующихся хемогенных, строматолитовых и микрофитолитовых доломитов (до 600 м).

На Хараулахском поднятии среднерифейские отложения, по данным Б.М. Келлера включают уктинскую, эсолохскую и нзлагорскую свиты, нижняя из них сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и доломитами (около 100 м), верхняя — доломитами с прослоями аргиллитов и алевролитов (до 500 м).

Верхний рифей. В Учуро-Майском районе отложения верхнего рифея имеют двучленное строение. Нижняя часть или игниканская свита (80—300 м) представлена известняками и доломитами и относится к лихандинской серии. Верхняя часть в объеме уйской серии сложена сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Вся толща прорвана интрузиями центрального типа.

На Енисейском кряже двучленное строение верхнего рифея выражено более резко. В нижней его части выделяются известняки свиты Серого ключа (до 550 м) и терригенно-карбонатные отложения дадыктинской свиты (до 600 м), которыми заканчивается разрез тунгусской серии.

В Туруханском районе отложения верхнего рифея представлены преимущественно карбонатными породами. Здесь выделяются шорихинская (строматолитовые доломиты, мощность 650—700 м), мироедихинская (красные глинисто-карбонатные отложения, мощность 200—220 м) и первопорожская или туруханская свиты (красноцветные строматолитовые доломиты, мощность до 200—300 м).

На Анабарском массиве верхнерифейские отложения значительно редуцированы и развиты лишь на западном склоне (фитогенные и хемогенные доломиты верхней части верхней подсвиты юсмастакской свиты).

На Оленекском поднятии разрез верхнего рифея представлен верхней частью хайнахской свиты (200 м), сложенной строматолитовыми известняками и доломитами с прослоями алевролитов и песчаников. На Хараулахском поднятии к верхнему рифею относится 400-метровая толща переслаивающих алевролитов и доломитов (сиэтчанская свита).

В Байкало-Патомской складчатой области разрез верхнего рифея наиболее полный. Здесь выделяются николевская свита заленоватых глинистых известняков и мергелей (200—1200 м) и ченчинская свита пестроцветных хемогенных и фитогенных известняков и подчиненных им аргиллитов (350—850 м).

Общим для описанных разрезов, как отмечает М.А. Семихатов, является то, что верхнерифейские отложения тесно связаны со среднерифейскими.

Рифейские отложения северо-восточной части СССР изучены по разрезам Охотского, Омолонского и Колымского массивов. По данным В.А. Комара, М.А. Семихатова, С.Н. Серебрякова и Б.Г. Воронина, полученным впервые в 1970 г., рифейские отложения Охотского массива подразделяются на три свиты и характеризуются циклическим характером строения, который выдерживается по всей площади Охотского массива. Так, в восточном направлении увеличивается мощность как нижнего и среднего циклов в целом (соответственно до 500—700 м), так и их карбонатных пачек (до 180—400 м). Аналогичным образом построены рифейские отложения в пределах Омолонского и Колымского массивов.

Анализ строения разрезов рифея Охотского, Омолонского и Колымского массивов и Учуро-Майского прогиба показывает, что они характеризуются однотипностью строения. При общей латеральной выдержанности они испытывают фациальные изменения, выражающиеся главным образом в соотношении терригенных и карбонатных пород, а также и мощностей. Так, к востоку и северо-востоку от Учуро-Майской плиты количество обломочного материала увеличивается и происходят фациальные замещения доломитов известняками.

Сходство среднерифейских толщ всей изученной площади, а также отсутствие признаков близости суши вдоль восточного края Юдомо-Майского прогиба позволило в 1979 г. А.А. Безру, В.А. Комар, С.Н. Серебрякову сделать важный вывод о том, что на месте Учуро-Майского района, Охотского, Омолонского и Колымского массивов в это время существовал единый седиментационный бассейн. Он заложился в самом начале нижнего рифея, а в среднем и в начале позднего рифея (игнинское время) пережил ряд трансгрессивно-регрессивных этапов, с которыми связаны цикличность и особенности залегания рассмотренных отложений.

Анализируя приведенные выше данные, характеризующие строение рифейских образований в различных районах Сибирской платформы распределения их мощностей (рис. 62), следует сделать следующие выводы.

1. Переходы области питания (суши) в зоны осадконакопления

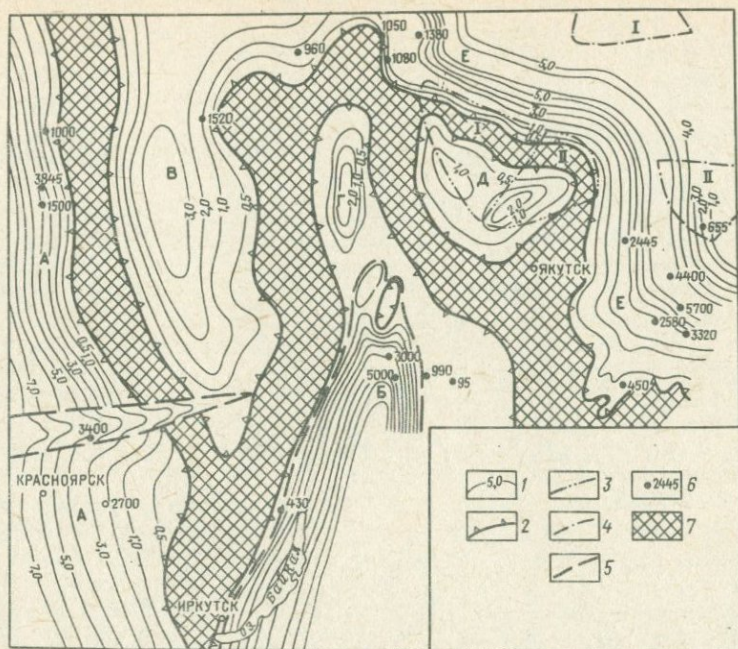


РИС. 62. ПАЛИНСПАСТИЧЕСКАЯ КАРТА СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА НА НАЧАЛО ЮДОМСКОГО ВРЕМЕНИ.

I — изоглифы рифейских отложений, км; границы: 2 — рифейских осадочных бассейнов, 3 — рифейских микроконтинентов, 4 — современных микроконтинентов; 5 — глубинные разломы; 6 — мощности рифейских отложений; 7 — области размыва

Микроконтиненты: *I* — Колымский, *II* — Охотский.

Бассейны рифейского комплекса. Рифтогенные: *A* — Турухано-Енисейский, *B* — Байкало-Патомский; внутриконтинентные: *B* — Тунгусский, *Г* — Мархино-Оленекский, *Д* — Усть-Вилуйский; периконтинентные (материковых окраин): *E* — Хараулах-Майский

резко отличаются при рассмотрении различных районов Сибирской платформы. Отчетливая материковая окраина (шельф, континентальный склон и подножие) Сибирского протоконтинента наблюдается в его северной и восточной частях (Оленекское поднятие с Хараулахским выступом, Колымский, Омолонский, Охотский массивы и Учуро-Майский район). В то же время для западной и южной окраин характерна более резкая смена как фаций, так и мощностей рифейских отложений или, как подчеркивает М.А. Семихатов, смена платформенных структур геосинклинальными и переходными.

2. В северных и восточных разрезах рифея отсутствуют вулканические породы, в то время как в западных и южных проявился основной магматизм.

Совокупность первых двух обстоятельств указывает на то, что описанные районы Сибирской платформы прошли в рассматриваемое время принципиально различную историю своего развития.

3. Северные и восточные районы представляли собой материковые окраины Сибирского протоконтинента. Осадконакопление и формирование осадочных формаций происходило здесь по аналогии с

современным осадконакоплением на материковых окраинах континентов, в разрезе которых выделяются формации шельфа, континентального склона, подножия и абиссальной равнины.

Южные и западные районы Сибирской платформы испытали качественно отличную историю развития. По набору формаций и характеру проявления вулканизма Байкало-Патомская и Енисейско-Туруханская зоны характеризуют рифтогенный этап развития Сибирской протоплатформы.

Так, например, если для начального этапа формирования среднерифейского комплекса бассейн осадконакопления на юге и востоке платформы (Байкало-Патомская складчатая область и Учуро-Майский район) не выходил за пределы Патомского и Юдомо-Майского прогибов, распространяясь при этом за пределы северо-восточной части СССР, то позднее он охватывает и склоны Алданского щита, при этом в Учуро-Майском районе, начиная с корпинского времени, а на западе в пределах Байкало-Патомского рифта — главным образом в заключительные этапы среднерифейского развития.

4. В строении рифейских отложений южных и западных разрезов наблюдаются определенные различия.

На Енисейском крыже, в его северо-восточном районе разрез чингасанской серии сложен мощными терригенными толщами (флиш), тогда как карбонатные отложения Байкало-Патомской области относятся к среднему рифею и юдому. Это указывает на то, что в пределах Енисей-Туруханского района проявились в это время дифференцированные сводово-глыбовые восходящие движения, тогда как в Байкало-Патомском районе продолжали существовать унаследованные от среднерифейского времени спокойные нисходящие движения.

Таким образом, в рифейское время на территории Сибирской платформы формировались два принципиально различных типа осадочных бассейнов: периконтинентные (материковых окраин континентов) по восточной и, видимо, северной периферии протоконтинента и связанные с ними внутриконтинентные осадочные бассейны континента и рифтогенные на юге и западе его. При этом развитие каждого из указанных типов бассейнов происходило дифференцированно. Так, Байкало-Патомский рифтовый бассейн дважды пережил складчато-глыбовые восходящие движения: в конце верхнего рифея (ушаковская свита западного Прибайкалья) на юге и в конце нижнего ордовика (суринская свита) на территории Патомского нагорья (В.Ф. Горбачев, 1965, 1968 гг.).

Строение верхнепалеозойско-мезозойского комплекса

В поле развития верхнепалеозойско-мезозойского комплекса все известные (открытые) залежи УВ приурочены к образованиям перми и мезозоя, поэтому основные перспективы газонефтеносности связаны с этими отложениями.

Пермские отложения имеют широкое распространение в рассматриваемом районе. Их выходы известны в Хараулахе, Орулгане, Западном Верхоянье, в Сетге-Дабане, в Яно-Сугуйской зоне и вскрыты скважинами в Вилкойской синеклизе.

Пермские отложения делятся на два отдела.

Нижнепермские породы повсеместно распространены в Верхоянской антиклинальной зоне, в районе Оленекского поднятия и по геофизическим данным простираются в Вилюйскую синеклизу.

В Хараулахе они выделяются в объеме верхоянской свиты, сложенной темно-серыми алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с пластами серых мелкозернистых песчаников. Мощность свиты на широте р. Чубукулах увеличивается с запада на восток от 500 до 2500 м. Свита залегает с перерывом на отложениях среднего карбона или нижнего палеозоя.

В северной части Орулгана нижнепермские отложения выделяются в объеме унгуохтахской и халджинской свит. Аналогом унгуохтахской свиты на юге Орулгана является мегенская и эчийская свиты.

Унгуохтахская свита — это ритмично чередующиеся темно-серые глинистые и песчаные алевролиты с резкими прослоями серых мелко- и среднезернистых песчаников мощностью 1000—1200 м.

Мегенская свита (250—500 м) — преимущественно песчаники, а эчийская (200—300 м) — аргиллиты и алевролиты. Мощность свит увеличивается с запада на восток.

Халджинская свита выделяется и в южной части Орулгана. Восточный склон Орулгана характеризуется преобладанием в разрезе свиты алевролитов и аргиллитов, западный — песчаников. Мощность свиты увеличивается от 400 до 1000 м в восточном направлении.

В Западном Верхоянье, по данным В.Н. Андрианова (1966 г.), нижнепермские отложения подразделяются на кыгылтасскую, эчийскую, хабахскую и тумаринскую свиты. В кыгылтасской свите (до 600 м) преобладают песчаники, в эчийской, мощность которой увеличивается от 400 до 1200 м в северо-восточном направлении, — алевролиты и аргиллиты. Хабахская свита сложена серыми и светло-серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями темно-серых алевролитов, мощность ее 350—500 м. Тумаринская свита мощностью 1000—1200 м в нижней части (300—400 м) включает темно-серые алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников, а в верхней (700—800 м) — песчаники и ритмично переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники.

В Сетте-Дабане разрез нижнепермских отложений представлен преимущественно алевролитоглинистыми породами, мощность которых достигает 2500 м.

В районе Оленекского поднятия песчано-глинистые нижнепермские отложения с перерывами залегают на нижнепалеозойских отложениях, имеют непостоянную мощность и ритмичное строение.

Таким образом, общая картина распространения нижнепермских отложений по мощностям и составу представляется в следующем виде. Зона максимальных мощностей приурочена к осевой части современного Верхоянского хребта и его северо-восточному склону. В этой части мощность отложений порядка 2400—4000 м. К западу мощность осадков значительно сокращается и достигает 1200—1400 м во внутренней зоне Предверхоянского прогиба.

Наиболее глубоководные условия в бассейне были в среднеартинское время, когда трансгрессия достигла своего максимального развития и на Верхояно-Колымском участке бассейна отлагались глинистые илы большей мощности. Эти илы отличались высоким

содержанием ОВ, которое определило резковосстановительную среду захороняющихся осадков в период их диагенетического преобразования.

В направлении с востока на запад тип отложений меняется: глубоководные осадки переходят в мелководные, сформировавшиеся в прибрежно-морских условиях.

Верхнепермские отложения широко распространены в Верхоянской антиклинальной зоне и вскрыты скважинами глубокого бурения на структурах Хапчагайского поднятия, что характеризует их в центральной части Вилуйской синеклизы.

По этим данным, пермские отложения присутствуют лишь в восточной части Вилуйской синеклизы, где они перекрываются толщей мезозойских отложений и погружены на глубины от 1 до 5—6 км. Мощность их меняется от 700 до 1500 м. Максимальные мощности приурочены к осевой части Линденской впадины, к бортовым частям синеклизы пермские отложения выклиниваются. По литологическому составу вскрытая в пределах Хапчагайского мегавала часть верхнепермских отложений сопоставляется с разрезами верхней перми Западного Верхоянья, Хатангской впадины и юго-восточной части Тунгусской синеклизы.

Наибольшая мощность верхнепермских отложений (1600 м) вскрыта Средневилуйской скв. 22, где в интервале глубин 4250—4300 м предполагается граница верхне- и нижнепермских отложений. Этот разрез выбран в качестве опорного для верхнепермских отложений Вилуйской синеклизы.

По данным И.И. Голубевой и В.В. Граусман, пермские отложения, вскрытые Средневилуйской скв. 22, по литологическим и палинологическим данным расчленены на следующие толщи (снизу вверх): мохоголохская, хомустахская, харыйасская, кюндейская, тарагайская. Возраст мохоголохской толщи по палинологическим спектрам определен как нижний отдел — низы верхнего отдела пермской системы. Представлена толща сероцветными песчаниками, переслаивающимися с маломощными пачками алевролитов и аргиллитов, встречаются пласты угля мощностью 1—2 м.

Хомустахская толща также характеризуется переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами и содержит значительное количество угольных пластов мощностью от 0,5 до 4 м.

Перекрывающие ее харыйасская и кюндейская толщи — безугольные. Для них характерны чередующиеся песчаники и алевроглинистые породы. В основании харыйасской толщи отмечается прослой конгломерата мощностью 0,25 м.

Завершает разрез тарагайская угленосная толща, также представленная песчаниками, алевролитами и глинами, но отличающаяся от нижележащей толщи грубозернистостью песчаников.

Верхнепермские отложения Верхоянского хребта в нижней части представлены песчаниками и алевролитами флишеидного, а в верхней — песчано-глинистыми породами, угленосными на западном склоне.

В пределах Хараулаха и северной части Орулгана верхнепермские отложения выделяются в хараулахскую свиту. В Хараулахе в нижней и верхней частях свиты преобладают аргиллиты и алевролиты, а в средней — песчаники. Мощность свиты в Хараулахе с запада на восток увеличивается от 1200 до 1500 м.

В Орулгане нижняя часть свиты (1000 м) преимущественно песчанистая, верхняя (800—1000 м) — алевролито-песчанистая. В южной части Орулгана верхнепермские отложения выделены в сюренскую и дулгалахскую свиты. Сюренская свита представлена серыми и светло-серыми полимиктовыми песчаниками, темно-серыми алевролитами и пачками чередующихся аргиллитов, алевролитов и песчаников. Дулгалахская свита мощностью 800—1200 м в нижней части сложена темно-серыми аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, а в верхней — мелко- и среднезернистыми граувакковыми песчаниками.

В Сетте-Дабане верхнепермские отложения сложены преимущественно серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками и песчанистыми алевролитами. Мощность отложений порядка 2200 м.

В позднепермское время зона максимального накопления осадков (до 3000—3500 м) постепенно смещается на северо-восток и восток в район верховья р. Колымы. В западном направлении мощность осадков сокращается. Сравнительно глубоководные осадки сменяются прибрежными и лагунно-континентальными, которые были распространены на площади Предверхоанского прогиба и Виллойской синеклизы.

Общая мощность осадков, отложившихся за пермское время в пределах рассматриваемого бассейна, 5000—7000 м. Они почти повсеместно залегают с угловым несогласием на нижнекаменноугольных и более древних породах палеозоя. Максимальные мощности пермских отложений приурочены к осевой зоне современного Верхоанского хребта (нижняя пермь) и Яно-Колымскому междуречью (верхняя пермь). Видимо, это области древнего континентального склона и подножия Индигиро-Виллойского палеобассейна, т. е. зоны максимальных скоплений ОВ.

Отложения триасовой системы представлены нижним, средним и верхним отделами. Нижний триас подразделяется на индский и оленекский ярусы. В Предверхоанском прогибе и Виллойской синеклизе индскому ярусу отвечает нижнекельтерская и таганджинская свиты мощностью 80—130 м пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с филлоподами, брахиоподами и остатками растений, а оленекскому — мономская (40—160 м), преимущественно аргиллитовая с двустворками и амоноидеями. Отложения нижнего триаса залегают на породах верхней перми без перерыва в осадконакоплениях.

Индское море относилось к шельфовому типу. В нем отлагались преимущественно песчано-глинистые илы, алевролитовые, песчаные и глинистые осадки. Выявляется определенная закономерность в смене литолого-фациальных типов пород с востока на запад. Яно-Колымская зона характеризуется условиями открытого моря. В бассейнах рек Яны, Индигирки и Колымы — наиболее прогибающейся части шельфа — наблюдались максимальные мощности осадконакопления и наиболее тонкозернистые глинистые осадки. В Виллойской синеклизе господствовали лагунно-континентальные условия осадконакопления. Здесь пестроцветные чередующиеся пески, алевролиты, глины встречаются зеленоватые и серые разности.

В оленекский век увеличилась площадь, занятая осадками более глубокой, нижней части шельфа, представленными глинистыми и илистыми осадками, с незначительным участием песков. В Виллой-

ской синеклизе устанавливаются более мористые условия, что вызывало в некоторых интервалах накопление глинистых осадков.

Среднетриасовая эпоха — это начало регрессии моря. Море покинуло значительную часть Верхоянья и Предверхоаянья. В Вилюйской синеклизе в условиях прибрежной низменности накапливались преимущественно граувакково-кварцевые пески с прослоями и линзами алевролитов, глин, галечников и гравия.

В Хараулахских горах в условиях мелководного шельфа отлагались пески, алевролиты и глины, чередующиеся друг с другом. В Яно-Колымской зоне продолжали накапливаться серые и темно-серые алевролитоглинистые осадки с многочисленными терригенно-карбонатными и фосфатными конкрециями.

Среднетриасовые отложения в Верхоянье, в Предверхоаянском прогибе и Вилюйской синеклизе на ярусы почти не расчленяются. Условно это прибрежно-морские и лагуно-континентальные песчано-глинистые отложения с растительными остатками, объединенные в толбонскую свиту.

В Вилюйской синеклизе в центральной части прогиба толща пород между мономской свитой и аргиллитовой толщей верхнего лейаса составляет средне-верхнетриасовый комплекс, сложенный в основном песчаниками с редкими прослоями глинистых пород.

Позднетриасовая эпоха характеризуется обширной морской трансгрессией, распространившейся на всей территории Якутии и достигшей максимума во второй половине артинского века. В рэтский век начинается регрессия моря.

В артинский век в Верхоянье, Джугджуре, Лено-Анабарском прогибе устанавливаются условия открытого шельфового моря.

Условия глубокого шельфа были в Яно-Колымской зоне, где накапливались глинистые илы большой мощности (1000—2000 м и более).

К западу, по направлению к Верхоянскому хребту, сплошные толщи глинистых пород сменяются толщами переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Отложения такого же типа прослеживаются в Лено-Анабарской депрессии, Хараулахских горах, в хребте Кулар, на восточном склоне Орулганского хребта и территории Восточного Верхоянья. Далее к западу и юго-западу, в пределах Верхоянья происходит смена отложений неритовой зоны прибрежно-морскими, преимущественно песчаными отложениями. В этом же направлении уменьшаются и мощности отложений. Еще западнее в Предверхоаянском прогибе и Вилюйской синеклизе осадконакопление происходило в условиях лиманов, дельт, алювиальной, прибрежной равнины с болотами, озерами и старицами.

В триасовое время происходило накопление относительно глубоководных осадков в Верхоянье и Яно-Колымской зоне, а в направлении к западу — мелководных, прибрежно-лагунных. За триасовое время максимальные мощности отложений накопились в Яно-Колымской зоне. Мощность триасовых отложений, характеризующая глубину погружения, в наиболее подвижных зонах доходила до 8000—9000 м.

На площади Вилюйской синеклизы, Предверхоаянского прогиба, Верхоянья выделяются три отдела юрской системы.

В Вилюйской синеклизе и во внешней зоне Предверхоаянского прогиба юрские отложения погружены на 3000—3100 м и перекрыты 176

вают триасовые со следами размыва. В бортовых зонах Вилюйской синеклизы юрские отложения залегают на размытой поверхности палеозойских образований. Нижняя юра делится на геттангский, синемюрский, плинсбахский и тоарский ярусы.

Отложения геттангского и синемюрского ярусов восточнее рек Лены и Алдана представлены нормально-морскими фациями, а в Предверхоянском прогибе и Вилюйской синеклизе они замещаются прибрежно-морскими, лагунными и дельтовыми фациями.

Нижняя юра на территории Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба представлена морскими, прибрежно-морскими и континентальными фациями. В центральной части Вилюйской синеклизы, на Хапчагайском поднятии нижнеюрские отложения — это прибрежно-морские фации, включающие песчаники, алевролиты и аргиллиты. Они выделяются в объеме нижнего, среднего и верхнего лейаса.

Граница между юрскими и триасовыми отложениями проводится по смене грубозернистых песчаников бегиджанской свиты более тонкозернистыми отложениями нижней юры. В центральной части синеклизы эта граница проводится условно по подошве аргиллитовой пачки мощностью 10–15 м, четко прослеживающейся на каротажных диаграммах. Мощность отложений на Хапчагайском поднятии 210–300 м.

В западной части Вилюйской синеклизы лейасовые отложения представлены аллювиальными песками кварцевого и кварц-полевошпатового состава, среди которых широко распространены мало-мощные линзы гравелита, мелкогалечного конгломерата, рассеянной гальки.

В северной ветви Предверхоянского прогиба накопилась толща, состоящая внизу из разнозернистых кварцевых песчаников с линзами конгломератов и сверху из алевролитов и аргиллитов общей мощностью более 200 м.

В Верхоянье в прибрежно-морских условиях накапливаются пески и илы с незначительной примесью гравийного материала.

В Яно-Колымской зоне шло накопление алевролитовых и песчаных илов, а восточней этой зоны формировались толщи более глубоководных глинистых илов.

В плинсбахский век усиливается морская трансгрессия, которая захватывает низменные пространства Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба. У юго-восточного борта Вилюйской синеклизы накопились толщи мелкозернистых, полевошпат-кварцевых песчаников. Западнее Якутска отлагались известковистые пески, глины и алевролиты с прослоями глинистых известняков и мергелей, а на широте Жиганска — пески и алевролитово-глинистые илы. В Верхоянье и Предверхоянском прогибе в мелководных условиях происходило накопление песков и глин при преобладании первых. В условиях открытого морского бассейна осаждались глины в Яно-Колымской зоне, являющейся областью максимальных мощностей плинсбахских отложений. В этой толще наблюдается и повышенное содержание ОВ.

В тоарский век еще более, чем в предыдущий, усиливается морская трансгрессия. Продвижение моря на запад вызвало накопление глинистых осадков почти на всей площади Вилюйской синеклизы.

В центральной части (Хапчагайское поднятие) мощность тоар-

ских отложений 40—65 м, представлены они черными и темными аргиллитами и плотными глинами с редкими прослоями алевролитов. Для толщ наиболее характерны каолинит-гидрослюдаисто-хлоритовые глины с примесью смешаннослойных разбухающих минералов, слабоуплотненные, реже аргиллитоподобные, выдержанные мощности и однородный глинистый состав.

В западной части Вилюйской синеклизы в тоарской толще выделяются две пакки: нижняя (40 м), сложенная темно-бурыми алевролитами, и верхняя (10—15 м), представленная алевролитовыми песками, тонкозернистыми известковистыми песчаниками. Северная часть Предверхоянского прогиба, как прилегающая часть Вилюйской синеклизы, характеризуется повсеместным распространением глинистых отложений. В бассейне р. Алдан и на территории Верхоянья накапливались алевролитовые и песчаные морские отложения с небольшим содержанием глины.

Наиболее глубоководная часть располагалась в Яно-Колымской зоне, где отмечаются глинистые осадки мощностью до 400 м. Тоарский бассейн характеризовался нормальной соленостью, обилием ОВ и резковосстановительными условиями, о чем свидетельствует обилие пирита.

В среднеюрскую эпоху начинается заметное сокращение морского бассейна, который характеризовался повсеместными мелководными условиями. К концу ааленского века площадь бассейна сокращается за счет южного борта Вилюйской синеклизы и внешней юго-западной части Предверхоянского прогиба. В северной части Предверхоянского прогиба в конце ааленского вала осадконакопление имело континентальный характер. Здесь отлагались пески с гравием и галечниками. Среднеюрские отложения в центральной части Вилюйской синеклизы (Хапчагайское поднятие) — это прибрежно-морские образования. По своему облику они очень близки верхнеюрским, и границу между ними установить трудно.

На территории Верхоянья в прибрежно-морских условиях отлагались пески с примесью гравийного и галечного материала. Лишь в верховьях рек Индигирки, Томпо и в низовьях Лены находились зоны преимущественного накопления глины. На всей остальной территории накапливались песчано-глинистые отложения, представленные ритмически чередующимися толщами с преобладанием песчаников.

В байосский и батский века обмеление бассейна возрастает. В западной части Вилюйской синеклизы развиваются континентальные песчано-алевролитовые осадки с маломощными прослоями углей. Море отступает на восток, береговая линия его совпадает с западной границей Предверхоянского прогиба.

В Предверхоянском прогибе и Верхоянье аккумулируется песчано-глинистый материал, слагающий толщи ритмично чередующихся алевролитов, песков и глин мощностью 180—200 м. В северной ветви Предверхоянского прогиба отлагались глинисто-алевролитовая толща мощностью 60—70 м. На месте будущего Верхоянского хребта возникает ряд разобщенных поднятий. Глубины среднеюрского моря не превышают 40—50 м.

Для позднеюрской эпохи характерно сокращение областей морской седиментации. Вилюйская синеклиза и Предверхоянский прогиб в келловее представляли собой низменные, аккумулятивно-аллювиальные равнины. В центральной части Вилюйской синеклизы вер-

хойанские отложения представлены песчано-глинистой толщей, с преобладанием песчаных отложений и значительным количеством угольных прослоев. Вскрытые бурением на Хапчагайском поднятии, они делятся на три свиты: нижневиллойскую, марыкчанскую и бергенскую.

Нижневиллойская свита сложена светло-серыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов, с линзами и прослоями углей, с многочисленными включениями обугленных остатков. Мощность свиты 115—230 м.

Марыкчанская свита перекрывает отложения нижневиллойской свиты и представлена чередующимися плотными глинами и аргиллитами с алевролитами и песчаниками. Породы свиты обогащены углистым материалом, часты линзы и пласты гумусовых и сапропелевых углей.

Для свиты характерна невыдержанность пластов по простиранию. Мощность ее на Хапчагайском поднятии 105—160 м — максимальная для Виллойской синеклизы.

Бергенская свита представлена угленосными отложениями, имеющими на Хапчагайском поднятии мощность 250—350 м. Это в основном песчаники, чередующиеся с алевролитами и аргиллитами, с многочисленными углистыми пропластками.

В северной части Предверхойанского прогиба образовалась толща слабоугленосных отложений мощностью 70 м. Это разнородные и неяснослоистые песчаники.

Между возникшей Верхоянской сушей и Колымским срединным массивом продолжала существовать область морского осадконакопления. Отложения здесь представлены толщами ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Встречаются прослои глинистых известняков, гравелитов и конгломератов. Восточнее в направлении к Колымскому массиву терригенные песчано-алевролитовые отложения резко сменяются вулканогенными и осадочно-вулканогенными.

Центры осадконакопления в келловейское время перемещаются на территорию Колымского массива, в южную и юго-западную части, где мощности осадков составляют 1000—1300 м.

В оксфорд-кимериджскую эпоху продолжается разрастание низменной суши к востоку от Верхоянья. На территории Виллойской синеклизы в условиях заболоченной озерно-аллювиальной равнины продолжается накопление угленосных осадков.

В пределах северной ветви Предверхойанского прогиба угленасыщенность развитых там формаций значительно снижается. Мощность угленосных отложений в Предверхойанском прогибе максимальная: в восточной его части — 200—260 м, в низовьях Виллы — 300 м, в северной ветви прогиба — 300—400 м. К западу и югу мощность их снижается, и отложения полностью выклиниваются к стабильным участкам Сибирской платформы. К низовьям Лены угленосные отложения сменяются морскими.

Центр осадконакопления перемещается к Колымскому массиву, который становится областью осадочно-вулканогенной седиментации. В волжский век усиливаются поднятие Верхоянского хребта и погружение северной части Предверхойанского прогиба и восточной окраины Верхоянья, в пределы последних вновь вторгается море.

На площади Виллойской синеклизы по-прежнему продолжается

накопление угленосных осадков, максимальная (до 600 м) мощность которых отмечается в центре Вилуйской синеклизы.

Непосредственным продолжением условий осадконакопления, существовавших в позднеюрское время, являются типы ландшафтов, климатические условия и органический мир раннемеловой эпохи.

В пределах интересующего нас бассейна морские нижнемеловые отложения развиты лишь на севере Якутии, остальные площади были областями континентального осадконакопления.

Характеристика строения осадочных бассейнов Сибирского континента

Как справедливо указывает В.Е. Хаин, древние платформы представляют собой обломки первичных континентальных плит гораздо большего размера, когда-то их объединяющих. В позднем докембрии (1,4—0,8 млрд. лет назад) плиты начали распадаться, между ними заложилась новые океанические области. На этапе формирования рифейских осадочных бассейнов характерным являлся рифтогенез.

В формировании рифтогенных структур выделяются два эволюционных ряда: полный и неполный. Под полным понимаются последовательные этапы процесса от заложения рифта на материковой коре до образования срединно-океанических хребтов на океанической коре и последующего затухания процессов рифтогенеза.

Если по каким-либо причинам, связанным с процессами в верхней мантии, дальнейшее развитие прекращается, то в результате формируется неполный эволюционный ряд. В качестве примера неполного эволюционного ряда могут служить авлакогены Русской платформы, геосинклинальные трогги (палеоавлакогены) Сибирской платформы, грабены Зауралья и Западной Сибири.

В геологической истории Сибирского протоконтинента, существовавшей формированию Байкало-Патомской и Урало-Енисейской рифтовых систем, на фоне полициклического развития Евразийского континента, могут быть намечены эпохи тектонических активизаций с растягивающими геодинамическими напряжениями. Первая на рубеже 3000 ± 100 млн. лет проявилась в раздвижении протоконтинента и утонении земной коры в районах будущего обрушения. Вторая (1900—1600 млн. лет) характеризовалась образованием сводовых поднятий (Байкальского и Волго-Енисейского) и последующим рифтогенезом. С началом обрушения (рифтинга) происходило формирование осадочных бассейнов рифтогенного типа.

Рифтогенные структуры окраин Сибирского континента

На Сибирской платформе отложения рифтогенных структур представлены образованиями рифея и в меньшей степени венда. Они имеют преимущественно терригенно-карбонатный состав и по продолжительности накопления являются неравноценными, почти повсеместно разделенными несогласиями. Если рифейские отложения характеризуют начальную и зрелую стадию рифтогенеза, то формирование вендского комплекса отвечает заключительной стадии рифтогенеза.

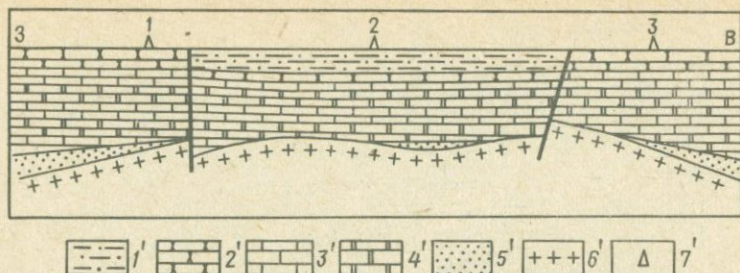


РИС. 63. СХЕМАТИЧЕСКИЙ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ К КОНЦУ ВЕНДСКОГО ВРЕМЕНИ.

1' — отложения тунгусской серии; отложения кембрийской системы: 2' — сульфатно-карбонатно-терригенные, 3' — доломиты, 4' — известняки, 5' — терригенные породы; 6' — фундамент платформы; 7' — поисково-разведочные скважины (1 — Куюмбинская, 2 — Ванаварская, 3 — Среднеботубинская)

Область Сибирской платформы к концу вендского времени стабилизировалась, вступив в платформенный этап развития (рис. 63).

Байкало-Патомская рифтовая зона на юго-западном фланге и в центральной части соответствует структуре и простиранию разновозрастных складчатых зон. На Монгольском участке С.М. Замаев и В.В. Ружич фиксируют субмеридиональные простирания, устаревшие в протерозое: в Тункино-Мондинской зоне — субширотные, оформившиеся с позднего архея; в средней, собственно байкальской части рифта преобладают северо-восточные простирания структурных форм, заложившихся в раннем докембрии. Севернее оз. Байкал рифтовая зона соответствует Байкало-Патомской складчатой области и ограничена с запада и востока древними разломами северо-восточного и субширотного простирания.

Байкало-Патомская складчатая область, ограниченная с юга раннепалеозойскими складчатыми сооружениями Алтае-Саянской области, в строении которой принимают участие главным образом мощные протерозойские и рифейские осадочные и осадочно-вулканогенные образования, послужила А.Д. Архангельскому и Н.С. Шатскому тектонотипом для выделения байкальской эпохи складчатости. Большинство исследователей рассматривают Байкальскую складчатую область в качестве типичных байкалид, завершивших геосинклинальный этап развития с прорывом гранитоидных батолитов перед кембрием по Л.И. Салопу, или перед вендом, по К.А. Клитину. В пределах этой области ими выделяются внутренняя эвгеосинклинальная зона и внешняя — Патомская зона, соответствующая позднепротерозойской миогеосинклинали или перикратонному прогибу Сибирской платформы. В последнее время работами В.Г. Куцева с позиции тектоники литосферных плит показано, что Байкальская складчатая область развивалась по принципу зон сочленения тихоокеанского типа: континент — островная дуга — желоб — океаническая плита; в среднем протерозое началась субдукция по ранее существовавшему трансформенному разлому, т. е. осуществлялся механизм андийского типа, не получивший полного развития; в позднем протерозое (рифее) эволюция шла вновь по кордильерскому типу с полным развитием экзогеосинклинали.

Анализ данных по строению рифейских, вендских и нижнепалеозойских отложений (рис. 64, 65), развитых как в пределах Байкало-



РИС. 64. СХЕМАТИЧЕСКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (СОСТАВИЛ В.Т. РАБОТНОВ, 1971 г.):

1 — песчаники; 2 — аргиллиты и сланцы; 3 — доломиты; 4 — известняки; 5 — глинистые доломиты; 6 — глинистые известняки; 7 — фундамент; 8 — хемогенные отложения

Патомской складчатой области, так и в Непско-Ботуобинском районе и на западном склоне Алданской антеклизы, не позволяет в настоящее время признать доказанными "классические" представления о геосинклинальном развитии рассматриваемой территории, пережившей главные складчатые деформации перед кембрием, или тем более перед вендом. Трудно также согласиться с В.Г. Кушевым, что для территории современной Байкало-Патомской складчатой области на рифей-вендском этапе развития можно выделить континент — островную дугу — желоб — океаническую плиту с проявлениями субдукции литосферных плит. Как видно из рис. 64, 65, разрезы рифейских и вендских отложений Непско-Ботуобинского района и запад-

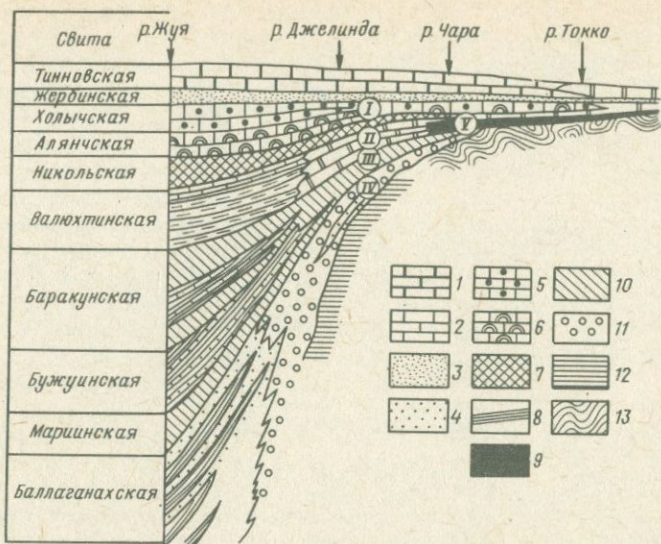


РИС. 65. СХЕМАТИЧЕСКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРЕЗ ВОСТОЧНУЮ ОКРАИНУ ПАТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ И ЗАПАДНЫЙ СКЛОН АЛДАНСКОГО ШИТА (ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ). СОСТАВИЛИ Н.М. ЧУМАКОВ И В.А. КОМАР, 1959 г.

1 — битуминозные кавернозные известняки, доломиты и их брекчии; 2 — водорослевые доломиты; песчаники: 3 — глауконитовые, 4 — кварцево-полевошпатовые метаморфизованные; известняки: 5 — оолитовые, реже водорослевые, песчанистые, 6 — афанитовые водорослевые, реже оолитовые; 7 — тонкослоистые известняково-глинистые сланцы и мергели; 8 — глинистые и филитовидные сланцы; 9 — чередующиеся доломиты и песчанистые доломиты, доломитовые песчаники и песчаники на западе, сливные песчаники с конгломератами в основании на востоке; 10 — темно-серые пахучие кристаллические и афанитовые известняки, часто онколитовые, известняковые (на востоке доломитовые) сланцы; 11 — конгломераты; 12 — кварциты и кристаллические сланцы; 13 — гнейсы и граниты

ного склона Алданской антеклизы построены идентично и могут быть интерпретированы как разные фланги одной структуры — Байкало-Патомской рифейско-вендской рифтовой зоны. Этот вывод вполне соответствует выводам Е.Е. Милановского [25, с. 247] о том, что "...корни" рифтогенеза, как геологического процесса, уходят в глубокое прошлое; структуры принципиально сходные с современными материковыми рифтовыми зонами, возникали и развивались в течение всего фанерозоя и позднего протерозоя (т. е. на протяжении по крайней мере последней трети истории Земли), а тектонические зоны, приближающиеся к ним, по некоторым признакам ("палеоавлакогены"), формировались уже в раннем и среднем протерозое. Вместе с тем интенсивность и распространенность явлений, объединяемых под общим названием рифтогенеза, во времени существенно изменялись. Резкое усиление процессов рифтогенеза и расширения арены их проявления произошло в конце палеозоя — мезокайнозоя.

Для рифтовых зон многих типов в отличие от ранее существо-

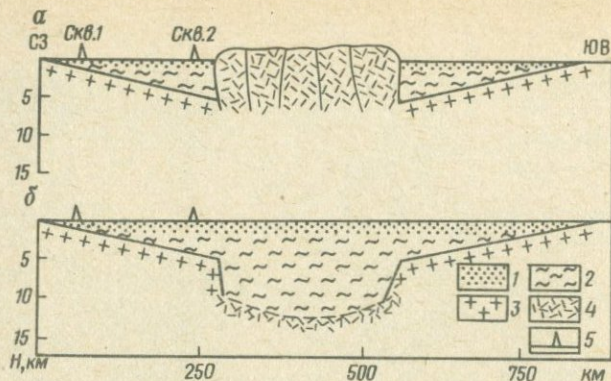


РИС. 66. СХЕМАТИЧЕСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ.

а — современный, *б* — на конец вендского времени.

Отложения: 1 — венда, 2 — рифей; кора: 3 — континентальная, 4 — океаническая; 5 — поисково-разведочные скважины (скв. 1 — Среднеботубинская, скв. 2 — Мурбайская)

вавших представлений в последнее время становится очевидной значительная длительность их развития, а в ряде случаев — неоднократные повторные проявления рифтообразования в пределах одних и тех же зон". Это положение несомненно находит свое подтверждение и на материалах Байкало-Патомской рифтовой зоны. Здесь рифтогенез проявился в рифее (рис. 66). Рифтовая структура существовала, по нашим данным, до конца ордовика, суринского времени. Повторный рифтогенез приурочен к мезозою и позднему кайнозою, геоморфологически выражен и в настоящее время (Байкальский рифт).

Последнее подтверждается также и материалами С.М. Замараева, В.В. Ружича, А.М. Мазуказова и др. 1977 г., которые указывают, что простирание современных рифтовых впадин и сопряженных с ними поднятий Байкальской рифтовой зоны удовлетворительно согласуются с ориентировкой главных докайнозойских структурно-складчатых зон и глубинных разломов.

Разрез осадочных образований, выполняющих Байкало-Патомскую рифтовую зону, построен следующим образом.

По данным Л.И. Салопа 1964 г. рифей подразделяется на серии: баллаганакскую, кадаликанскую и бодайбинскую.

В Приленской зоне осадки баллаганакской серии представлены конгломератами, гравелитами, кварц-палевошпатовыми, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, реже — глинистыми сланцами и алевролитами, объединяемыми в баллаганакскую подсерию. Аналогичный набор осадков фиксируется и в северной части Бодайбинского прогиба — Жуинской зоне. По своему характеру баллаганакская подсерия несколько напоминает раннюю молассу, отличаясь от нее большей фациальной устойчивостью, отсутствием континентальных отложений, наличием грубообломочных осадков только в нижней части разреза; для пород типичны хорошая отсортированность клас- тического материала, правильная слоистость и часто грубая рит-

мичность. По этим признакам эти отложения отнесены Л.И. Салопом к грубому и частично дикому флишу. Мощность толщи оценивается в 3500—4000 м. Баллаганакская подсерия в Момско-Витимской зоне Бодайбинского прогиба отличается тем, что в ней отсутствуют конгломераты, песчаники хорошо отсортированы; она содержит значительно больше алевролитов, в верхней части появляются прослой карбонатных пород; по характеру ритмичности толщу можно отнести к типичному терригенному флишу.

К югу от Байкало-Витимского поднятия, в так называемом "эвгеосинклинальном поясе", в баллаганакское время накапливалась мощная (до 7500 м в северной части) толща вулканогенных и осадочных пород, относящихся к спилито-кератофировой или терригенно-вулканогенной формации. Количество вулканитов в разрезе не превышает 20 %, уменьшаясь к югу, причем мощность всей толщи также сокращается до 2 км и менее.

В кадаликанское (бурлинское + дабатское) время продолжалось дальнейшее погружение рифта, который заполнялся осадками за счет размыва Байкальского сводового поднятия.

Для всех пород характерны признаки мелководного осадконакопления (косая слоистость, знаки ряби и течения); судя по наличию обогащенных углистым веществом черных известняков и сланцев, отложения первых четырех свит происходило в условиях восстановительной среды, которая затем постепенно менялась до окислительной. Общая амплитуда погружения в это время оценивается величинами до 11 км. В целом вся толща данной зоны напоминает терригенно-карбонатную формацию с гигантскими ритмами.

Несколько отличается от рассмотренных Прибайкальская зона, где в кадаликанское время началось накопление осадков флишеподобной или терригенно-флишеидной формации. В баллаганакское время территория этой зоны представляла собой поднятие и подвергалась размыву и поэтому конгломераты, песчаники и доломиты голоустанской и улунтуйской свит ложатся с угловым несогласием на отложения среднего протерозоя. Залегающие выше тонкослоистые мелкозернистые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы кочергатской свиты напоминают флишевые образования. Общая мощность толщи, известной под названием байкальской серии, достигает 4000 м.

В "эвгеосинклинальном" поясе отложения, синхронные кадаликанской подсерии, подразделены Л.И. Салопом на бурлинский и дабагский подразделы; на севере пояса образования бурлинского подраздела отнесены к флишеидной терригенно-известняковой формации, а на юге — к карбонатной или железисто-доломито-известняковой субформации. Отложения дабатского подраздела фациально весьма неустойчивы; они представлены ритмично-слоистыми глинистыми и глинисто-карбонатными сланцами и алевролитами, часто с мелкой кривой слоистостью бассейнового типа около Байкало-Витимского поднятия, тогда как на удалении преобладают доломиты, известняки, карбонатно-кремнистые и глинистые сланцы нередко с тонкой ритмичной слоистостью.

В Приленской зоне отложения бодайбинской подсерии представлены осадками мелководного моря, обнаруживающими следы внутренних несогласий и перерывов. В Момско-Витимской зоне, цент-

ральной части Бодайбинского прогиба в основании разреза на терригенно-карбонатном флише согласно залегают тонкозернистые кварцевые песчаники и углисто-кремнистые алевролиты с прослоями углистых сланцев, объединяемые в аунакитскую и вачскую свиты. Средняя часть толщи сложена грубослоистыми средне- и крупнозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, гравелитами и граувакками (ангарская свита), а верхняя часть — мелкозернистыми известковистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с редкими горизонтами доломитов (илигирская свита). Мощность толщи составляет до 4750 м. Рассматриваемая толща относится к верхнему терригенному формационному комплексу, который включает следующие формации: 1) углисто-кварцево-песчаниковую (шунгитовую), 2) граувакковую (молассовую) и 3) песчано-доломитовую. На севере Бодайбинского прогиба осадконакопление было угнетенным, здесь выклиниваются отложения свит Момско-Витимской зоны.

Если проследить рифейские отложения вдоль и вкrest простираения прогиба, то устанавливаются не только изменения их фациального и формационного характера, но и значительные колебания мощности. Резкое изменение осадочных толщ отмечается от центральных районов рифта к его флангам. Все свиты последовательно выклиниваются снизу вверх, причем каждая вышележащая свита проникает все дальше в сторону платформы (см. рис. 64, 65).

Таким образом, сопоставление рассмотренных формаций с формациями, выделяемыми в современных рифтовых зонах Земли [15, 25], свидетельствует о том, что они отвечают общей последовательности всех стадий развития рифтогенеза. Следовательно, южную часть Сибирской платформы, включающую территорию Байкало-Патомской складчатой области и заключенную между Непско-Ботубинской и Алданской антеклизмами, необходимо рассматривать как крупный континент-океанический рифт, аналогичный Днепровско-Припятскому на Восточно-Европейской платформе.

Формирование Байкало-Патомского рифта относится к рифейскому времени, когда здесь отлагались мощные терригенно-карбонатные отложения с повышенным содержанием ОВ. Высокие скорости осадконакопления, характерные для рифтовых структур, обеспечивали быструю консервацию ОВ, а следовательно, и повышенные коэффициенты его фоссилизации. Исследования ОВ (А.Э. Которович, Д.И. Дробот, Е.А. Рогозина и др.) показывают, что повышенным его содержанием среди докембрийских и нижнепалеозойских отложений характеризуются рифейские образования. Так, по данным Д.И. Дробота 1974 г., содержание $C_{орг}$ в ушаковской свите в пределах Иркутского амфитеатра составляет 52 % от общего количества $C_{орг}$, находящегося в докембрийских и кембрийских отложениях, а с учетом нижнемошотской терригенной подсвиты эта величина достигает 60 %. Ушаковская свита является верхней толщей рифейских образований, завершающей формирование Байкало-Патомского рифта, поэтому мощность ее по сравнению с нижележащими толщами, как правило, в несколько раз меньше. Поэтому суммарная величина $C_{орг}$, накопившегося в верхнедокембрийских (рифейских) отложениях с учетом мощной до 11–12 км толщи этих образований в Байкало-Патомском рифте, будет значительно превышать 60 %.

Предварительные расчеты масштабов генерации УВ породами осадочного чехла Байкало-Патомского рифта, выполненные В.Ф. Горбачевым, Г.А. Богословской, В.П. Крыловой в 1976 г., показывают, что потенциальные ресурсы этого рифта до проявления каледонской складчатости составляли величину не менее 7–8 трлн. м³ (в пересчете на газ).

Во ВНИГРИ Е.А. Рогозиной, Л.С. Беляевой, Ю.М. Шуменковой в 1978 г. на основе распределения $S_{орг}$ в породах и катагенной преобразованности ОВ дана оценка количества углеводородного газа, генерированного РОВ класса оксисорбосапропелитов Иркутского амфитеатра без учета осадочного чехла Байкало-Патомского рифта. По их данным, средняя удельная генерация УВ отложениями различных литолого-стратиграфических комплексов находится в диапазоне 0,3–0,83 млрд. м³/км³, причем максимальная величина приходится на рифейские отложения (ушаковская свита). Средняя величина удельной генерации не превышает 0,45 млрд. м³/м³.

Учитывая, что средний насыщающий газовый фактор пластовой системы докембрийских и нижнепалеозойских отложений Сибирской платформы для термодинамических условий на разных глубинах их погружения до 3,0–3,5 км составляет 0,84 млрд. м³/м³, следует заключить, что генерировавшийся этими отложениями газ должен был полностью раствориться в воде. Лишь в рифейских отложениях, где величина удельной газогенерации близка к величине насыщающего газового фактора, а в отдельных районах (Приленский) превышает последнюю и составляет, по данным Е.А. Рогозиной, Л.С. Беляевой, Ю.М. Шуменковой, 1,05–1,25 млрд. м³/км³, возможно формирование залежей за счет избыточного газа, выделявшегося из раствора. В результате расчета получаем, что общие прогнозные запасы газа в подсоловом терригенном комплексе за пределами Байкало-Патомского рифта составляют 3,4–6,5 трлн. м³. Эта величина, по-видимому, отражает суммарные прогнозные запасы свободного газа для докембрийских отложений юга Сибирской платформы.

Таким образом, наиболее благоприятными условиями для формирования газовых залежей обладали районы, характеризующиеся повышенными величинами удельной газогенерации. На данной стадии изученности юга Сибирской платформы таким районом является территория, расположенная между Непско-Ботуобинской антеклизой и Байкало-Патомской складчатой областью (северная ветвь Ленского прогиба).

Для этой области характерно резкое увеличение мощностей терригенных отложений юдомского комплекса с преобладанием в разрезе песчаников. Кроме этого, в разрезе осадочного чехла зоны появляются более древние горизонты докембрия.

На перспективы рассматриваемой зоны указывают материалы о положении ее в общей структуре Байкало-Патомского рифта. По данным геофизических исследований, выполненных по профилю пос. Преображенка — пос. Витим, по поверхности фундамента наблюдается погружение его с запада на восток, т. е. в сторону Байкало-Патомской складчатой области (палеорифта) от абсолютных отметок —1200 до —4500 м (рис. 67). При этом на отрезке пос. Преображенка — р. Пеледуй рассматриваемая поверхность залегает практически горизонтально. Восточнее р. Пеледуй эта поверхность испытывает относительно резкое ступенчатое погружение, сопровождающееся

дроблением фундамента. На основании отражающих границ можно заключить, что в осадочном чехле появляются более древние рифейские отложения, возможно, вплоть до нижнерифейских.

Сопоставление разреза рассмотренного участка юга Сибирской платформы с разрезами рифтовых структур Восточно-Европейской платформы и, в первую очередь, с Днепровско-Припятским рифтом показывает, что в современном структурном плане Приленскую зону увеличенных мощностей юдомских и рифейских отложений необходимо рассматривать как сохранившийся фрагмент (северо-западный фланг) рифтовой структуры. В связи с этим перспективы газоносности рассматриваемой зоны вполне сопоставимы с северной прибортовой зоной Днепровско-Припятской рифтовой структуры, где открыто Шебелинское газоконденсатное месторождение, а Пеледуйское поднятие, осложняющее эту зону, аналогичное Шебелинскому поднятию, представляет собой газонефтеоборную площадь.

Формирование газовой залежи на Пеледуйском поднятии обеспечивалось за счет генерации газа в многокилометровой толще рифейских отложений Байкало-Патомского рифта и его вертикальной миграции по терригенным некомпонентным породам, а также в результате выделения в свободную фазу из пластовой системы сингенетичных вмещающих пород.

Перспективы Пеледуйской структуры подтверждаются еще и тем, что в современном структурном плане отражающий горизонт M_2 (мотская свита) испытывает подъем от пос. Преображенка в сторону Байкало-Патомской складчатой области. Данный структурный план был сформирован, как отмечалось нами, в неоген-четвертичное время, когда на юге Восточной Сибири образовалось крупное Байкальское сводовое поднятие, обеспечившее "тектонический переос" . Последнее указывает на то, что существовавшие ранее литологические залежи нефти и газа на северо-западном фланге Байкало-Патомского рифта или на юго-восточном крыле Непско-Ботубинской антеклизы в это время были расформированы, а УВ, заполнявшие эти литологические ловушки, могли аккумулироваться в пределах такой крупной структуры, какой является Пеледуйское поднятие (размеры 200×60 км).

В современном структурном плане Пеледуйская структура по данным геологической съемки, гравиразведки, магнитометрии и дешифрирования космофотоматериалов — валообразное поднятие северо-восточного простирания. В строении поднятия принимают участие отложения нижнего кембрия и верхнего докембрия. Важным обстоятельством является наличие в разрезе нижнего кембрия ангидрито-соленосных отложений, являющихся, как известно, надежными газоупорами. О наличии последних свидетельствуют многочисленные соленосные источники в присводовой части подножия.

Отсутствие надежных геолого-геофизических материалов не позволяет в настоящее время точно оконтурить Пеледуйское поднятие. По данным ВНИИГаза, поднятие протягивается на северо-восток от профиля пос. Преображенка — пос. Витим, вплоть до устья р. Хамра. Оконтурить юго-западную переклинь поднятия в настоящее время не представляется возможным из-за отсутствия качественных космофотоснимков и геофизических исследований.

В связи с этим строение Пеледуйского поднятия может быть представлено в двух вариантах (см. рис. 67). По первому варианту выполненный геофизический профиль пос. Преображенка — пос. Витим пересек Пеледуйское поднятие примерно в присводовой части и структура будет продолжаться на юго-запад почти на такое же расстояние, что и от пос. Витим на северо-восток. По второму варианту сейсмический профиль пересек структуру в ее юго-западной периклинальной части, тогда свод поднятия находится примерно в 25—30 км северо-восточнее линии профиля.

Анализ геологического развития рассматриваемой территории показывает, что к концу нижнего ордовика (время завершения формирования рифта) отложения джербинской свиты и нижележащих отложений рифея были погружены на глубину более 2,5 км, в связи с чем ОБ этих осадков реализовало все свои нефтегазогенерирующие возможности.

Предварительные данные о строении осадочных пород исследуемой территории показывают, что Пеледуйское поднятие было сформировано в конце нижнего ордовика (суринское время) в результате формирования Байкало-Патомской складчатой области. По нашим исследованиям на последующих этапах развития юга Сибирской платформы строение Пеледуйского поднятия усложнялось, но в целом имело поступный, т. е. конседиментационный, характер.

Таким образом, приведенные данные вполне убедительно свидетельствуют о том, что Пеледуйское поднятие представляет собой наиболее перспективный район на юге Восточной Сибири и, следовательно, должен рассматриваться как первоочередной объект поисково-разведочных работ по расширению сырьевой базы газовой промышленности.

Следует подчеркнуть, что при благоприятных структурных условиях и по аналогии с Шебелинским газоконденсатным месторождением залежь Пеледуйского поднятия должна быть массивной. Кроме того, следует иметь в виду, что не исключена возможность наличия нефтяной оторочки и вообще вскрытия нефтегазовой залежи.

Открытие газового месторождения на юге Сибирской платформы позволит расширить, укрепить сырьевую базу газовой промышленности и решить проблему транспорта газа на Дальний Восток и за его пределы. Общие затраты на рекомендуемый объем геолого-геофизических работ будут незначительными, а открытие газового месторождения и использование его газа в народном хозяйстве дадут значительный экономический эффект.

Енисейская рифтовая зона включает с юга на север Енисейский кряж, Туруханское и Игарское краевые поднятия. О природе указанных структур в настоящее время однозначного мнения не существует. Т.Н. Спижарский, Г.И. Кириченко, В.И. Драгунов и др. рассматривают данные структуры как части байкальской (геосинклинальной) складчатой системы или области; Ю.А. Косыгин, К.С. Луцицкий, В.А. Соловьев и другие выделяют их в особый тип — перикратонные опускания; а К.В. Боголепов, В.Е. Хаин, О.К. Баженова, И.В. Высоцкий и др. определяют как авлакогены.

Изучение разреза и магматизма указанных структур свидетельствует о том, что их необходимо классифицировать как часть (восточный фланг) некогда существовавшего единого Урала-Енисейского рифта. Этот вывод, кроме набора формаций, магматизма, характер-

ного для рифтовых зон [15, 25], подтверждается также и результатами И.С. Вахромеева, И.С. Огааринова, Г.С. Сенченко и др. 1977 г. по изучению палеовулканизма, особенностям глубинной структуры и эволюции геодинамических условий на Южном Урале. Эти исследования отмечают, что тектоно-магматическую деятельность рифейско-вендского времени на территории южно-уральской области необходимо рассматривать в качестве подготовительной к формированию палеозойской геосинклинали. В эту эпоху, как они подчеркивают, на Южном Урале закладываются субмеридиальные тектонически ослабленные зоны со специфическим магматизмом, переходным от платформенного к геосинклиальному. На месте этих зон в палеозое и развевтывается геосинклиальный процесс.

В строении восточного фланга Урало-Енисейской рифтовой зоны принимает участие мощная толща осадочных и осадочно-вулканогенных пород, которая подразделяется Ю.П. Казанским, В.В. Давыдовым, А.В. Ивановской на ряд ритмов.

В нижней части первого ритма, который полностью включает в себя отложения нижнего рифея, на Енисейском кряже залегают кварцито-сланцевый комплекс, а верхняя включает отложения пенченгинской свиты, представляющей собой метаморфизованный тип разреза терригенно-карбонатного комплекса. Они сложены мраморизованными слоистыми известняками, известковистыми, слюдисто-кварцевыми филлитами и сланцами, содержащими прослой кварцитовидных песчаников, алевролитов и внутриформационных конгломератов. Среди мраморизованных пород встречены тела амфиболитов, которые рассматриваются как метаморфизованные аналоги габбро-диабазов и диабазов. Мощность свиты 700 м и более.

Второй ритм среднего рифея на Енисейском кряже и в Туруханском районе в нижней части сложен песчаниками, кварцитами и сланцами стрельногорской и погорюйской свит среднего рифея. Соответственно характерным для строения стрельногорской свиты является наличие самостоятельных горизонтов кварцитовидных песчаников мощностью до 40 м, которые образуют самостоятельные горизонты или участвуют в строении флишеподобных ритмов с алевролитами и аргиллитами. Погорюйская свита характеризуется флишеподобным строением ее верхней и нижней частей, при этом при прослеживании ее с востока на запад наблюдается сокращение количества песчаных пород и возрастание роли сланцевых прослоев. Верхняя половина ритма по составу более разнообразна. В Туруханском районе — это отложения свиты ленок и сухотунгусинской, на Енисейском кряже — свиты карточки и аладьинской, в Игарском районе ритм не выделяется, здесь формировались отложения вулканогенно-терригенного и туфогенно-сланцевого комплекса (игарская и лудовская толщи).

Свита ленок характеризуется отложениями более глубоководных фаций, она сложена пелитоморфными слоистыми известняками — прослоями алевролита и доломита в верхней части. Сухотунгусинская свита имеет доломитовый состав. Общая мощность этих свит 450—600 м.

Свита карточки мощностью 200—500 м сложена пестроцветными и глинистыми известняками, мергелями и известково-глинистыми сланцами. Аладьинская свита мощностью до 300 м сложена средне-

и крупнозернистыми мраморизованными доломитами, содержащими прослойки перекристаллизованных кремнистых пород, фацциально замещающихся в западных районах глинистыми сланцами.

Третий ритм среднего рифея характеризуется кварцито-сланцевым комплексом пород в основании ритма (губкинская толща в Игарском районе и красногорская свита на Енисейском кряже). Зона выклинивания этого комплекса установлена в Туруханском районе (деревнинская свита). Верхняя половина ритма, в которую входят и отложения верхнего рифея, выполнена терригенно-карбонатным (чернореченская свита в Игарском районе), карбонатным (свиты буровая и шорихинская в Туруханском районе) или чередующимися отложениями карбонатного, терригенно-сланцевого и терригенно-карбонатного комплексов (джурская, шунтарская, киргитейская свиты Енисейского кряжа).

Губкинская свита мощностью 1500 м сложена гравелитами, кварцитовидными песчаниками и алевролитами. Преобладают песчаники, однако разрез имеет отчетливое ритмичное строение. Красногорская свита характеризуется преобладанием в различной степени измененных алевролитовых глинистых, хлоритовидно-глинистых, кварцитовидных песчаников и окремнелых доломитов. Мощность свиты меняется от 100—150 до 800—900 м. Одновременно с увеличением мощности в разрезе свиты преобладают глинистые сланцы.

Чернореченская свита состоит из переслаивающихся серых, темно-серых известняков, известковистых аргиллитов, а также мергелей, алевролитов и известковистых песчаников. Мощность свиты превышает 800 м. Буровая и шорихинская свиты представлены брекчированными доломитами, конгломератами, слоистыми и строматолитовыми доломитами. Мощность свит оценивается в 800—1000 м.

Джурская свита мощностью 500 м сложена пачками слоистых мелкозернистых известняков и массивных строматолитовых доломитов, переслаивающихся с брекчиями и зернистыми доломитами. Шунтарская свита мощностью 900—1000 м и более характеризуется преобладанием в разрезе темно-серых, почти черных обогащенных ОВ глинистых сланцев с прослоями тонкозернистых строматолитовых доломитов и известняков, а также известково-глинистых сланцев и известковистых песчаников.

Верхний ритм рифея, сложенный образованиями верхнего рифея, в нижней части Туруханского района представлен песчано-карбонатными отложениями мироедихинской свиты в зоне ее выклинивания. Верхняя часть ритма рифея состоит из карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенно-сланцевых отложений перво-порожской, речкинской и дурномысской свит Туруханского района и дашкинской на Енисейском кряже.

Изучение ОВ докембрийских пород, проведенное Св. А. Сидоренко, А.В. Сидоренко, в 1975 г., показывает, что практически во всех углеродосодержащих осадочно-метаморфических породах докембрия обнаруживаются твердые, жидкие и газообразные УВ, содержащие многие углеводородные комплексы типично нефтяного ряда.

Изучение органической геохимии докембрийских толщ западного фланга Байкало-Патомской палеорифтовой зоны, выполненное Д.И. Дроботом, в 1974 г. показывает, что наибольшее количество

ОВ было захоронено в отложениях верхнего рифея. При этом следует иметь в виду, что при расчетах Д.И. Дробот не учитывал центральные, наиболее погруженные (до 8—11 км) области палеорифта, которые в настоящее время представляют собой горноскладчатые области, такие, например, как Байкало-Патомское нагорье. Общий объем осадочного выполнения палеорифта не менее 750 тыс. м³.

Разрез верхнего докембрия енисейской части Урало-Енисейской палеорифтовой зоны по содержанию ОВ характеризуется повышенным его содержанием в глинистых породах и низким — в карбонатных. В разрезе Туруханского района высокие значения $S_{орг}$ отмечаются в глинистых породах стрельногорской свиты и резко падают в карбонатной свите линок и особенно сухотунгусской.

Как подчеркивает Т.К. Баженова, биопродуктивность рассматриваемого позднедокембрийского бассейна была не ниже, а, возможно, выше палеозойского. Учитывая вывод, полученный Д.И. Дроботом по изучению $S_{орг}$ в Прибайкальской части платформы, следует заключить, что разрез верхнего рифея и венда рифтовых зон характеризуется повышенными количествами захороненного ОВ. Принимая во внимание высокие скорости седиментации в целом для рифтовых зон, в том числе и для рассматриваемых, необходимо сделать вывод о том, что и скорости консервации ОВ были высокими. Последнее указывает на значительные потенциальные возможности ОВ рифтогенных структур окраин Сибирской платформы. Об этом свидетельствуют ужеоткрытые в настоящее время месторождения нефти и газа на Марковской, Ярактинской, Среднеботубинской и Верхневилучанской площадях и получение притоков нефти и газа на Куюмбинской, Сухотунгусской, Нижнелетнинской и других площадях.

Перспективы открытия новых нефтяных и газовых месторождений необходимо связывать в рассматриваемых бассейнах с зоной увеличенных их мощностей, т. е. с зоной наиболее приближенной к центральной части рифтогенной структуры и, следовательно, к зоне генерации УВ.

Обширная территория Анабарской антеклизы рассматривается как регион нефтегазоаккумуляции, малоперспективный для поисков газовых месторождений. Малые перспективы газоносности региона обусловлены наличием небольшого по мощности осадочного чехла, отсутствием структур большей емкости и надежных газопорос. Осадочный чехол этих регионов сложен в основном карбонатными породами, которые разбиты многочисленными трещинами и разрывными нарушениями и, следовательно, не могут быть в региональном плане газопорами. На разрушение залежей в пределах антеклизы указывают многочисленные поверхностные признаки нефтеносности (жилы асфальта, примазки и скопления нефти).

Рассматривая данный регион как область нефтеаккумуляции, следует указать, что отдельные участки его по потенциальным ресурсам будут отличаться между собой. Наиболее перспективными районами являются пассивные материковые окраины рифейско-юдомского палеобассейна. Как было показано выше, такие окраины на востоке Сибирской платформы устанавливаются на ее севере (Лено-Оленекский) и юго-востоке (Учуро-Майский). Так, перспективы Лено-Оленекской зоны нефтеаккумуляции подтверждаются

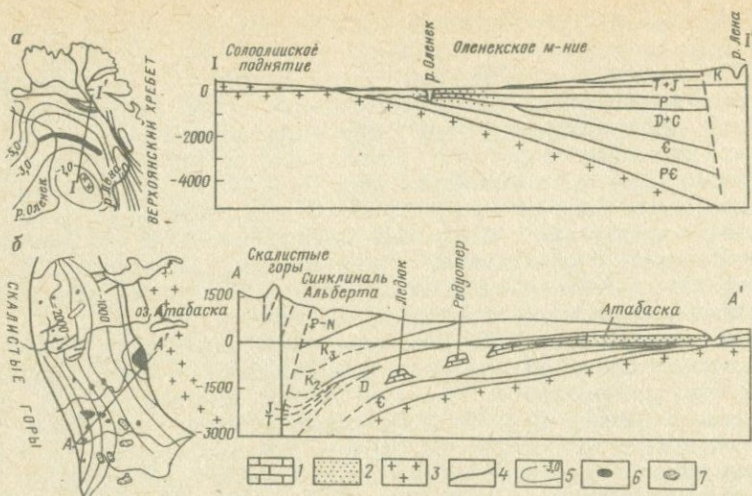


РИС. 68. СХЕМЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ: а — ЛЕНО-ОЛЕНЕКСКОГО ВОЗМОЖНО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА; б — ЗАПАДНО-КАНАДСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА (СОСТАВИЛ В.Ф. ГОРБАЧЕВ, 1978 г. С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МАТЕРИАЛОВ Б. ЛИНКА, 1951 г.).

1 — рифогенные образования; 2 — битуминозные пески; 3 — докембрийский кристаллический фундамент; 4 — граница бассейна; 5 — изогипсы кровли фундамента; месторождения: 6 — нефтяные, 7 — газовые

при сопоставлении формирования ее осадочного бассейна с Западно-Канадским на Северо-Американском континенте (рис. 68). Как в первом, так и во втором бассейнах, начиная с рифея и до верхнего палеозоя, формировались периконтинентные (материковых окраин) осадочные бассейны, в пределах которых устанавливаются континентальный склон и подножие как главные области газонефтеобразования. Это подтверждается выявленными запасами нефти и газа в пределах западной материковой окраины Северо-Американской дорифейской платформы. В Западно-Канадском и Уиллистонском бассейнах разведанные запасы нефти составляют 1,7 млрд. т, газа 1,0 трлн. м³. Кроме того, известно месторождение битуминозных песков Атабаски с запасами битумов в 37,0 млрд. т. Учитывая последнее, Лено-Оленекский район на Сибирской платформе необходимо рассматривать как первоочередной объект для создания сырьевой базы нефтедобычи.

Индигири-Виллойский периконтинентный осадочный бассейн

Возрастающие потребности промышленности в энергетическом сырье требуют увеличения добычи нефти и газа, стимулируют развитие поисково-разведочных работ в районах, которые по имеющимся представлениям оценивались малоперспективными или бесперспективными.

Характерным примером является зона передовой складчатости Кордильер, называемая поясом надвигов Скалистых гор, в пределах которой наиболее активно и успешно в последние годы проводятся поисково-разведочные работы на нефть и газ. Эта зона при ширине

не менее 100 км простирается на 500 км. К 1978 г. здесь в поднадвиговой зоне открыто 12 нефтяных и газовых месторождений.

Аналогично построена Уральская складчатая область. По данным бурения, в пределах Западного склона Урала выделяются два структурно-тектонических этажа: покрово-складчатый-аллохтонный и цокольный — автохтонный. В аллохтонном развитии мощные терригенные флишеидные образования миогеосинклинального типа, в то время как в автохтонном породе представлены существенно карбонатными субплатформенными образованиями. Важным является установление промышленной нефтегазоносности отложений автохтона, описанное М.А. Камалетдиновым в 1974 г.

Рассмотренные области в своем развитии проходят стадию заложения (рифтовую), "зрелую" и стадию ликвидации [30]. Существенным является то, что во вторую стадию формируется пассивная окраина континента, характеризующаяся мощным осадконакоплением на континентальном склоне и подножии. Вслед за тем в условиях общего сжатия (стадия ликвидации) начинается складчатость, образование надвигов, шарьяжей, которые картируются в их современной структуре.

С окраинами континентов во всем мире связана большая часть разведанных запасов УВ, поэтому современное строение этих зон представляет большой практический интерес с точки зрения наращивания потенциальных ресурсов нефти и газа.

Современная структура Индигиро-Вилуйского бассейна

Современная структура Индигиро-Вилуйского бассейна сформировалась в результате неоднократных структурных перестроек на протяжении раннегерцинского и мезозойского этапов тектогенеза, что выразилось в вертикальной смене геологических формаций.

В мезозойское время в бассейне Лены (среднее течение), Вилюя, Тунга, Лунхи, Линде существовала устойчивая депрессионная зона, имеющая форму амфитеатра, обращенного в сторону Верхоянья. Почти все исследователи выделяют в этой зоне две структуры: Вилуйскую синеклизу и Предверхоянский краевой прогиб.

Границы синеклизы с северо-запада, запада и юга проходят по контуру развития среднеюрских отложений, а восточная граница условно проводится по линии, где складчатость верхоянского простирания внутреннего крыла Предверхоянского прогиба переходит в более пологие структуры Вилуйской синеклизы.

Размеры синеклизы 500—600 км, общая площадь около 300000 км².

В центральной части синеклизы протягивается валообразное Хапчагайское поднятие, к северу от которого располагается крупная депрессионная область — Линденская впадина, а к югу — Южно-Хапчагайский прогиб. Восточное расширение Южно-Хапчагайского прогиба представляет Лунхинскую впадину.

В северо-западной части Линденской впадины выделяется Малькай-Логлорская зона антиклинальных поднятий.

Осадочное выполнение ее представлено формациями нижнего, среднего и верхнего структурных ярусов чехла, а возможно, и орогенными формациями протерозоя. По верхнемеловым отложениям это неглубокая (до 1—1,5 км), пологая, замкнутая впадина со слабо

выраженными брахискладками и куполовидными поднятиями.

По нижнемезозойским отложениям Вилюйская синеклиза представляет собой глубокую (до 3000—3500 м) тектонически относительно слабо дифференцированную зону прогибания.

Начиная с пермской эпохи до верхнеюрской, Вилюйская синеклиза и Предверхоаянский краевой прогиб практически не разделены ни по морфологии, ни по составу и мощности отложений.

В 1972 г. М.И. Дорман и Б.Л. Дорман совершенно справедливо полагают, что всю область устойчивого погружения, происходившего в мезозойское время на территории нижнего течения рек Вилюя, Биранина, Тюнга, Линде, Лунхи, Чочумы, Белянки, в связи с общим характером геологических процессов, протекавших на этой площади, необходимо считать единой структурой; в связи с этим применение терминов "Вилюйская синеклиза" и "Предверхоаянский прогиб" вносит некоторую неясность.

Эту единую область накопления прибрежно-морских отложений, закономерно переходящую в восточном направлении в область более глубоководных осадков, следует относить к литоральной части древнего морского бассейна, существовавшего на территории Индигиро-Вилюйской области и включавшего в свой состав современные Вилюйскую синеклизу, Предверхоаянский прогиб и Верхояно-Колымскую складчатую область.

Субмеридиональная Верхояно-Колымская складчатая система протягивается в виде дуги от материкового склона Северного Ледовитого океана до побережья Охотского моря.

На севере она почти полностью погребена под молодыми осадками моря Лаптевых и Усть-Янской приморской впадины, на юге срезается Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. В этой системе выделяются внешняя Верхоянская антиклинальная и внутренняя Яно-Индигирская синклиналильные зоны.

Верхоянская антиклинальная зона протяженностью более 2000 км состоит из Сетте-Дабанского горст-антиклинория и Западно-Верхоянского мегантиклинория.

Яно-Индигирская синклиналильная зона разделяется системой плоских, изометричных или овальных поднятий с крутыми крыльями на четыре крупные системы синклинориев и мегасинклинориев. В западной части располагаются Южно-Верхоянский и Сартангский мегасинклинории, разделенные Среднетампоинским поднятием. На востоке простирается Иньяли-Дебинский мегасинклинорий, который Усть-Нефским поднятием в северной части разделяется на Чарный (Иньяльский) и Берелехский синклинории.

Анализ немногочисленных геологических и геофизических материалов по Верхоянской складчатой области и прилегающей части Сибирской платформы показывает, что рассматриваемая территория, начиная с девона, прошла стадии рифтогенеза, спрединга ("зрелая" стадия) и ликвидации. В современном структурном плане она представляет собой также чешуйчато-надвиговую структуру, аналогичную Уральской и Кордильерской складчатым областям.

Общее строение осадочного выполнения этой зоны подтверждает данное положение. Условия залегания юрских и меловых отложений в складчатых зонах и в районах, расположенных к западу от них, т. е. в пределах платформы, резко отличаются. В складчатых зонах они имеют большие мощности, заметна метаморфизация пород.

Складчатость этих отложений выражена в виде крупных удлиненных, гребневидной или коробчатой форм, характерных для складок срыва. В пределах зоны повсеместно фиксируются поверхностные надвиги.

Западнее складчатой зоны, в пределах Виллойской синеклизы, юрские и меловые отложения имеют меньшую мощность и неметаморфизованы. Им свойственно пологое моноклинальное залегание (от десятков минут до $1-2^\circ$): складки пологие, брахиантиклинальные. По мере удаления от складчатой области к платформе происходит изменение тектонических форм от сложных к простым. Кроме того, строение отдельных участков складчатой зоны (Китчанский и Хараулахский выступы, антиклинорий Сетте-Дабан) также свидетельствует в пользу покровной структуры верхнепалеозойских образований. Так, Китчанский выступ шириной до 100 км протягивается на 200 км. Породы смяты в крупные удлиненные складки, вытянутые по простиранию Верхоянского хребта. По внешней границе Китчанского выступа расположены крупные, смятые в крутые брахиантиклинальные складки: Усть-Виллойская, Сангарская и Эксенях-Хаятская структуры. Длина их 20—30 км, ширина 10—15 км. Простирание их соответствует простиранию складок Китчанского выступа. В скважинах, пробуренных на Китчанском и Усть-Виллойском локальных поднятиях этого выступа, обнаружены серии глубоководных разломов. Анализ материалов глубокого бурения и сейсморазведки показывает, что Китчанский выступ, видимо, представляет собой чешую, перемещенную с места его первоначального расположения.

Аналогичное строение имеют, вероятно, Хараулахский выступ и антиклинорий Сетте-Дабан. Последний по системе крупных и глубоких разломов круто надвинут на предгорную впадину. Вблизи надвига в юрских отложениях впадины отмечаются резкие, опрокинутые на запад складки, осложненные разрывами, которые выпрямляются при удалении от гор.

Локальные поднятия северной части западного крыла Верхоянского антиклинория представлены брахиантиклинальными, линейными складками, линейность которых возрастает в направлении к складчатой зоне. Анализ строения данной складчатости указывает на то, что формирование складок связано с сжатием осадочного чехла в результате напряжений со стороны современной Верхоянской складчатой зоны. Об этом свидетельствуют асимметрия складок, их амплитуда, достигающая нескольких сотен и тысяч метров, дизъюнктивные нарушения.

Состав формаций, распространенных в Индигиро-Виллойском междуречье, позволяет восстановить в первом приближении структурно-морфологические элементы палеобассейна и сделать некоторые выводы об истории формирования и характере осадконакопления.

Девонское время характеризовалось формациями (терригенно-карбонатными, карбонатно-терригенными и кремнисто-карбонатными), свидетельствующими о накоплении осадков в условиях краевых зон морского бассейна.

Терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные отложения распространены на окраинах верхоянской антиклинальной зоны в Виллойской синеклизе.

Кремнисто-карбонатная формация Верхоянского антиклинория в Вилуйской синеклизе замещается терригенно-карбонатной.

В позднем палеозое вдоль восточной окраины Сибирской платформы распространялась сероцветная терригенно-карбонатная формация и в северной части западного крыла Верхоянского антиклинория (Харуалуах) — глинисто-спонголитовая формация, отлагавшаяся на большой глубине далеко от береговой линии. Здесь накапливались терригенно-диамиктовые отложения в условиях глубоких с крутыми склонами депрессий, примыкавших к материковому склону. В Сетте-Дабане в визейское время отлагалась туфо-кремнистая формация, для которой типичны аквагенные туфы — результат подводных извержений. Бассейн этого времени характеризуется высокой сейсмичностью.

В начальные этапы верхнепалеозойского осадконакопления мелководно-морские условия осадконакопления устанавливаются на более обширной площади. В Харулахе откладываются песчано-алевритовые толщи, а в Орулгане — алеврито-песчаные.

В зоне современного водораздела находились дельтовые торфяные болота и озера. Морской бассейн располагался значительно восточнее.

В позднекаменноугольное и раннепермское время в западном Верхоянье преобладают прибрежно-морские и прибрежно-континентальные отложения, которые выклиниваются в направлении к Вилуйской синеклизе.

В восточном и частично западном Верхоянье широко распространена известковисто-алеврито-глинистая формация, мощность которой возрастает к востоку и северо-востоку в направлении к Янской синклиналиной зоне.

В пермское время на восточном крыле Верхоянского антиклинория развивается алеврито-песчаная формация, которая в западном направлении переходит в терригенно-угленосную, а на бортах Вилуйской синеклизы выклинивается. Наиболее глубоководные зоны бассейна располагались к северу (Харулаах), где пермские отложения представлены морскими фациями. Для раннемезозойского времени характерны вулканогенно-терригенная полимиктовая, полимиктовая песчано-глинистая и алеврито-песчаная формация. Эти формации, распространенные в западном и восточном Верхоянье и в Вилуйской синеклизе, характеризуют мелководно-морские условия бассейна.

Начиная со средней юры, осадконакопление происходит в условиях сокращающегося морского бассейна и характеризуется накоплением континентальных осадков.

Анализ формаций, развитых в пределах рассматриваемого бассейна, приводит к выводу, что, начиная от карбона и до позднего триаса, в его пределах формировались шельф, материковый склон и подножие (рис. 69). Как видно из рис. 69, пространственные положения последних в разные периоды формирования бассейна не совпадают. Они занимали площадь, ограниченную на западе линией современного водораздела Верхоянского хребта в каменноугольное время и восточной границей Янского синклинали в позднее триасовое время.

Формирование структуры Индигиро-Вилуйского бассейна в настоящее время может быть восстановлено лишь в общих чертах.

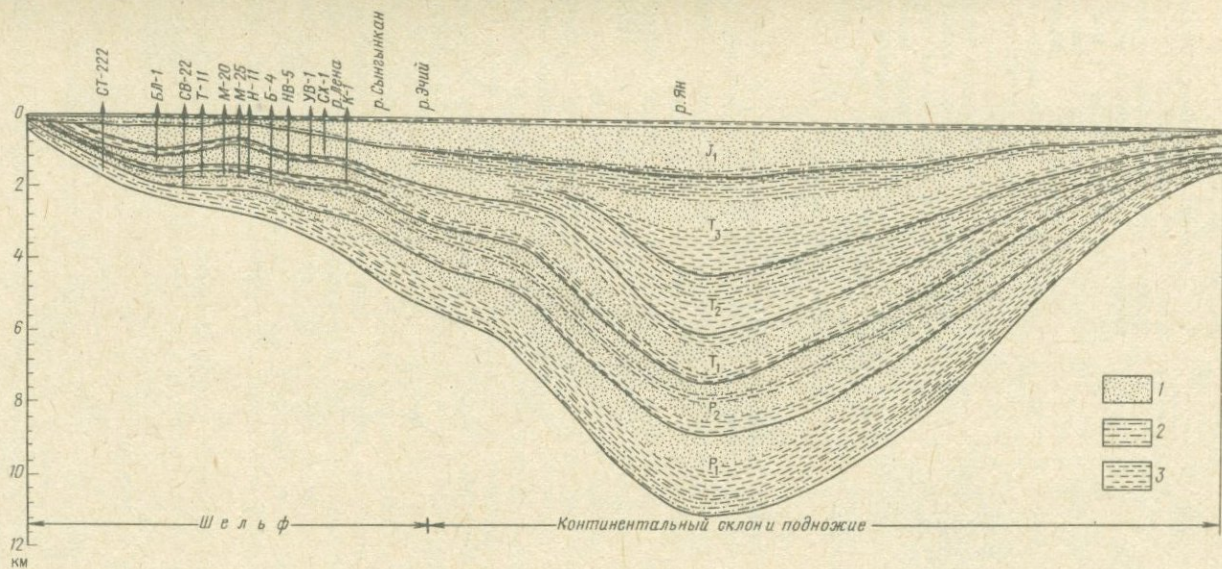


РИС. 69. ПАЛИНОСПАСТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ИНДИГИРО-ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОБАСЕЙНА (СОСТАВИЛИ В.Ф. ГОРБАЧЕВ, Г.Н. БОГОСЛОВСКАЯ, 1980 г.).

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты.

Скважины: СТ — Среднетунгская; БЛ — Балагачинская; СВ — Средневиллюйская; Т — Толонская; М — Мастахская; Н — Неджелинская; Б — Бадаранская; НВ — Нижневиллюйская; УВ — Усть-Виллюйская; СХ — Собо-Хаинская, К — Китчанская

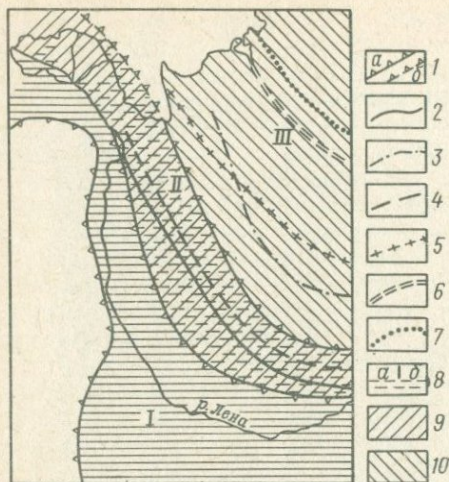


РИС. 70. СХЕМА СТРОЕНИЯ ИНДИГИРО-ВИЛУЙСКОГО ПАЛЕОБАСЕЙНА (СОСТАВИЛИ В.Ф. ГОРБАЧЕВ, Г.Н. БОГОСЛОВСКАЯ, 1980 г.).

1 — границы структурных элементов: а — установленные, б — предполагаемые; внешние границы шельфа: 2 — позднего карбона, 3 — ранней перми, 4 — поздней перми, 5 — раннего триаса, 6 — среднего триаса, 7 — позднего триаса; 8 — платформенное залегание верхнепалеозойских и мезозойских отложений (а — установленное, б — предполагаемое); аллохтонное залегание верхнепалеозойских и мезозойских отложений: 9 — Верхоянский антиклинорий, 10 — Янский синклиний, I — Вилюйская синеклиза и Предверхо́янский прогиб; II — Верхоянский антиклинорий; III — Янский синклиний

Заложение и становление бассейна произошло, видимо, в каледонский этап тектогенеза в результате деструкции континентальной коры Сибирского протоконтинента, рифтогенеза и последующего одностороннего спрединга микроконтинентов (Колымский, Охотский массивы и др.). Среднепалеозойские вулканогенно-терригенная и кремнисто-карбонатная формации отвечают стадии рифтогенеза, определившего начало формирования материковой окраины Сибирского палеоконтинента (периконтинентного осадочного бассейна). Последующее развитие рифтогенеза подтверждается визейской туфо-кремнистой формацией, свидетельствующей о высокой сейсмичности зарождающегося бассейна, результатом чего были подводные извержения действующих вулканов. Начиная со второй половины раннего карбона и до ранней юры включительно история развития бассейна шла в направлении расширения акваторий и формирования вдоль восточной периферии Сибирского палеоконтинента пассивной материковой окраины (рис. 70), характеризующей "зрелую" стадию ее развития. Об этом свидетельствует последовательная смена (с запада на восток) формаций шельфа, континентального склона, подножия и абиссали, которые выделяются П.Л. Безруковым, И.О. Мурдмаа в осадках современных пассивных окраин Мирового океана.

"Зрелая" стадия развития Индиги́ро-Ви́луйского палеобассейна в конце юрского времени сменялась орогенной стадией, характеризующейся тектоническим сжатием. Последнее привело к складкообразованию, срыву и надвиганию (перемещению) на край континента (платформы) отложений, первоначально находившихся в более удаленных зонах. Так был сформирован структурный план; который наблюдается в настоящее время (рис. 71).

По возрасту, литологическому составу отложений, слагающих современную складчатую область, а также по возрасту интрузий, прорывающихся их, можно заключить, что орогенный этап наступил в раннемеловое время. Об этом свидетельствует также и то, что в

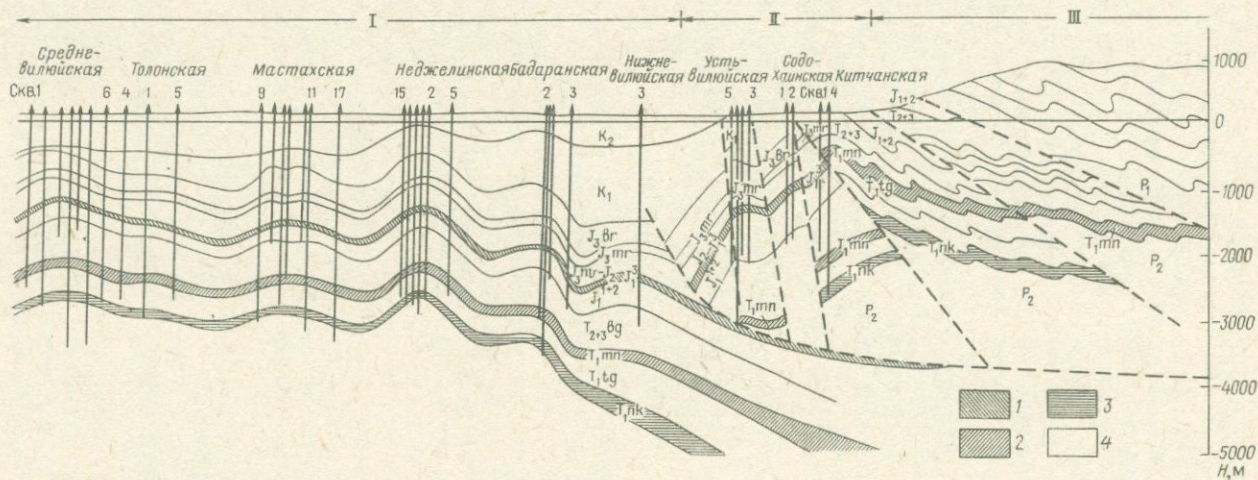


РИС. 71. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ИНДИГИРО-ВИЛЮЙСКОГО БАССЕЙНА (СОСТАВИЛИ В.Ф. ГОРБАЧЕВ, Г.Н. БОГОСЛОВСКАЯ, 1980 г.).

Глинистые толщи: 1 — нижнекембрийская, 2 — мономская, 3 — тоарская; 4 — газовые залежи.

I — Вильюйская синеклиза, II — Китчанский выступ, III — Верхоянская складчатая область

предгорья Верхоянской складчатой области с этим временем связано формирование предгорных впадин — Линденской и Лунгинской.

Таким образом, совокупность приведенных данных дает основание для выделения в рассматриваемом районе (Верхоянская складчатая область), так же как и в других складчатых областях [32], двух крупных тектонических этажей: покровно-складчатого и платформенного (см. рис. 71). Анализ геологических и геофизических материалов по Верхоянской складчатой области и прилегающей части акватории моря свидетельствует о продолжении указанной области под дельтой р. Лены и на шельфе моря Лаптевых.

Следует подчеркнуть, что поднадвиговая автохтонная толща будет фашиально отличной от той, которая развита на поверхности. На основании того, что большинство из распространенных в Верхоянской складчатой области формаций характеризуют глубоководные условия осадконакопления, можно заключить следующее: 1) осадочный бассейн материковой окраины Сибирского палеоконтинента занимал площадь значительно большую, чем современное Лено-Индигирское междуречье; 2) площадь современного бассейна, занимаемая Верхоянским антиклинорием, в автохтоне представляла собой центральную и внешнюю зоны шельфа рассматриваемого палеобассейна.

Аналогичное строение отмечалось на Юлдашевской антиклинали, расположенной в зоне передовых складок Урала, сложенных на поверхности флишевыми либо молассовыми образованиями миогеосинклинального типа, тогда как вскрытые отложения на глубине представлены известняками платформенного типа [32].

Распределение органического вещества в верхнепалеозойско-мезозойском комплексе Индигиро-Вилуйского бассейна

Наиболее детально распределение ОВ и его генетические типы изучены для верхнепермских, триасовых, юрских и меловых отложений центральной части Вилуйской синеклизы и Предверхоаянского прогиба. Этим вопросам посвящены работы многих исследователей.

Наиболее детально эти вопросы разработаны Н.Д. Поляковой, Л.И. Богородской, В.Н. Даниловой, М.М. Комаровой, А.Э. Контровичем.

В отложениях Вилуйской синеклизы и Предверхоаянского прогиба преобладает рассеянная форма накопления ОВ. К южной и западной окраинам Вилуйской синеклизы, расположенным в областях денудации, приурочены основные количества концентрированного ОВ (70—90 %).

В верхнепермских, триасовых и юрских отложениях увеличение S_{org} и масс РОВ происходит от периферических районов синеклизы к ее внутренним зонам и Предверхоаянскому прогибу. Эта закономерность распространяется на песчано-алевролитовые и глинистые отложения.

В раннемеловое время максимальное накопление ОВ происходило лишь в центральной части синеклизы.

Нижнепермская эпоха, начавшаяся нисходящими движениями земной коры в Верхояно-Колымской области, характеризуется расширением площадей осадконакопления.

На территории Вилуйской синеклизы и Предверхоаянского проги-

ба происходит накопление осадков мелководных морских фаций, которые в Верхоянье, на восточном склоне, сменяются более глубоководными, представленными алевролита-глинистыми осадками. В раннепермское время на восточном склоне Верхоянского хребта накопилась толща алевролита-глинистых осадков мощностью до 3500 м. Это была область максимального осадконакопления.

Очевидно, в нижнепермских толщах Вилуйской синеклизы накапливалось ОВ сапропелево-гумусового типа, а на площади восточного склона Верхоянского хребта — ОВ гумусово-сапропелевого.

Исходя из последних данных по изучению современных морских бассейнов [31], можно предположить, что область современного восточного склона Верхоянского хребта в бассейне раннепермского времени была областью континентального склона, характеризующегося максимальными мощностями осадков и количеством накапливающегося ОВ. Глинистые илы отличались высоким содержанием ОВ, захоронившегося, по данным И.И. Тучкова, в условиях резковосстановительной среды в период диагенетического преобразования. Следовательно, эту зону надо рассматривать как самую мощную генерирующую толщу.

В позднепермское время распределение зон в бассейне осадконакопления сохранилось в общих чертах таким же, как и в раннепермское. По-прежнему осадки мелководных фаций накапливались в Вилуйской синеклизе и Предверхоанском прогибе, а более глубоководные глинистые отложения аккумулировались на востоке. Зоны максимального накопления осадков в позднепермское время постепенно смещаются на северо-восток и восток.

Максимальные мощности осадков отмечаются в бассейне р. Яны (2500 м) и в верховьях р. Колымы (3000—4500 м). В Вилуйской синеклизе и в Предверхоанском прогибе установлен сапропелево-гумусовый тип ОВ. Содержание его составляет 1 % от общей мощности комплексов в пределах Предверхоанского прогиба, 0,75 % в Вилуйской синеклизе и более высокое содержание — 1,25—2 % в северных областях, смежных с Енисей-Хатангским прогибом.

По характеру литологических фаций в более восточных районах, тяготеющих к бассейнам рек Яны, Индигирки, следует предполагать наличие гумусово-сапропелевого типа ОВ. Этот тип ОВ характерен и для глинисто-алевролитовых осадков Верхоянья начала позднепермской эпохи (уфимский и казанский века).

Прослеживая геологическую историю бассейна в течение поздне-раннепермской эпохи, становится очевидным, что наиболее глубоководные зоны с большой мощностью отложений располагались в восточных районах. Соответственно и массы захоронившегося ОВ в этих районах достигают максимума, что свидетельствует о высоком генерирующем потенциале этих толщ.

В нижнетриасовое время, так же как и в предыдущую эпоху, Вилуйская синеклиза и Предверхоанский прогиб остаются областями прибрежно-морского осадконакопления, в районах, расположенных восточнее и северо-восточнее этих районов — областями более глубоководных фаций. За индское время максимальные мощности алевролита-глинистых осадков (свыше 2000 м) накопились в бассейне р. Яны.

В индском веке в отложениях преобладающей части Вилуйской

синеклизы, видимо, шло накопление сапропелево-гумусового и гумусового ОВ, а в Предверхолянском прогибе — сапропелево-гумусового и гумусово-сапропелевого. Содержание ОВ в этих областях порядка 0,25 % несколько увеличивается — до 0,5—1,0 % на севере, в устье Лены.

В Верхоянье и восточнее в осадках накапливалось ОВ гумусово-сапропелевого и сапропелевого типа. Содержание его было весьма значительным.

В оленекский век площадь глубоководного осадконакопления была значительно большей, чем в индский век. В осадках Предверхолянского прогиба и центральной части Виллюйской синеклизы аккумулируется ОВ смешанного типа (сапропелево-гумусовое и гумусово-сапропелевое), а по периферии синеклизы — сапропелево-гумусовое и гумусовое.

Содержание ОВ по периферийным частям синеклизы 0,1 %, а ближе к прогибу 0,25 %. В северной ветви прогиба, где отложения более мористые, чем в Виллюйской синеклизе, количество ОВ составляет 1,25—1,59 %, и, вероятно, в нем преобладает сапропелевая составляющая.

Нижнетриасовые отложения характеризуются самым низким содержанием ОВ, претерпевшего значительные изменения в диагенезе, которые сопровождались большими потерями ОВ на редукцию. Коэффициент диагенетической превращенности характеризуется величиной 0,40—0,55.

В раннетриасовую эпоху среда в диагенезе была более окислительной. Наибольшее распространение окисно-сидеритовые и сидерито-окисные геохимические фации получили в пестро- и красноцветных отложениях Оленекского яруса (мономская свита).

В среднетриасовую эпоху море покидает большую часть Верхоянья и Предверхолянского прогиба, и на месте раннетриасового моря образуется обширная прибрежная равнина, на площади которой отлагаются грубые осадки. Такие условия осадконакопления в этом районе существовали и в позднетриасовую эпоху.

В осадках аккумулировалось ОВ смешанного типа (сапропелево-гумусового и гумусово-сапропелевого) в очень незначительных количествах (0,25 %). В северной и северо-восточной частях, в районах Хараулахских гор, бассейне р. Яны существовали морские условия осадконакопления. Здесь накапливались алевролитоглинистые и глинистые осадки, мощность которых в среднетриасовую эпоху в бассейне р. Яны достигали 4000 м, а в верхнетриасовую — 1200 м. Эти отложения характеризуются обильным содержанием ОВ.

В раннеюрское время в Виллюйской синеклизе и Предверхолянском прогибе начинает проявляться морская трансгрессия с востока. Это нашло свое отражение в литолого-фацальной обстановке. В тоарском веке моря распространяется по Виллюйской синеклизе, Предверхолянскому прогибу, Верхоянью и далее на восток. Тоарская глинистая толща мощностью 60—80 м плащом покрывает предшествующие осадки, и в междуречье Яны и Индигирки ее мощность достигает 400 м. Тип ОВ в осадках смешанный (сапропелево-гумусовый и гумусово-сапропелевый), содержание его 0,5—0,75 %. Количество ОВ увеличивается к Предверхолянскому прогибу. Видимо, такой же тип и такие же содержания ОВ характерны для тоарских отложений в восточных районах.

Диagenетические преобразования ОВ в тоарском морском бассейне происходили в слабовосстановительной обстановке. По расчетам коэффициент диagenетической превращенности 0,33—0,36.

В средне- и верхнеюрскую эпохи морской бассейн сокращается. В Вилуйской синеклизе и Предверхоанском прогибе идет накопление осадков в прибрежно-континентальных условиях, а в Верхоянье — в прибрежно-морских.

Тип ОВ в синеклизе и прогибе сапропелево-гумусовый и гумусовый. Содержание его для среднеюрских отложений от 0,5 % в прогибе до 1,5 % в южной области синеклизы, наиболее приближенной к источнику сноса терригенного материала.

Для верхнеюрских отложений содержание ОВ 0,5—0,75 %.

В течение меловой эпохи рассматриваемые нами площади стали областями континентального осадконакопления. Максимальное накопление ОВ отмечается в центральной части синеклизы лишь в неокоме. Во всех остальных областях содержание ОВ характеризуется одинаково низкими значениями, что, видимо, связано с возникновением новых источников сноса, вблизи которых высокие содержания ОВ в отложениях не обнаружены.

Таким образом, перспективы газоносности Индигино-Вилуйского бассейна могут быть рассмотрены, исходя из принципиальной схемы строения периконтинентных осадочных бассейнов, в структуре которых выделяются главные области нефтегазообразования, приуроченные к континентальным склонам и подножиям [12]. Как отмечалось выше, начиная приблизительно с каменноугольной эры, восточный склон Сибирской платформы и прилегающая часть Верхоянской складчатой области (Верхоянский антиклинорий) представляли область в основном лагунного и прибрежно-морского осадконакопления (шельф палеобассейна), а более глубоководные условия седиментации (континентального склона и подножия) были приурочены к внутренней части современной складчатой области Верхоянья. Это свидетельствует о том, что основные газонефтематеринские отложения и главная область генерации УВ (континентальный склон и подножие) совпадают с внутренней зоной современной складчатости. Таким образом, наиболее благоприятная в нефтегазоносном отношении зона в настоящее время не изучена какими-либо поисково-разведочными работами на нефть и газ.

Учитывая, что район Верхоянья чрезвычайно сложный по физико-географическим условиям, требующий больших затрат на его освоение, на первом этапе (по опыту проведения работ в поясе надвигов Скалистых гор) на участке поисковых работ В.Ф. Горбачевым, Г.Н. Богословской рекомендуется заложить 2—3 региональных профиля вкрест их простирания. На каждом профиле одновременно необходимо выполнить сейсмические (МОВ), гравиметрические исследования и геологическое картирование. При этом гравиметрические работы целесообразно проводить по равномерной квадратной сетке. Это обеспечивает характеристику геологического разреза не только вдоль линии сейсмических профилей, но и по территории, не охваченной сейсморазведкой. Комплексная интерпретация выполненного объема работ обеспечивает картирование локальных структур в поднадвиговой (автохтонной) зоне. На выявленных указанным комплексом работ локальных поднятиях в автохтоне целесообразна постановка поисково-разведочного бурения на нефть и газ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современный этап развития наук о Земле характеризуется рядом особенностей: 1) широкое изучение дна Мирового океана по площади, в 2,5 раза большей, чем все изученные ранее континенты; 2) построение новых геодинамических моделей глобальной геологии и создание теории тектоники литосферных плит; 3) выяснение и уточнение закономерностей осадконакопления, включая изменение состава современных осадков, распределения их масс и $C_{орг}$ по площади литосферных плит, которые контролируются совокупностью фациальных условий осадкообразования и подчиняются циркумконтинентальной, климатической (широтной) и вертикальной (батиметрической) зональностям, обусловленным, в свою очередь, тектоникой литосферных плит; 4) интенсивные исследования энергетических параметров геологических процессов, в том числе оценка генерации тепла и его передача различными составляющими литосферы и более глубокими горизонтами Земли, синтез которых позволяет определить геоэнергетические (тепловые) режимы осадочных бассейнов на различных стадиях их развития.

Впервые появившаяся возможность комплексного системного рассмотрения геодинамических обстановок формирования осадочных бассейнов на основе теории тектоники литосферных плит, закономерностей изменения состава современных осадков, скоростей их седиментации и распределения ОБ по площади литосферных плит и осадочных бассейнов, в частности, и геоэнергетических режимов на различных стадиях развития осадочных бассейнов позволила дифференцировать осадочные бассейны зрелой стадии их развития по нефтегазогенерационному потенциалу.

Геолого-геохимические и геоэнергетические условия формирования осадочных образований континентального склона и подножия, характеризующиеся высокими скоростями седиментации, мощными (до 16 км и более) толщами осадочных пород, в разрезе которых наблюдаются как пласты-коллекторы, так и надежные покрывки, максимальным количеством захороняемого ОБ при высоких коэффициентах его фоссилизации и повышенными значениями теплового потока, весьма благоприятны для процессов нефтегазообразования в больших объемах. В связи с этим континентальный склон и подножие впервые автором работы выделяются в качестве главной структурно-морфологической области нефтегазообразования [12].

Потенциальные возможности ОБ, захороняемого в пределах шельфа, резко занижены по сравнению с континентальным склоном и подножием и недостаточны для формирования значительных запасов нефти и газа. Однако генетическая связь этих структурно-морфологических элементов одного генетического типа седиментационных бассейнов позволяет рассматривать область шельфа в основном как зону аккумуляции УВ. В связи с этим при оценке перспектив нефтегазоносности шельфовых зон осадочных бассейнов определяющим является литологический фактор, позволяющий установить в разрезе шельфовых отложений наличие или отсутствие пластов-

коллекторов и экранирующих толщ, обеспечивающих миграцию УВ из главной области нефте-газообразования и аккумуляцию их в ловушках.

Многообразие осадочных бассейнов в современной структуре Земли обусловлено взаимодействием горизонтальных раздвигов литосферных плит и значительных вертикальных опусканий отдельных участков этих плит. Намечается определенная геодинамическая (генетическая) последовательность формирования осадочных бассейнов, отражающая дивергентный и конвергентный этапы развития литосферных плит. При этом конвергентный этап является эволюционной стадией дивергентного этапа формирования осадочных бассейнов.

Дивергентный этап эволюции литосферной плиты начинается рифтогенезом, который включает три главные стадии: материковую (внутриконтинентную), переходную и океаническую. На каждой стадии, как установлено нами, формируется соответствующий ей генетический тип осадочного бассейна: внутриконтинент-рифтогенный, континент-рифтогенно-океанический и внутриокеанический. Особенности пострифтовой геодинамики литосферных плит состоят в том, что генерация новой океанической коры осуществляется в срединно-океанических хребтах. В результате образования этой коры происходит расширение океанического дна, что приводит к формированию осадочных бассейнов на окраинах континентов, т. е. перед континентами (периконтинентные, континент-островодужные, межконтинентные и межконтинент-островодужные), и на континентах (внутриконтинентные, или внутриплатформенные, синеклизы, впадины). Указанные бассейны формируются одновременно и по закону экспоненциального уменьшения скорости погружения океанической коры и ее кондуктивного остывания.

На конвергентном этапе эволюции литосферных плит происходит либо частичное разрушение периконтинентных осадочных бассейнов, либо их полное разрушение. В результате конвергенции литосферных плит часть периконтинентного осадочного бассейна, покоящаяся на шельфе и континентальном склоне, сохраняется, а большая часть бассейна, расположенная на подножии континентального склона, разрушается. Последствия конвергенции наблюдаются по краям практически всех дорифейских континентов: Восточно-Европейском, Сибирском, Северо-Американском и др.

Таким образом, на каждом эволюционном этапе развития литосферной плиты формируются определенные генетические типы осадочных бассейнов. Палинспастические реконструкции геодинамических обстановок образования осадочных бассейнов на Сибирском, Восточно-Европейском, Северо-Американском и ряде других континентов позволили автору выделить в их структурах описанные выше генетические типы осадочных бассейнов.

Общие закономерности современного осадконакопления, включая распределение ОВ в седиментационных бассейнах различного генетического типа, свидетельствуют о наличии принципиальных различий в строении осадочной толщи, объеме и массе осадочного материала, а также в скоростях осадкообразования, захоронения ОВ и коэффициентов его fossilization не только в отдельных разнотипных бассейнах, но и в разных структурно-морфологических единицах.

В разрезе осадочных образований бассейнов рифтогенного типа выделяются два комплекса. Внутриконтинентные бассейны выполнены в нижней части молассоидными образованиями, а в верхней — молассовыми. Континент-океанические бассейны также представлены, как правило, в нижней части разреза молассоидными отложениями, а верхней части этих бассейнов отвечает более сложный комплекс терригенных и хемогенных отложений. Характерной особенностью рифтогенных бассейнов является наличие в их разрезе вулканогенных пород, объем которых не только в разных бассейнах, но и в отдельных зонах отдельного бассейна не отстает постоянным. Суммарные мощности отложений в них составляют 7—10 км. Скорости осадконакопления в бассейнах рифтогенного типа колеблются в пределах 20—40 мм/1000 лет.

В строении бассейнов спредингового типа принимают участие отложения материковых шельфов, склонов, подножий и окраинных частей глубоководных абиссальных впадин, представленных терригенными, карбонатными и сульфатно-галогенными образованиями, набор которых различен в разных климатических зонах. Распределение осадков, мощностей, скоростей их осадконакопления в этих бассейнах подчинено циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональностям. В зонах гумидного климата преобладают терригенные осадки, в областях аридного осадкообразования наряду с терригенными широко распространены карбонатные разности. Циркумконтинентальная зональность выражается в том, что до 90 % терригенного материала, поступающего в осадочные бассейны, концентрируется главным образом у основания материкового склона и подножия. Мощность отложений здесь в 4—5 раз выше, чем в пределах шельфа, и в 15—20 раз — чем в абиссали. Скорость осадконакопления на шельфе составляет 200—400 мм/1000 лет, на континентальном склоне и подножии — 500—1000 мм/1000 лет, а в абиссальных областях они не превышают 3—10 мм/1000 лет. Скорости осадконакопления тесно связаны с климатической зональностью.

Таким образом, областями накопления максимальных мощностей современных осадков при высоких скоростях седиментации являются континентальные склоны и подножия периконтинентных осадочных бассейнов всех генетических типов.

В современных осадках Мирового океана более 80—90 % всего ОВ отлагается в области подводной окраины континентов, а именно на шельфе, континентальном склоне и подножии. Сравнительный анализ распределения концентраций и абсолютных масс ОВ в различных генетических типах осадочных бассейнов свидетельствует о их неоднородности.

Во внутриконтинентных осадочных бассейнах рифтогенного типа наблюдается неравномерное распределение $C_{орг}$, обусловленное главным образом различными скоростями осадконакопления. Во внутриконтинентных осадочных бассейнах, в прибрежных районах бассейнов (на флангах рифта) концентрации $C_{орг}$ составляет 0,5—1,0 %, в глубоководных частях, где преобладают глинистые илы, наблюдаются максимальные концентрации $C_{орг}$ — 1,5—2,5 %. Коэффициент fossilization ОВ в осадках бассейнов этого типа составляет 0,012. Континент-океанические осадочные бассейны, условия седиментации в которых максимально приближены к обстановкам осадконакопления на пассивных материковых окраинах, 208

отличаются от описанных выше наличием в их разрезах, как правило, значительных по мощности и выдержанных по простираанию глинистых и сульфатно-соленосных толщ, из которых первые характеризуются высокими (1,5—2,5 %) концентрациями ОВ. Условия седиментации в континент-океанических рифтогенных бассейнах обеспечивают и высокие коэффициенты фоссилизации $C_{орг}$, которые должны свидетельствовать о высоком нефтегазогенерационном потенциале осадочного выполнения бассейна и, следовательно, значительной его продуктивности (например, Днепровско-Припятский нефтегазоносный бассейн).

Во внутриконтинентных осадочных бассейнах спредингового типа (внутриплатформенные синеклизы, впадины) максимальные содержания $C_{орг}$ наблюдаются в их центральных частях, приурочены, как правило, к глинистым осадкам и не превышают 0,6—0,8 %. В периконтинентных, межконтинентных, континент-островодужных и межконтинент-островодужных бассейнах, в структуре которых выделяются шельфы, континентальные склоны и подножия, а также абиссальные области, распределение концентраций $C_{орг}$ тесно связано с гранулометрическим составом пород (к глинистым разностям отложений приурочены максимальные концентрации $C_{орг}$). Распределение $C_{орг}$ так же, как и для осадков в целом, подчинено циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональностям и различно для отложений шельфов (в среднем 0,5 %), континентальных склонов и подножий (в среднем 1,25 %), а также абиссали (0,25 %). Так, например, из общей абсолютной массы ОВ, накопившейся в голоценовых осадках Мирового океана, 97,5 % захоронилось в осадках подводной окраины, в том числе в осадках шельфа — 10 %, в осадках континентального склона и подножия — 87,5 % и 2,5 % — в абиссальной области. При этом коэффициенты фоссилизации ОВ составляют: на шельфе — 0,4, на континентальном склоне и подножии — 0,73, в абиссали — 0,11.

Сравнительный анализ геоэнергетических режимов осадочных бассейнов различного типа, как одного из основных, если не главных факторов, определяющих процессы преобразования ОВ, свидетельствует о значительной их гетерогенности не только между бассейнами разных генетических типов, но и внутри одного бассейна.

Геоэнергетические режимы осадочных бассейнов рифтогенного и спредингового типов подразделяются на региональный стационарный и региональный нестационарный. Стационарный региональный геоэнергетический режим характеризуется низким, однородным и стабилизированным во времени глубинным тепловым потоком — $(3,8—4,6) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² — в пределах всей геологической структуры, а нестационарный региональный тепловой режим — неоднородным тепловым полем по всей площади осадочного бассейна и складывается из кондуктивного и конвективного тепловых потоков, вызванных седиментогенезом, литификацией и метаморфизмом слаболитифицированных осадков низкой теплопроводности.

Осадочные бассейны рифтогенного типа характеризуются высокими значениями нестационарного регионального теплового потока — до $(12,0—16,0) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² и более, асимметричным строением полей теплового потока вкрест его простираания. Бассейны спредингового типа также характеризуются нестационарным региональным тепловым потоком, исключение составляют внутриконтинентные

осадочные бассейны, для которых типичен стационарный региональный геознергетический режим: величина теплового потока не превышает $(3,8-4,6) \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

Для осадочных бассейнов спредингового типа типично дифференцированное распределение величин теплового потока на шельфе, континентальном склоне и подножии, а также и в абиссали. Тепловые потоки шельфа и абиссали имеют стационарный региональный характер, а геознергетический режим континентального склона и подножия — нестационарный.

Анализ формирования нестационарных региональных геознергетических режимов показал, что в пределах континентального склона и подножия происходит накопление энергии и повышение температуры в осадочной толще бассейнов до 80—150 °С, обусловленное высокими скоростями седиментации слаболитифицированных осадков, характеризующихся теплоэкранирующими свойствами. По расчетам А.А. Смыслова, такие температуры могут локализоваться под слаболитифицированными осадками мощностью 2—3 км, т. е. уже при указанной выше мощности таких осадков создаются условия, благоприятные для преобразования ОВ в УВ.

Сравнительный анализ геознергетических режимов, формирующихся в осадочных бассейнах различного типа, показал, что внутриконтинентные и континент-океанические рифтогенные осадочные бассейны отличаются высокими значениями теплового потока от внутриокеанических рифтогенных бассейнов за счет дополнительной экранизации глубинного тепла чехлом слаболитифицированных осадочных образований.

Дивергентные (внутриконтинентные) осадочные бассейны, покоящиеся на складчатом основании палеозойского и более древнего возраста, характеризуются низким стационарным геознергетическим режимом. В то же время осадочные бассейны, расположенные в переходной области от континента к океану (периконтинентные, межконтинентные, межконтинент-островодужные, континент-островодужные), т. е. на коре субокеанической, от внутриконтинентных отличаются значительно повышенными величинами глубинного теплового потока, с одной стороны, и накоплением геознергетических ресурсов за счет формирующегося нестационарного регионального теплового режима с другой. Их суммарный эффект обеспечивает преобразование ОВ в УВ практически на всех стадиях эволюции бассейна.

Корреляционный анализ закономерностей осадконакопления, распределения ОВ, скорости накопления абсолютных масс и масштабов его фоссилизации, а также геознергетических режимов в зависимости от геодинамических обстановок формирования осадочных бассейнов позволил провести генетическую типизацию нефтегазоносных бассейнов по нефтегазогенерационному потенциалу, определяющему общие перспективы нефтегазоносности различных генетических осадочных бассейнов (Приложение 2).

Наивысшим нефтегазогенерационным потенциалом обладают периконтинентные осадочные бассейны, формирующиеся на пассивных материковых окраинах континентов. В их структуре наблюдаются континентальный склон и его подножие, аккумулирующие до 90 % ОВ, поступающего в осадки Мирового океана при коэффициенте фоссилизации более 0,7.

Следующими по значимости типами осадочных бассейнов являются континент-океанические рифтогенные осадочные бассейны, генетические характеристики которых весьма приближены к периконтинентным. Однако их распространенность как в современной структуре Земли, так и среди древних их аналогов свидетельствует о том, что в общем балансе потенциальных ресурсов нефти и газа они будут составлять незначительную долю.

Самым низким нефтегазогенерационным потенциалом характеризуются внутриконтинентные дивергентные и рифтогенные осадочные бассейны. Для первых характерны низкие скорости седиментации, содержание и, следовательно, малые абсолютные массы ОВ, которые почти полностью претерпевают деструкцию на стадии седиментогенеза и раннего диагенеза при стационарном геознергетическом режиме. Для вторых при относительно высоких скоростях седиментации, повышенных содержаниях ОВ и значительных величинах теплового потока формирования значительных по мощности и выдержанных по простирающую экранирующих толщ не наблюдается. Последнее не обеспечивает консервацию УВ в осадочной толще рассматриваемого типа бассейнов.

Анализ распределения мощностей, типов осадков и ОВ в осадочных бассейнах неогена свидетельствует о наличии принципиального сходства с тектоническими структурами, формациями и распределением ОВ, наблюдающимся в современных осадочных бассейнах, что позволяет использовать в исследованиях метод актуализма. Это свидетельствует также и о том, что в осадочных бассейнах неогена необходимо выделять главные структурно-морфологические области нефтегазообразования, приуроченные к континентальным склонам и подножиям периконтинентных осадочных бассейнов прото-, палео- и мезоконтинентов.

Сравнительный анализ нефтегазоносности осадочных бассейнов мира показывает, что до 90 % мировых запасов нефти и газа сосредоточено в периконтинентных осадочных бассейнах. Последнее убедительно подтверждает правомерность выделения в их пределах главных областей нефтегазообразования, приуроченных к континентальному склону и подножию.

Вполне естественно, что рассматриваемые в настоящей работе новые принципы классификации седиментационных бассейнов на основе геодинамических обстановок их формирования позволяют в ряде случаев по-новому оценить перспективы нефтегазоносности отдельных регионов, ранее считавшихся малоперспективными или вообще бесперспективными.

Так, на юге Сибирской платформы в качестве первоочередного объекта поисково-разведочных работ нами рекомендована сохранившаяся от деструкции Приленская зона Байкало-Патомского континент-океанического рифтогенного бассейна.

На северо-востоке Сибирской платформы объектом концентрации поисково-разведочных работ на нефть и газ является Лено-Оленекский деструктивный периконтинентный осадочный бассейн позднедокембрийско-палеозойской пассивной материковой окраины.

На востоке платформы в верхнепалеозойско-мезозойских отложениях предлагается приступить к поисково-разведочным работам в поднадвиговой зоне Индигир-Вилуйского верхнепалеозойского — мезозойского периконтинентного бассейна, в пределах

которого сохранились континентальный склон и подножие как главная область нефтегазообразования.

В настоящей работе впервые на основе современных данных о глобальных процессах формирования структур литосферы рассматриваются геодинамические обстановки образования современных седиментационных бассейнов в системе Мирового океана, включая закономерности захоронения ОВ и локализации геозергетических режимов, которые аппроксимируются на осадочные бассейны неогей.

Автор попытался всесторонне разработать и обосновать с единых теоретических и методических позиций генетические принципы выделения главных структурно-морфологических элементов нефтегазообразования в осадочных бассейнах неогей. Главная практическая цель выполненных исследований состояла в том, чтобы использование предлагаемой генетической типизации седиментационных бассейнов по нефтегазогенерационному потенциалу способствовало обоснованному и эффективному выполнению комплекса нефтегазописковых работ в малоизученных областях и районах, в том числе и в тех, которые до настоящего времени считались малоперспективными или вообще бесперспективными.

Выполненное исследование ни в коем случае не претендует на окончательное решение затронутых в работе вопросов. В ней рассматриваются в основном процессы формирования осадочных бассейнов на конструктивных этапах эволюции литосферных плит, а поэтому деструктивные процессы остались практически не освещенными. В связи с этим необходима постановка специальных исследований по эволюции осадочных бассейнов на деструктивных этапах развития литосферных плит. Актуальность проведения указанных исследований подтверждается тем, что древние периконтинентные осадочные бассейны и, в первую очередь, сформированные на пассивных материковых окраинах (Урал и Предуралье, Кавказ и Предкавказье, Карпаты и Предкарпатье, Аппалачи и Предаппалачи и др.) находятся в настоящее время во внутренних районах континентов, а отдельные их участки являются объектами поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Автор надеется, что результаты его исследований помогут в разработке сложной проблемы оценки перспектив нефтегазоносности, выбора эффективных направлений поисково-разведочных работ на нефть и газ и будут способствовать развитию нового направления в геологии нефти и газа.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Таблица 1.1

Основные структурные элементы земной коры и их геологические особенности (по А.А. Ковалеву, компоновка и дополнения В.Ф. Горбачева)

Основные структурные элементы литосферы	Геотектоническая позиция	Осадконакопление и вулканизм	Тектонические дислокации	Примеры
1	2	3	4	5
Рифтовые зоны континентов	Зоны раздвижения литосферных плит над восходящими конвекционными струями (плюмажами)	Грубые кластические отложения, излияния основных, реже щелочных и кислых в переходную к срединно-океаническому хребту стадию — пелагические и металлоносные осадки, эвапориты	Сводовые поднятия, рифтообразование: центры раздвижения (спрединга) на континентах, грабен-горстовые системы; в недоразвившихся ветвях рифтов — авлакогены; в переходную стадию к срединно-океаническому хребту — подводные рифтовые трог	Восточно-Африканская и Байкальская зоны, Рейнский грабен
Срединно-океанические хребты	Зоны раздвижения (дивергенции спрединга) крупных плит	Толентовые эффузивы, флиш, турбидиты, в краевых частях пелагические (карбонатные) осадки, аспидная формация (черные металлоносные сланцы)	Рифтообразование на срединно-океаническом поднятии; центральная рифтовая трещина и параллельные ей горты и грабены, приразломная складчатость	Атлантический, Восточно-Тихоокеанский, Индийский хребты и хребты, окружающие Антарктиду
Окраинные моря (малые океанические бассейны)	Зоны растяжения в тылу островных дуг	Пирокласты, перемежающиеся с турбидитами, пелагические отложения	Возможно быстрое рифтообразование в начальную стадию; глыбово-складчатые приразлом-	Моря: Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Андаманское, Яван-

Основные структурные элементы литосферы	Геотектоническая позиция	Осадконакопление и вулканизм	Тектонические дислокации	Примеры
1	2	3	4	5
Абиссальные океанические впадины	Части литосферных плит с океанической корой между срединными хребтами и глубоководными желобами или континентальными подножиями	Глубоководные пелагические отложения: карбонатные (мощность до 4000 м), глубже — кремнистые илы, красные глины, железо-марганцевые конкреции	деформации в краевых частях в среднюю стадию; инверсионная складчатость	Скское, Коралловое, Тасманово, Карибское, Скоша
Пассивные окраины континентов	Тыльные и срединные части плит (переходная зона от континента к океану)	Лишенные вулканического материала терригенные и угленосные толщи на континенте, нефтегазоматеринские терригенные, угленосные и нефтегазоматеринские карбонатные — на шельфе, континентальном склоне и подножии; осадочные линзы достигают максимальной мощности на континентальном склоне в авлакогенах	Расколы и проплавление плит с океанической корой над горячими участками в мантии; образование асейсмических хребтов и цепей вулканических островов	Обширные абиссальные пространства в Тихом, Атлантическом, Индийском и Ледовитом океанах
Платформы (кристаллические щиты)	Срединные части литосферных плит с континентальной корой мощностью 30—40 км	и гумидных зонах мощная кора выветривания, терригенные отложения, переотложение коры выветривания, базитовый вулканизм	Глыбовые дислокации по крутопадающим разломам, осложняющим залегание мощных осадочных толщ; локальная приразломная складчатость, иногда гравитационная складчатость; диапиризм и солянокупольная тектоника	Восточные окраины Северной и Южной Америки, окраины Африки (кроме северо-западной), южные окраины Индии и Австралии, северные окраины Евразии и Северной Америки
Трансформные разломы типа рифт-рифт	Разломы соединяют отрезки срединно-океанических хребтов	Щебнистые брекчии, толентовые базальты, пелагические осадки	Разломы преимущественно вдоль простирающихся структур в нижнем ярусе земной коры подновляются при прохождении литосферных плит, включающих континенты, над мантийными струями (горячими точками)	Обширные пространства главным образом центральных частей континентов
Трансформные разломы типа рифт — зона субдукции	Разломы соединяют зоны раздвижения и поддвигания литосферных плит	Щебнистые брекчии, терригенные отложения, турбидиты	Брекчирование, милонитизация	Мендосино, Пайонир, Вегенера, линия де Гира, разломы, осложняющие Средне-Атлантический хребет (особенно в экваториальной части), Сан-Андреас
Трансформные разломы типа зона субдукции — зона субдукции	Разломы соединяют две зоны поддвигания литосферных плит	То же	То же	Разлом, ограничивающий Карлсбергский хребет в Индийском океане и прослеживающийся по восточной окраине Иранской плиты до Гималайской горной цепи
Глубоководные желоба	Зоны погружения поддвигаемых (поглощаемых) плит с океанической корой под островные дуги и континенты	Турбидиты, вулканокласты, пелагические отложения: кремнистые, иногда известковые и фосфоритоносные илы	Инверсионная складчатость и голубосланцевый метаморфизм прилегаемых к внутренней стенке желоба кремнистых сланцев, аргиллитов, карбонатных пород и щелочных базальтов подводных гор, выдвигание клиньев океаниче-	Разломы, ограничивающие Южно-Сандвичеву (Скоша) и Малую Антильскую островные дуги
				Желоба: Алеутский, Курильский, Японский, Марианский Рюкю, Филиппинский, Яванский, Тонга-Кермадекский, Гватемальский, Атакамский (Перуанско-Чилийский), Пуэтро-Рико

Основные структурные элементы литосферы	Геотектоническая позиция	Осадконакопление и вулканизм	Тектонические дислокации	Примеры
1	2	3	4	5
Островные дуги	Области формирования земной коры переходного типа над поддвигаемой плитой с океанической корой	Андезитовая и спилиткератофировая формация; лавы и вулканокласты	ской коры и мантии, офиолитовые меланжи Складчато-глыбовые дислокации в процессе формирования вулканических построек дуги и при надвигания на плиту окраинного моря после изменения направления падения зоны поддвига	Дуги: Алеутская, Курильская, Японская, Марианская, Рюкю, Филиппинская, Зондская, Тонга-Кермадекская, Соломоновых островов, Скоша
Активные окраины континентов андийского типа	Фронтальные части плит с мощной (50—70 км) континентальной корой, надвигаемые на плиты с океанической корой	Липарит-дацитовая, в меньшей мере андезит-базальтовая формация, наземные вулканогенные формации; на склоне к океану — туфы, молассы, турбидиты; в предгорном прогибе — крупногалежные конгломераты, пирокласты, лавы, игнимбриты	Преимущественно глыбовые дизъюнктивные дислокации, приразломная складчатость в верхнем структурном ярусе	Западная окраина Южной Америки
Активные окраины континентов кордильерского типа	Зона заложения и поглощения плит с океанической корой под плитами с корой переходного типа, тектономагматическая активизация пассивных окраин континентов	Грубообломочные осадки и вулканы базальтовой и известково-щелочной магм в раннюю стадию, в среднюю стадию —	Перемещение клиньев океанической коры и мантии в сторону океана, разрастание орогенического поднятия, гравитационные чешуи	Южные части Аляски и Камчатки, архипелага Юго-Восточной Азии
Зоны обдукции	Области выталкивания небольших плит с океанической корой при столкновении крупных литосферных плит с океанической корой, надвигаемых на плиты с переходной корой	флиш (турбидиты), "дикий" флиш, гравитационные чешуи; в позднюю — молассы	на поддвигаемую плиту и метаморфические покровы в сторону континента	Надвиг Средиземноморского хребта на северную часть Африканской континентальной окраины (к югу от о-ва Крит)
Зоны столкновения островных дуг с континентами	Области схождения плит с переходной и континентальной корой	Эрозия пелагических океанических осадков, формирование коры выветривания на ультрабазитовых пластинах	Милонитизация, складчатость волочения и зеленокаменный метаморфизм в основании надвиговой пластины	В начальную стадию флиш, в конечную стадию — молассы
Зоны столкновений континентов	Области надвигания на пассивные окраины континентов плит с континентальной корой (с окраинами кордильерского или андийского типов) Области столкновения плит с активными окраинами над плитой с океанической корой	Деформация пород континентального подножия и шельфа, надвиги покровов флиша, голубосланцевых пород и чешуй океанической коры	Столкновение Зондской дуги с северной окраиной Австралийского континента; дуга о-ва Новые Гебриды и Соломоновых островов надвигается на восточную окраину Австралийской плиты	
		Воздымания надвигаемой плиты и интенсивная эрозия ее верхнего яруса, кислый вулканизм — игнимбриты в межгорных депрессиях и на их склонах, мощные терригенные толщи на поддвигаемой плите	Расщепление и надвигание континентальной плиты (ядра шарьяжных покровов), выжимание и надвигание клиньев океанической коры (офиолиты), расщепление литосферной плиты с образованием области линейных складок и ступенчатых взбросов со стороны надвигаемой плиты	Гималаи — складчатая система, образовавшаяся в результате поддвига Индийской плиты под Евразийскую Кавказ — складчатая система, образовавшаяся в результате столкновения активных окраин Иранской и Скифской плит под океанической плитой Тетиса

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ, СФОРМИРОВАННЫХ В РЕЗУЛЬТАТЕ РИФТОГЕНЕЗА И СПРЕДИНГА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Материковые и океанические пространства земного шара характеризуются развитием различных по генезису, объему осадочных и осадочно-вулканогенных пород и их эволюции, а также формированию нефтегазогенерационного потенциала. Как было показано в гл. 5, наивысшим нефтегазогенерационным потенциалом обладают периконтинентные осадочные бассейны пассивных материковых окраин континентов и рифтогенные континентально-океанические.

Ниже приводится характеристика отдельных генетических типов бассейнов.

Периконтинентальные осадочные нефтегазоносные бассейны (пассивные материковые окраины)

Пассивная материковая окраина представлена тремя геоморфологическими зонами — материковой отмелью (шельфом), материковым склоном и материковым подножием.

Под континентальным шельфом, по данным Ф.П. Шепарда, понимаются мелководные платформы или площади террас, окаймляющие большую часть материков и имеющие сравнительно резкий перегиб поперечного профиля, определяющий переход к континентальному склону. Этот перегиб называется внешним краем или бровкой шельфа. Если на континентальном склоне более одного перегиба, то шельфом считается зона, расположенная с внутренней стороны самого верхнего перегиба и ограниченная изобатой 550 м.

Континентальный склон — это относительно крутой откос между бровкой шельфа и глубоководным ложем океана, характеризующийся весьма неровным рельефом.

Вдоль некоторых побережий, на небольшой глубине по сравнению с глубиной океанического ложа, расположены зоны развития различных возвышенностей и котловин. Такие зоны получили наименование континентального бордерленда.

За пределами ряда шельфов встречаются глубоководные террасы, фигурирующие под названием краевых плато (Блейк у юго-восточного побережья США).

В ряде районов у основания континентальных склонов развит относительно ровный пологий аккумулятивный шлейф, постепенно переходящий в глубоководное дно океана.

Этот шлейф называется континентальным подножием. Шельф представляет собой подводную равнину со сравнительно малым уклоном дна, в среднем около $7-8^\circ$. Со стороны океана он ограничен четко выраженной бровкой (перегибом рельефа), расположенной, как правило, на глубинах от 100 до 200 м, но в некоторых случаях погруженной до глубин 300 м и более (шельфы Восточной Гренландии, Антарктиды, Ньюфаундленда и др.). Ширина шельфа колеблется в широких пределах — от нескольких десятков километров на восточном побережье Бразилии до 400 км на побережье За-

падной Африки, более 400 км в районе Ньюфаундленда, Британских островов, Северного моря и до 1200 км на севере Азии с системой мелководных (шельфовых) морей, Баренцевым, Карским и др.

Имеются существенные различия рельефа шельфов между областями, подвергающимися четвертичному оледенению и внеледниковыми.

Области подвергшиеся четвертичному оледенению, характеризуются более расчлененным холмистым рельефом, большей шириной и значительными перепадами глубин. Так, на шельфе районов Лабрадора и Гудзонова залива многочисленные банки чередуются с крупными котловинами, продольными и поперечными желобами и долинами, достигающими глубин 600—700 м. Бровка шельфа лежит на глубине 200—400 м. Аналогичный холмисто-котловинный рельеф имеет материковая отмель Ньюфаундленда и Новой Шотландии, расчлененная широкой трогообразной долиной зал. Святого Лаврентия, находящегося на продолжении одноименного эстуария. А.В. Ильин разделяет отмель Новой Шотландии на три области: прибрежную, центральную и внешнюю. Для прибрежной зоны характерны относительно крутые склоны, пологие ложбины и валы, вытянутые под прямым углом к берегу. Склон ее опускается ко дну относительно глубоких котловин, расположенных в центральной зоне, глубина котловин составляет 250—300 м. Внешняя часть шельфа лежит на значительно меньших глубинах. Расположенные здесь многочисленные мелководные банки оконтуриваются изобатой 100 м, а глубина внешнего края шельфа колеблется от 100 до 200 м. У берегов Антарктиды внешняя выровненная часть отмели опущена до 400—500 м, а внутренняя, сильно расчлененная, находится на глубинах 150—200 м. Они разделены крутым уступом и депрессией, достигающей глубины 1600 м.

Своеобразие рельефа материковых отмелей Северной Атлантики и Антарктиды обычно связано с деятельностью ледника. В пределах Северной Америки его граница в антропогене не выходила за пределы мыса Код, действительно, к югу от этой границы поверхность шельфа приобретает равнинный характер. Вместе с тем крупные черты рельефа шельфов ледниковых зон, в частности наличие продольных и поперечных желобов, глубоких котловин, отмечаемых рядом исследователей, соответствие простирания главных элементов рельефа направлению складчатых структур каледонид на шельфе Новой Шотландии, позволяют предполагать влияние движений земной коры на формирование рельефа: опускание и поднятие отдельных блоков обусловлены неравномерной ледниковой нагрузкой. Продольные и поперечные желоба на шельфе Лабрадора, местами достигающие глубины 750 м, часто лежат на непосредственном продолжении разломов, установленных в прилегающих частях полуострова. Некоторые из желобов в районах шельфов Гренландского и Норвежского занимают продолжение характерных форм послеледникового наземного ландшафта — фьордов, в образовании которых ведущая роль отводится тектоническим факторам.

В пределах внеледниковой области поверхность шельфа более выровнена, хотя и имеет волнистый и часто террасированный характер. При низком стоянии океана основным рельефообразующим фактором здесь была речная эрозия, сменившаяся на стадиях эвста-

тического повышения уровня абразионной деятельностью моря в ходе трансгрессий.

За пределами ледниковой зоны наиболее разнообразны по характеру рельефа береговые отмели тропического пояса. Их разнообразие обусловлено рельефообразующей деятельностью кораллов и известняковых водорослей. Обилие биогерм маскирует эрозионные и абразивные формы рельефа, создавая новые морфоструктурные поверхности. Ведущее значение здесь имели тектонические движения, обладающие различными скоростями и направленностью в тектонических зонах и блоках.

Весьма характерно однообразие материковой отмели Западной Африки. Ее равнинный рельеф, осложненный главным образом реликтовыми формами речных долин и скалистых выступов, крайне однообразное положение внешней бровки, располагающейся за исключением немногих районов на глубинах 100—110 м, соответствуют тектонической стабильности западной части Африканской платформы. Лишь в северной части материковой отмели Африки, где к берегу подходят альпийские горные сооружения, ее рельеф характеризуется относительной расчлененностью. То же можно сказать о шельфе северного побережья Южной Америки у зал. Пария и о-ва Тринидад. Для этого района отмечаются существенные колебания глубин (от 100 до 185 м) бровки шельфа, наличие крутых уступов и глубоких депрессий, отделенных от внешнего края пологими хребтами. Их ориентировка в различных направлениях может свидетельствовать о широком проявлении блоковых движений. Погружение окраины материка в виде пологой террасы, прослеженной до глубин 1100—1300 м от внешнего края отмели и сменяющейся крутым уступом материкового склона, характерно для шельфа района Аргентины.

В отличие от этого шельфа у побережья Бразилии шириной не более 15 км имеет преимущественно абразионное происхождение. Его внешней край не опускается ниже 100 м, а обычно расположен на глубинах 50—70 м. Шельф сопряжен с испытывающими поднятие прибрежными частями Бразильского нагорья.

В целом для шельфовой зоны океана характерно существование реликтов субаэрального рельефа, замаскированного наложенными процессами морской абразии и аккумуляции. Наклон шельфа в сторону океана и присутствие резко сброшенных участков, образующих окраинные плато, свидетельствуют о тенденциях к погружению протяженных окраинных частей континентов. Более обширные площади шельфов выработались в результате совместной деятельности тектонических опусканий, морской абразии и осадконакопления.

Материковый склон характеризуется интервалом глубин от 100—400 м на внешней бровке и до 1000—4500 м на границе материкового подножия. Это объясняется тем, что переход материкового склона к материковому подножию происходит плавно и граница между ними определяется со значительной долей условности. Средний наклон поверхности материкового склона составляет более 3°, но может достигать 25°, а на отдельных участках 45°. Ширина материкового склона варьирует от 8 до 270 км.

Типичной формой рельефа на более крутых, не замаскированных современными осадками участках материкового склона, является

система последовательно чередующихся уступов и субгоризонтальных ступеней. Часто они имеют форму горстов и разделяются понижениями, напоминающими подводные долины или каньоны. Такая морфология склона у побережья Бразилии, а также у западного побережья Африки от Сьерра-Леоне до экватора, где средние углы его наклона составляют $4-5^{\circ}$, но часто увеличиваются до 12° . Явный сбросовый характер имеет материковый склон вдоль побережий Гренландии, Лабрадора и в районе Флемиш-Кап к востоку от Ньюфаундленда. В нижней части материкового склона Гренландии устанавливается обособленный блок, отделенный от внутренней части склона желобом. Крутой, вероятно, сбросовый уступ выделяется в нижней части склона Лабрадора. Крутые уступы еще резче выражены на склоне Флемиш-Кап. Более сложный характер рельефа с вогнутым, а не выпуклым, как в приведенных примерах, поперечным профилем мало заметными уступами и ступенями устанавливается вдоль западного побережья Африки к югу от Канарских островов и вплоть до г. Бисау. Здесь высота склона 2500—3000 м, крутизна не превышает $2-3^{\circ}$, а его расчлененность незначительна. Вогнутый поперечный профиль, по-видимому, свидетельствует о малой тектонической активности этой зоны и об установившемся здесь равновесии рельефообразующих процессов. Важной формой рельефа материкового склона является система рассекающих его подводных каньонов. Они представляют собой глубоко врезанные V-образные долины, по которым с континентов и материковой отмели в океаны сбрасывается огромное количество обломочного материала, накапливающегося в дальнейшем в виде мощных осадочных линз вдоль материкового подножия. Обломочный материал перемещается по каньонам, главным образом мутьевыми потоками. Классической областью распространения и изучения подводных каньонов является материковый склон Атлантического побережья США и южной части Ньюфаундленда. Подводные каньоны протягиваются на многие сотни километров и опускаются до материкового подножия, образуя в устьевых частях мощные конусы выноса. Верховья некоторых каньонов устанавливаются и на шельфе. Нередко они располагаются против устьев современных речных долин (р. Гудзон, Конго, Инд, Амазонка и др.). Развиты каньоны и на склонах островных луг и глубоководных желобов.

Из нескольких гипотез происхождения этих форм рельефа наиболее распространена тектоническая, согласно которой подводные каньоны представляют собой трещинные зоны, в отдельных случаях грабены, заложившиеся при деформациях растяжения в период образования материковых склонов. Эрозионная гипотеза предполагает, что поперечные долины материкового склона выработаны реками в период значительных понижений уровня Мирового океана. Широко развито представление о том, что подводные долины созданы деятельностью мутьевых потоков. Эта гипотеза, впервые высказанная К.А. Дели, нашла подтверждение в детальных исследованиях, выполненных Р.Ф. Диллом. По наблюдениям Р.Ф. Дилла [44], в результате оползания массы рыхлых осадков, содержащих, судя по составу донных проб и визуальных наблюдений в батискафе, скальные обломки и валуны, происходит разрушение дна каньонов, даже врезанных в кристаллические породы. Однако гипотеза подвод-

ной эрозии не противоречит приуроченности каньонов к дизъюнктивным зонам, а лишь дополняет тектоническую гипотезу, впервые высказанную А. Вегенером.

Преобладание тектонических процессов, в том числе дизъюнктивных дислокаций, в формировании рельефа материкового склона несомненно, на что указывают прямолинейность или пологая дугобразность его контуров. Поэтому целиком можно согласиться с В.Е. Хаиным, который указывает, что связь континентального склона с краевыми разломами океанов представляет собой общую закономерность, но эти разломы могут быть либо непосредственно выражены в структуре дна океана, либо замаскированы чехлом и отражены в нем барьерными рифами или соляными валами.

Материковое подножие в качестве самостоятельного морфоструктурного элемента стало выделяться недавно [44]. В настоящее время одни исследователи рассматривают его как часть океанического ложа, другие включают в состав подводной окраины материков. В морфологическом отношении материковое подножие представляет собой наклонную, обычно слабоволнистую равнину, окаймляющую основание материкового склона. Положение ее верхней границы существенно меняется. Так, в районе Ньюфаундленда она располагается на глубинах от 2000 до 4000 м, в районе Южной Америки — в среднем на глубине 3000 м с тенденцией к увеличению глубин у берегов Гвианы и Аргентины и к уменьшению у берегов Бразилии. Нижняя граница устанавливается как в западном, так и в восточном секторах Атлантического океана на глубине около 5000 м. Ширина материкового подножия колеблется от 200 до 1000 км и более. Обобщенный поперечный профиль имеет форму вогнутой кривой, выполаживающейся в сторону океана. В районе Новой Шотландии и банки Флеминг-Кап наклон верхней части материкового подножия иногда достигает $1-2^\circ$, выполаживаясь на границе с абиссальной равниной до 2° и в среднем не выходит за пределы 10° .

Поверхность материкового подножия в основном выровненная, для нее характерно развитие широкой системы холмов высотой от 10 до 300 м, наиболее четко выраженных в его верхних и нижних частях. По данным сейсмоакустического профилирования эти холмы представляют собой либо конусы выноса подводных каньонов, распадающихся материковый склон и заканчивающихся у материкового подножия, либо крупные блоки осадочных пород, образовавшиеся в результате оползания (размер их достигает нескольких километров), а также деятельности природных течений.

В пределах материкового подножия концентрируется основная масса осадочного материала, находящегося в океане и снесенного с континентов. Благодаря этому, аккумулятивные процессы почти полностью подавляют тектонические формы рельефа. Так, сейсмические работы, проведенные на материковом подножии вдоль побережья США, свидетельствуют о существовании здесь крупного тектонического прогиба, выполненного 8-10-километровой толщей осадков, но никак не выраженного в рельефе. Аналогичное внутреннее строение имеет материковое подножие и во многих других районах. В выравнивании рельефа большую роль играют придонные течения, они устанавливаются по многочисленным знакам ряби.

Таким образом, рельеф материкового подножия имеет в основ-

ном аккумулятивное происхождение. Исключения составляют отдельные районы (часть побережья Бразилии, центральная часть побережья Северо-Западной Африки), где значительная ширина материкового подножия не может быть объяснена выносом большого количества терригенного материала и, очевидно, связана с интенсивным вулканизмом — широким развитием лавовых покровов и системами подводных и надводных вулканов (о-ва Зеленого Мыса, Фернанду-ди-Норонья и др.). Последние характерны для структурно-вулканического типа материкового подножия. Этот тип отличается от аккумулятивного типа формами рельефа, представленными многочисленными ступенями, разделенными уступами, морфология которых лишь в малой степени замаскирована осадочным материалом.

Нефтегазоносные периконтинентные осадочные бассейны пассивных материковых окраин континентов, включая окраинные моря, распространены практически по периметру всех континентов. Исключение составляют западные материковые окраины Северной и Южной Америки.

В качестве примеров современных периконтинентных нефтегазоносных бассейнов рассмотрим бассейны Австралии (данные В.Б. Оленина, Р.Д. Родниковой, 1976 г.) и Африки (данные В.И. Высоцкого, 1976 г.).

Нефтегазоносные бассейны Западной Австралии (Броуз, Кэнниг, Карнарвон, Перт) простираются от о-ва Тимор на севере до плато Натуралиста на юге. В их структуре выделяются шельф континентальный, склон и окраинные плато. Шельф имеет узкую внутреннюю и широкую внешнюю зоны. Ширина шельфа до 300 км на севере и до 100 км на юге. Континентальный склон в верхней своей части имеет малые углы наклона ($1-2^\circ$), которые в нижней увеличиваются до 20° . Граница склона проходит на глубинах 3,5 км на севере и от 1 до 2 км на юге.

В развитии бассейнов пассивных окраин Западной Австралии выделяются три основные стадии: рифтовая, блокового разрыва (или стадия неразвитого океана) и зрелой окраины.

Начальная рифтовая стадия развития, ограниченная интервалом времени пермь — поздняя юра (или ранний мел), характеризовалась широким развитием сводовых внутриконтинентальных поднятий, параллельно которым на окраине континента формировались рифтогенные структуры — односторонние грабены. В последующий период в результате растяжения происходило погружение блоков коры вдоль разломов. Грабены перекрывались вулканитами и глубоководными морскими осадками, выше которых по разрезу отлагались прибрежно-морские дельтовые и континентальные образования. В разрезе бассейна отмечаются магматические породы раннеаптского, позднеюрского и раннеюрского возрастов. В завершающую стадию развития (кайнозойский период) в связи с формированием акватории Индийского океана происходит накопление на шельфе карбонатных пород, сменяющихся тонкообломочными терригенно-карбонатными отложениями в более погруженных зонах.

Бассейн Броуз охватывает банку Сахул и плато Скотт, глубины моря в пределах плато Скотт характеризуются изобатами 2000 — 3000 м. Глубже 4000 м, за пределами бассейна, расположена абис-

сальная равнина Арго. По данным магнитометрии устанавливается утонение земной коры от 30 км у континента до 22 км на внешнем краю плато Скотт.

Бассейн Броуз заложен на протерозойском основании, имеющем блоковое строение. Западная граница бассейна трассируется по подножию континентального склона, восточная — по зоне выклинивания пород осадочного выполнения, по направлению докембрийского блока Кимберли.

В разрезе осадочного чехла бассейна терригенно-карбонатные породы ордовика и девона развиты в наиболее погруженных блоках фундамента. Выше по разрезу наблюдаются в основном континентальные обломочные породы карбона и нижней перми. Разрез верхней перми характеризуется развитием песчано-глинистых образований и известняков на севере. В разрезе триаса выделяются морские и континентальные породы, представленные песчаниками, аргиллитами, известняками, а также базальтами и туфами. В разрезе меловых отложений преобладают морские песчано-глинистые породы, мергели и известняки, в палеоген — неогене — в основном карбонатные разности пород. В палеоцене наблюдаются угленосные отложения. В плиоцен-четвертичный период на поднятиях накопились известняки, включая рифогенные, а в погруженных частях карбонатные глины и мергели.

Суммарная мощность кайнозойских отложений превышает 3000 м. Максимальная мощность (более 7000 м) осадочного чехла устанавливается в центральной части бассейна.

В разрезе бассейна Броуз выявлены промышленные скопления нефти (Пуффин) и газа (Ампи, Скотт-Риф). Продуктивные дельтовые и морские регрессивные песчаники мезозоя перекрыты глинистыми породами мела.

Нефтегазоносные бассейны Южной Австралии (Юкла, Отуэй, Басс и Гипсленд) приурочены к шельфу и верхней части континентального склона Большого Австралийского залива и пролива Басс Индийского океана. Ширина шельфа здесь 48—160 км, а протяженность почти до 1000 км. Континентальный склон наклонен под углом 5—8°.

Фундамент бассейнов Южной Австралии слагают породы докембрия и палеозоя. Осадочный чехол представлен мезозойско-кайнозойскими отложениями. Максимальные мощности его приурочены к палеорифтам, в зоне развития которых современный структурный план характеризуется многочисленными дизъюнктивными дислокациями в основном субширотного простирания. Заполнение бассейнов осадками в раннем мезозое происходило в условиях морской окраины. В связи с дроблением суперконтинента Гондваны в юре наблюдались интенсивные подвижки по разлому Дамантина, активизировались процессы рифтогенеза в краевой зоне континента. Сформировавшиеся рифтогенные прогибы заполнялись вулканитами, терригенными и карбонатными осадками морского и континентального генезиса, широко развиты дельтовые комплексы.

Бассейн Гипсленд приурочен к восточной части акватории Басова пролива, включая зону шельфа и континентального склона до изобаты 4000 м. На суше с севера бассейн ограничен горными хребтами Австралийских Альп, на юге — о-вами Фюрно. Граница

на материке проводится по выходам на поверхность метаморфизованных пород палеозоя, в зоне шельфа на северо-востоке — по глыбовому поднятию Хау, а на юго-западе по поднятию Вильсон. Фундамент бассейна слагают вулканиты и метаморфические породы палеозоя.

В строении осадочного чехла бассейна участвуют породы от юрских до современных (табл. 2. 1). В разрезе этих толщ выделяются

Таблица 2.1

Схематический литолого-стратигический разрез отложений НГБ Гипсленд

Система	Отдел	Свита	Основной состав переслаивающихся пород	Максимальная мощность, м
Антропоген		Хаунтед-Хилл	Песчаники, гравелиты, галечники	80
Неоген	Плиоцен	Джеммис-Пойнт	Перерыв Мергели	25
	Миоцен	Тамбо-Ривер	Мергели, местами с глауконитом	
		Гипсленд	Органогенные известняки, мергели, песчаники	2 200
Палеоген	Олигоцен	Лейкс-Энтранс	Мергели песчанистые, песчаники, аргиллиты, глины	850
	Эоцен	Лэтроуб-Валли	Глины, песчаники, алевролиты, бурые угли, прослой базальтов	1 800
	Палеоцен			
Мел	Верхний		Перерыв Алевролиты, глины, песчаники, прослой углей	1 000
	Нижний	Корамбара (Стржелецки)	Перерыв Песчаники, глины, конгломераты, угли, в верхней части глины, доломиты	
Девон	Средний		Угловое несогласие	
			Метаморфические и изверженные породы складчатого основания	

пять седиментационных циклов. Верхнеюрско-нижнемеловой (первый) цикл представлен свитой Стржелецки. Она сложена граувакками, аркозовыми песчаниками и пачками переслаивающихся алевролитов и аргиллитов суммарной мощностью до 3500 м. В основании юрско-мелового разреза развиты базальты и туфы. Верхнемеловой (второй) цикл включает алевролиты, глины и аргиллиты с прослоями углей свиты Генерд мощностью 1000 м. Выше по разрезу с перерывом в осадконакоплении залегают глины, песчаники, алевролиты, угли и прослои базальтов свиты Лэтроуб-Валли (третий цикл) мощностью до 3000 м. С угловым несогласием на них ложатся конгломераты, песчаники, мергели, карбонаты, аргиллиты и глины олигоценовой свиты Лейкс-Энтранс (четвертый цикл) мощностью 850 м. В завершающий (пятый) цикл седиментации, в течение позднего олигоцена — плиоцена, накопились органогенные известняки, мергели и песчаники свит Гипсленд, Тамбо-Ривер, Джеммис-Пойнт мощностью более 2000 м.

Основными продуктивными горизонтами являются песчаники эоцена, характеризующиеся пористостью до 35 % (месторождение Голден-Бич) и проницаемостью превышающей $2 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$ (месторождения Марлин-Барракута). Крупнейшие скопления УВ связаны с дельтовыми фациями месторождения Кингфиш, Халибут, Голден-Бич, Барракута. Газоносные горизонты выявлены над наиболее мощными угленосными толщами.

Перекрывающие эоценовый комплекс морские аргиллиты, глины и алевролиты олигоцена являются региональной покрывкой. Средняя мощность ее составляет 500 м. Только на северном борту бассейна прослои песчаников в разрезе олигоценовой свиты Лейкс-Энтранс заключают нефть.

В бассейне Гипсленд выявлено девять нефтяных, четыре газовых и пять газонефтяных месторождений (табл. 2. 2).

Основная продуктивная свита бассейна Гипсленд Лэтроуб-Валли эоценового возраста залегает в интервале глубин от 628 м на месторождении Голден-Бич до 3108 м на месторождении Снаппэр. Нефтеносные горизонты олигоцена месторождения Лейкс-Энтранс выявлены на глубине 365,5 м.

Нефти бассейна Гипсленд в основном легкие, малосернистые. Газ месторождения Марлин содержат 17,36 % углекислоты.

Нефтегазоносные бассейны Африки расположены вдоль западного и восточного побережий континента. Западная провинция на севере открывается нефтегазоносным бассейном Дуккала-Сус, находящимся на западе Марокко. Южнее Сиди-Ифни и до Бисау выделяется протяженный Западно-Африканский потенциально-нефтегазоносный бассейн. Южнее Леоно-Либерийского массива, в районе Берега Слоновой Кости, протягивается Абиджанский нефтегазоносный бассейн. Южнее последнего располагаются два крупных нефтегазоносных бассейна — Нижнеригерский и Кванза-Камерунский (описывается по данным К. Бека и И.В. Высоцкого).

Восточная нефтегазоносная провинция прослеживается от зал. Аден на севере до широты г. Лоренсу-Маркиш (Мозамбик). Здесь выделяются четыре потенциально-нефтегазоносных бассейна (с севера и юг): Сомалийский (Веби-Шебели), Джуба (Тана), Занзибарский и Мозамбикский (описываются по данным Р.Б. Сейфуль-

Мулюкова, В.И. Высоцкого, Р.Д. Родниковой и Г.Б. Сальмана).

Среди нефтегазоносных бассейнов Западной Африки охарактеризованы Нижненигерийский и Кванза-Камерунский.

Нижненигерийский нефтегазоносный бассейн заключен в периконтинентном полуграбене дельты Нигера и примыкающем к нему с северо-востока грабене (авлакогене) Бенуэ. Бассейн расположен между выходами на поверхность докембрийских пород Дагомейского массива на северо-западе, Северо-Нигерийского массива на севере и выступа Обан-Камерунского массива. Юго-восточная граница массива образована Камерунским глубинным разломом, который прослеживается по цепи вулканических островов от г. Камеруна до о-ва Сан-Томе.

На юго-западе в субаквальной части фундамент бассейна погружается по ступенчатым сбросам, входя в систему периконтинентального прогиба Гвинейского залива.

Таблица 2.2

Характеристика основных месторождений НГБ Гипсленд

Месторождения нефтяные (н), газонефтяные (гн) и газоконденсатные (гк)	Структура; размеры	Глубина залегания нефтегазоносных пластов, м	Типы залежей	Категория крупности
Барракута (гк)	Пологая брахиан-тиклираль; 77 км ² , амплитуда 180 м	1037—1270	Верхняя (г) — сводовая, осложненная размывом; нижняя (н) — пластовая сводовая	Крупное
Кингфиш (н)	Погребенный выступ палеорельефа; 90 км ² , амплитуда 120 м	2500—2670	В эрозионном выступе	Крупнейшее
Марлин (гн)	Погребенный выступ палеорельефа; 108 км ² , амплитуда 300 м	1360—2272	То же	Крупнейшее
Халибут (н)	Погребенный выступ палеорельефа; 50 км ² , амплитуда 120 м	2600—2602	В эрозионном выступе	Крупное
Снаппэр (гн)	Пологая брахиан-тиклираль	3098—3108	—	”

Примечание. Продуктивны эоценовые песчаные пласты Лэтроуб-Валли.

Таблица 2. 3

Литолого-стратиграфическая характеристика Нижненигерийского бассейна

Система	Отдел	Ярус	Свита	Основной состав переслаивающихся пород	Максимальная мощность, м
Антропоген	Голоцен	—	Аката (эоцен — антропоген)	Пески, алевролиты	6000—8000 (дельта р. Нигер)
	Плейстоцен	—	Атбада (эоцен — антропоген)	Пески, песчаники и глины (в верхней части — содержание песчаников 50 %, в нижней — меньше 50 %)	
	Плиоцен	—			
Неоген	Миоцен	—	Бенин (олигоцен — антропоген)	Пески, песчаники, в нижней части глины	
	Олигоцен	—			
	Эоцен	—			
Палеоген	Палеоцен	—	Имо	Аргиллиты и известковистые песчаники с редкими прослоями известняков, мергелей	1000 м (впадина Анамбра)
Мел		Маастрихтский	Нсукка	Песчаники, аргиллиты, линзы угля	350
			Ажали	Песчаники с косой слоистостью, аргиллиты	450
			Маму	Песчаники, аргиллиты, уголь	90
	Верхний	Кампанский	Нкпоро	Аргиллиты, песчаники	1000 (впадина Анамбра)
		Несогласие			
		Коньякский, сантонский	Авгу	Аргиллиты, известковистые песчаники, органогенные известняки	900 (впадина Анамбра)
		Туронский	Азе-Аку	Алевролиты	600 (поднятие Абакалики)
		Сеноманский	Одукпани	Аргиллиты, известняки, песчаники	1000 (на юго-востоке в районе Каламбра)
	Нижний	Альбский	Азу-Ривер	Аргиллиты, песчаники, известняки	2000 (поднятие Абакалики)
		Аптский		Аркозовые песчаники, конгломераты	Сотни метров
			Докембрийский фундамент		

В пределах бассейна выявлено более 180 нефтяных и газонефтяных и пять газовых месторождений, расположенных в дельте Нигера и прилегающей субаквальной части ее длинной (вдоль берега) более 500 км и шириной до 150 км. В структурном плане бассейна здесь располагается наиболее прогнутая часть его, образующая впадину дельты Нигера.

Впадина выполнена (табл. 2. 3) кайнозойскими терригенными отложениями мощностью свыше 8000 м, несогласно залегающими на карбонатно-терригенных породах мелового возраста мощностью свыше 6000 м. Карбонатные породы известны лишь в отложениях нижнего мела. В северо-восточном направлении мощность осадочных отложений сокращается, чем и определяется граница бассейна в грабене Бенуэ.

На северо-востоке бассейн осложнен крупным поднятием Абакалики, вытянутым в северо-восточном направлении. Поднятие окаймляется с северо-запада крупной впадиной Анамбра, а с юго-востока — небольшим грабенообразным прогибом Мамфе, вклинивающимся в кристаллический массив Обан. Небольшой грабен Нупе, отделяющий Дагомейский щит от Северо-Нигерийского, отходит на северо-западе от впадины Анамбра.

Все нефтяные месторождения Нижненигерийского бассейна представляют собой брахиантиклинали, тяготеющие к продольным разрывам, секущим осадочное выполнение дельтовой впадины. Брахиантиклинали рассечены разрывами; залежи нефти пластовые сводовые или тектонически экранированные, обычно находятся в опущенных блоках брахиантиклиналей на глубинах 1400—3000 м на западе впадины, 2000—3800 м в средней ее части и 1600—3500 м на востоке и юго-востоке. Нефтегазоносность бассейна была установлена в 1953 г. открытием на юго-востоке бассейна нефтяного месторождения Аката.

Основными нефтегазоносными породами являются кайнозойские песчаники свиты Агдада мощностью до 60 м, в меньшей степени — песчаники в нижней части свит Бенин и Аката.

Большая часть месторождений нефти и газа бассейна является средними и мелкими, содержит извлекаемые запасы нефти, не превышающие 30—40 млн. т. Наиболее крупными месторождениями (запасы 70—95 млн. т) являются Мерен, Дельта, Дельта-Юг, Окан, Джонс-Крик, Бому, Имо-Ривер, открытые в период 1959—1964 гг. (табл. 2. 4).

Суммарные извлекаемые запасы нефти бассейна оцениваются в 2700 млн. т.

Периконтинентный Кванза-Камерунский бассейн протягивается от Камерунского разлома на севере до выступа массива Бенгуэла на юге на расстоянии более 2000 км.

В материковой части ширина бассейна меняется от нескольких до десятков километров в пределах дельт рек Огове, Конго, Кванза. На месте последних находятся наиболее погруженные части бассейна, представляющие вытянутые параллельно береговой линии впадины с падением слоев от 2 до 10°, имеющие продолжение в шельфовой части бассейна. Восточным ограничением бассейна является полоса выходов докембрийского фундамента, которые окаймляют бассейн и с юга. В бассейне могут быть выделены три основные зоны нефте-

Таблица 2. 4

Характеристика основных месторождений Нижненигерийского бассейна

Месторождения нефтяные (н) и газонефтяные (гн)	Глубина залегания нефтегазовых пластов, м	Категория крупности
Западная часть впадины дельты р. Нигер		
Исан (н)	1769—2745	Мелкое
Парабе (н)	1373—2501	Среднее
Малу (н)	1464—1922	Мелкое
Мерен (н)	1525—2288	Крупное
Дельта (н)	1708—2867	"
Дельта-Юг (н)	2166—2806	"
Окан (гн)	1678—2715	"
Меджи (н)	1586—3325	Среднее
Сагхара (н)	2730	Мелкое
Отумара (н)	2494	Среднее
Абитейе (н)	1754—2870	Мелкое
Эскравос-Бич (н)	2864	"
Форкадос-Эстуари (н)	2135	Крупное
Джонс-Крик (гн)	2135—2745	"
Эгва (н)	2850—3200	Среднее
Одиди (н)	3349	Крупное
Батан (н)	3354	Мелкое
Ажужу (н)	4063	Мелкое
Варри (н)	3740	"
Рапеле (н)	3945	"
Амукпе (н)	3775	"
Сапеле (н)	3900	Среднее
Центральная часть впадины дельты р. Нигер		
Угелли-Запад (гн)	2257—3111	Среднее
Угелли-Восток (гн)	2420—3600	"
Уторогу (н)	2700	"
Осиока (н)	3930	Мелкое
Эврени (н)	3680	Среднее
Орони (н)	3660	Мелкое
Кокори (н)	1980—3050	Среднее
Афмсере (гн)	2440—2745	"
Эриему (н)	3828	Мелкое
Овех (н)	3752	Среднее
Оломоро (гн)	2130—3050	Крупное
Огини (н)	1787	Мелкое
Озоро (н)	—	"
Узере-Запад (гн)	2592	Среднее
Узере-Восток (гн)	2280—2892	"
Огута (н)	3142	Мелкое
Эгбема (н)	2850—3200	Среднее
Мбеде (н)	3000—3294	Среднее
Эбоха (н)	2806—3080	"
Асса (н)	3446	Мелкое
Ахиа (гн)	3200—3400	Среднее
Обаги (гн)	1830—3230	"
Адибава (н)	3645	Мелкое
Убие (н)	4386	"
Олоибери (гн)	2440—2990	"
Пеннингтон (н)	1525—3660	Среднее

Продолжение табл. 2.4.

Месторождения нефтяные (н) и газонефтяные (гн)	Глубина залегания нефтегазоносных пластов, м	Категория крупности
Восточная и юго-восточная части впадин р. Нигер		
Соку (н)	3197	Среднее
Экулама (н)	3355	"
Кракама (н)	3000—3100	Мелкое
Бугума-Крик (н)	3720	"
Апара (гн)	2880—2970	"
Агдада (н)	2440—3600	Среднее
Обеле (н)	3050	Мелкое
Умуечем (гн)	1770—3260	Среднее
Нкали (гн)	3660	Мелкое
Обигбо (гн)	1882—3050	Среднее
Элеленва (н)	2500—2600	Мелкое
Эбубу (н)	2460—2550	"
Онне (н)	3167	"
Алакири (н)	3050	Среднее
Кавторн-Чанэл (н)	3600	Крупное
нефтяное		
Бонни (н)	3000—3200	Мелкое
Бодо-Запад (гн)	2750—3200	Среднее
Бому (гн)	1920—2290	Крупное
Корокоро (гн)	2400—2970	Среднее
Афам (гн)	2440—3200	Мелкое
Исимири (н)	1800—3350	"
Имо-Ривер (гн)	2030—3050	Крупное
Йорла (н)	3635	Среднее
Экпе (н)	2288	"
Асабо (н)	1650	"
Идохо (н)	2603	"
Иним (н)	1804	Среднее
Убит (н)	1477	"
Утуе (н)	2719	"
Этим (н)	1875	"

Примечания. 1. Почти все месторождения приурочены к брахиантиклиналям, вытянутым вдоль системы сбросов, параллельных береговой линии. Пластовые сводовые и тектонически экранированные залежи находятся в опущенных блоках. Каждое месторождение содержит в среднем 5—10 залежей, иногда до 50.

2. Подавляющее большинство залежей связано с песчаниками свиты Агдада. Мощность продуктивных пластов до 60 м, средняя пористость 30 %, проницаемость $(0,5-5) \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$. Значительно меньше продуктивных горизонтов выявлено в низах свиты Бенин и в свите Аката.

3. Средний газовый фактор месторождений Нигерии — $166,4 \text{ м}^3/\text{т}$.

газонакопления, соответствующие впадинам на месте дельт рек Огове, Конго и Кванза.

Геологическая структура района нижнего течения р. Огове представляет собой моноклираль, осложненную рядом прогибов и поднятий. На северо-востоке выделяется горст Ламбрене, протягивающийся в северо-западном направлении и образующий на поверхности узкую полосу кристаллических пород. Восточнее и параллельно горсту проходит небольшой Восточно-Габонский прогиб. В крайней

западной части моноклинали выделяется глубокий (фундамент погружен более чем на 8000 м) Западно-Габонский прогиб, ориентированный в субмеридиональном направлении. С запада в субаквальной части прогиб ограничивается поднятием Порт-Жангиль. На юго-востоке моноклинали имеется небольшое поднятие Икасса и прогиб Сетте-Камо с глубиной фундамента более 6000 м.

Разрез отложений моноклинали Огова (табл. 2. 5) начинается с пестроцветных пород (внизу с прослоями доломитов и ангидритов) позднеюрского возраста мощностью до 1100 м, залегающих на докембрийских кристаллических породах западного склона массива Шайю. Вышележащие отложения мелового возраста делятся на три литологически различных комплекса:

подсолевой комплекс включает карбонатно-терригенную толщу пород (серия Кокобич) неокомского и раннеаптского возраста мощностью 3500 м; солевой комплекс среднеаптского возраста мощностью от 150 м в пластах и до 1000 м в соляных массивах; надсолевой комплекс мощностью около 5000 м терригенный в верхней части (маастрихт, кампан, сантон?) мощностью около 1200 м и карбонатно-терригенный в остальной большей части разреза меловых отложений.

Кайнозойские отложения представлены в палеоцене, эоцене, низах миоцена карбонатно-терригенными породами мощностью около 2500 м, в верхах миоцена, плиоцена, антропогена терригенными породами мощностью около 900 м. В разрезе палеогена отсутствуют отложения олигоцена; характерны слои радиоляритов, диатомитов и кремнистых известняков.

Присутствие в разрезе каменной соли обуславливает развитие в бассейне солянокупольной тектоники. Предполагается существование протяженных соляных валов с проникающими высоко вверх соляными штоками.

В пределах моноклинали Огове известны (табл. 2. 6, 2. 7) более 30 нефтяных месторождений и одно газовое (М'Бассан). Большая часть месторождения расположена в Западно-Габонском прогибе и прежде всего на его северо-западном склоне и юго-западной центриклинали. Около десяти месторождений находятся в субаквальной части прогиба.

Первое месторождение в Огове было открыто в 1955 г. в районе Порт-Жангиль. Все месторождения связаны со сравнительно пологими солянокупольными поднятиями, иногда диапирового строения. Нефтеносными являются (табл. 2. 8) пески линзовидного строения подошвы миоцена (свита Мондорове), кремнистые известняки, трещиноватые доломиты и доломитизированные известняки палеогена (свиты Озури, Иканда) и песчаники верхнего мела (свиты Порт-Жангиль, Пуэнт-Кларетт, Кап-Лопез).

На месторождении Алевана железо нефти заключена в кепроке. Залежи нефти преимущественно пластовые сводовые или пластовые тектонически (реже литологически) экранированные с глубиной залегания 500—2500 м, иногда до 3000 м (Ангий).

Три нефтяных месторождения (Гамба, Ивинга, Бигорно) и одно газовое М'Бассан известны на юго-восточной центриклинали прогиба Сетте-Камо. Продуктивными здесь являются подсолевые песчаники нижнего апта (свита Гамба). Месторождения приурочены к брахи-

Таблица 2. 5

Литолого-стратиграфическая характеристика Кванза-Камерунского бассейна

Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Пачка, горизонт	Основной состав переслаивающихся пород	Максимальная мощность, м		
Антропоген	Голоцен					Пески, глины аллювиальные и прибрежно-морские	50		
	Плейстоцен			Акоссо (Сиркус в южной части)		Пески глинистые с прослоями глин	250		
	Плиоцен								
Неоген	Миоцен		Алевана	Н'Ченгу		Пески и глины	220		
				М'Бега верхняя		Пески и глины	360		
				М'Бега нижняя		Глины с прослоями известняков и доломитов	400		
				Мондорове		Глины и пески с прослоями доломитов	500		
Палеоген	Эоцен		Манджи	Несогласие		Глины известковистые с прослоями известняков; сохранились от размыва лишь в районе Н'Гола	130		
				Н'Гола					
				Анимба				Глины песчанистые	150
				Озури				Глины, радиоляриты и диатомиты	300
	Палеоцен			Икандо		Глины и песчаники с линзами известняков	1100 (в дельте Огове)		
Мел	Верхний	Маастрихтский		Порт-Жантиль (Эвонго и Батанга южнее р. Огове)		Глины с прослоями песчаников	650 (в районе Порт-Жантиль)		
		Ковьянский — сантонский — кампанский		Пуэнткларет (Миланго и Команджи южнее)	Верхняя	Глины, песчаники и алевролиты	550 (в районе Порт-Жантиль)		

Продолжение табл. 2, 5

Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Пачка, горизонт	Основной состав переслаивающихся пород	Максимальная мощность, м
				р. Огове)	Нижняя (Амгий)	Глины с линзами песчаников и доломитов	575 (в районе Порт-Жантиль)
		Туронский	Кап-Лопез (Красная свита в центральной части)	Сибанг (Мангала южнее р. Огове)		В верхней части известняки (известняки Либревиль-Боломбуге), в средней — песчаники (песчаники Лоуе-Ривер) и в нижней мергели (мергели Эбонг-Ривер)	700
				Верхний Кап-Лопез		Глины и песчаники	100
		Сеноманский		Нижний Кап-Лопез		Глины с прослоями песчаников	230
	Нижний	Альбский		Мадиела	Верхняя	Известняки, доломиты, песчаники и глины с прослоями ангидритов в верхней части	500
					Средняя	Песчаники, глины, известняки	600
					Нижняя	Глины, песчаники, известняки	500
				Медвака (Моамба южнее р. Огове)		Глины черные с прослоями известняков	600
					Эвапоритовая	Каменная соль с прослоями глин	150 (в диапирах до 1000)
			Аптский		Верхний Кокобич (Гамба на юго-западе)		Песчаники и конгломераты, вверх по разрезу оменяются битуминозными глинами
	Готеривский барремский		Кокобич		Бенгуге	Пестроцветные глины и песчаники	700
					Средний Кокобич	Блек-Шейл	Глины черные, песчаники и известняки

Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Пачка, горизонт	Основной состав переслаивающихся пород	Максимальная мощность, м
					Бифуне	Глины с прослоями известняков	120
					Броун-Шейл	Глины и мергели	115
					Фуру	Песчаники и песчанистые глины	120
		Валанжинский		Нижний Кокобич	Бикуне	Песчаники, глины и известняки	500
					Фиш-Шейл	Пестроцветные глины и глинистые песчаники	800
Юра	Верхний			Н'Домбо		Пестроцветные песчаники и глины	400
				М'Воне		Песчаники и глины	300
				Агула-Ривер		Пестроцветные глины с прослоями песчаников, доломитов и ангидритов	400

¹ Полные разрезы серии Кокобич и верхнеюрских отложений известны восточнее горста Ламберене; в прибрежной части отдельные скважины вскрывают только Верхний Кокобич.

антиклиналям, сильно нарушенным разрывами. Одно нефтяное месторождение Рембо-Котто расположено на северной переклинали поднятия Икеса. Нефтеносны песчаники сеноманского возраста.

Все месторождения нефти Огове имеют сравнительно небольшие запасы, редко превышающие 15–20 млн. т (извлекаемые запасы).

Зона нефтегазонакопления Конго простирается от долины Квилу (на севере) до дельты Конго (на юге). Выполняющие эту территорию мезозойские и кайнозойские отложения имеют мощность не больше 3500 м, из них более 3000 м приходится на отложения мелового возраста, представленные в подсолевой части терригенными отложениями с преобладанием аргиллитов, а в надсолевой (альб-сенон) карбонатно-терригенными породами с красноцветными песчаниками.

Мезозойские и кайнозойские отложения слагают моноклинал, наклоненную на юго-запад и осложненную двумя зонами продольных параллельных прогибов — восточной с глубиной погружения фундамента до 1500 м и западной — более 3000 м, расположенной в субаквальной части моноклинали. Известные в пределах западной

Таблица 2. 6

Размещение месторождений нефти в Кванза-Камерунском бассейне

Крупный структурный элемент НГБ	Район нефтегазо-накопления	Структура	Возраст продуктивных отложений	Месторождения
Западно-Габонский прогиб	Дельта р. Огове	Солянокупольные поднятия и соляные диапиры	Нижний миоцен	Н'Ченгу
			Нижний эоцен	Озури, Пуэнт-Кларетт, М'Бера, Н'Ченгу
			Палеоцен	Симани, Пуэнт-Кларетт
			Маастрихт	Пажо-Марин, Гроден-Марин, Гонель-Марин, Барбье-Марин, Мандарос-Марин
			Сенон	Н'Томбенуони, Кап-Лопез, Пуэнт-Вез, Ангий, Доре-Марин, Н'Ченгу, Иллигуе
Поднятие Икасса (северная периклиналь)	Центральногабонский	Брахантиклинали, сильно нарушенные	Сеноман	Рембо-Котто
Прогиб Сетте-Кама (юго-восточная центриклиналь)	Южно-Габонский	Брахантиклинали, нарушенные сбросами	Нижний апт	Гамба, Ивинга, Бигорно, Лусайна-Марин

зоны девять нефтяных месторождений находятся в ее северной и южной центриклиналиях (Ангола). Одно месторождение (Пуэнт-Эндиен) находится на севере восточного прогиба Конго.

Нефтеносность Конголезской зоны нефтегазоаккумуляции связана с песчаниками и известняками альб-сеноманского возраста, песчаниками Лукула, Тока и Шел готерив-барремского возраста. Залежи нефти преимущественно пластовые сводовые, на месторождении Малонго-Запад — в рукавообразном коллекторе, на месторождении Пуэнт-Эндиен — литологически экранированная. Залежи нефти вскрыты на глубинах 500—2500 м.

Наиболее крупными в Конголезской зоне нефтегазоаккумуляции является месторождение Эмерод, открытое в 1969 г. в субаквальной части западного прогиба на глубине океана до 70 м. Извлекаемые запасы нефти на месторождении оцениваются в 100 млн. т.

Нефтегазоносная зона нефтегазоаккумуляции Кванза расположена в пределах одноименной впадины, где фундамент погружается

Таблица 2. 7

Характеристика основных месторождений нефтегазонасной области Огове Гвинейского залива

Месторождения нефтяные (н) и газовые (г)	Структура	Возраст продуктивных отложений	Глубина залегания нефтегазонасных пластов, м	Типы залежей	Категория крупности
Озури (н)	Солянокупольное поднятие	Нижний эоцен, Озури	600—650	Стратиграфически и тектонически экранированные	Мелкое
Пуэнт-Кларетт (н)	Солянокупольное поднятие	Нижний эоцен, Озури	875—895	То же	Среднее
		Палеоцен, Икандо	975—1023 1085—1770		
Анимба (н)	Солянокупольное поднятие	Нижний эоцен, Озури	501—562	Пластовые сводовые и тектонически экранированные	Мелкое
М'Бега (н)	Солянокупольное поднятие	Нижний эоцен, Озури	850—950	Тектонически экранированные и пластовые сводовые	Мелкое
Кап-Лопез (н)	Солянокупольное поднятие	Сенон, Пуэнт-Кларетт	1870—1900	Литологически ограниченные	Мелкое
Алевана (н)	Солянокупольное поднятие	Доломиты Кедрока	881—889	Пластовая сводовая	Мелкое
Н'Ченгу (н)	Соляной диапир	Нижний миоцен, Мондорове	990—1235	Литологически ограниченные (10 нефтяных и 2 газовых)	Мелкое

Продолжение таблицы 2.7

Месторождения нефтяные (н) и газовые (г)	Структура	Возраст продуктивных отложений	Глубина залегания нефтегазовых пластов, м	Типы залежей	Категория крупности
Батанга (н) нефтяное	Соляной диапир	Нижний эоцен, Озури	1100—1120	Стратиграфически экранированная	Мелкое
		Сенон, Пуэнт-Кларетт	1152—1167	То же	
		Маастрихт, Эвонго	542—579	”	
Н’Томбенуони (н)	Соляной диапир	Сенон, Пуэнт-Кларетт	1600—1610	Тектонически экранированная	”
Симани (н)	Солянокупольное поднятие	Палеоцен, Икандо	1150	Стратиграфически экранированная	”
Рембо-Котто (н)	Брахиантиклиналь, разбитая сбросами	Сеноман, Красная свита	580	Пластовые сводовые и тектонически экранированные	Мелкое
Пуэнт-Вез (н)	Солянокупольное поднятие	Сенон, Пуэнт-Кларетт	1570—1580	Литологически ограниченные	”
Ангий (н)	То же	То же	2209—2407	Тектонически экранированные	Среднее
Иллигуе (н)	Соляной диапир	”	1200—1210	Экранированная соляным диапиром	Мелкое
Н’Ченгу —	Солянокупольное	”	1800—1875	Пластовые сводовые и текто	Мелкое

Океан (н)	подняtie			нически экранированные	
Порт-Жантиль — Океан (н)	Солянокупольное поднятие	”	2359—2392	Тектонически экранированные	Мелкое
Гамба (н)	Брахиантиклиналь	Апт, Гамба	938—1020	Пластовая сводовая	Среднее
Ивинга (н)	”	То же	914	То же	Среднее
Торпий (н)	Брахиантиклиналь, возможно солянокупольное	Нижний сенон, Пуэнт-Кларетт	2400—2600	—	Среднее
Бигорно (н)	Брахиантиклиналь	Нижний апт, Гамба	980	Пластовые сводовые	Мелкое
Ангий — Северо-Восток (н)	Солянокупольное поднятие	Сенон, Пуэнт-Кларетт	1980—2140	—	Среднее
Ангий — Юго-Запад (н)	То же	То же	2700—300	—	Мелкое
Ангий — Север (н)	”	”	—	—	”
М’Бассан (г)	Брахиантиклиналь	Нижний апт, Гамба	—	—	—
Лусайна-Марин (н)	”	То же	1325—1337; 1398—1749	—	—
Гронден-Марин (н)	”	Маастрихт, Батанга	2260—2339	—	Крупное
Н’Ченгу-За-	Солянокупольное	Нижний сенон, Пуэнт-	1820	—	—

Продолжение таблицы 2.7

Месторождения нефтяные (н) и газовые (г)	Структура	Возраст продуктивных отложений	Глубина залегания нефтегазовых пластов, м	Типы залежей	Категория кружности
пад (н)	поднятие	Кларетт (Ангий)			
Гонель-Марин (н)	Брахиантиклиналь	Маастрихт, Батанга	1712	—	—
Мандарос-Марин (н)	"	То же	1580	—	—
Гирел-Марин (гн)	"	Коньяк, Пуэнт-Кларетт	2580	—	—
Барбье-Марин (н)	"	Маастрихт, Батанга	1900—1954	—	—
Пажо-Марин (н)	"	То же	2720	—	—
Доре-Марин (н)	"	Нижний сенон, Пуэнт-Кларетт (Ангий)	2180	—	—

Таблица 2. 8

Распределение нефтегазоносности по разрезу отложений Кванза-Камерунского бассейна

Стратиграфическое почожение продуктивной толщи	Наименование продуктивной толщи	Мощность продуктивной толщи, м	Литологический состав продуктивной толщи и коллекторов	Характеристика пластов-коллекторов			Примеры месторождений, содержащих залежи нефти (н), газа (г)
				Мощность, м	Пористость, %	Проницаемость, $D \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$	
Нижний миоцен	Мондорвая	210	Пески линзовидные	38	30	2000	Н'Ченгу (н)
Нижний эоцен	Озури	100	Кремнистые известняки и доломиты трещиноватые	50	2,3—7,3	1000	Озури (н), Пуэнт-Кларетт (н), Н'Ченгу (н), М'Бега (н)
Палеоцен	Иқандо	800	Доломиты и доломитизированные известняки	50	—	—	Симани (н), Пуэнт-Кларетт (н)
Маастрихт	Батанга, Эвонго	100	Песчаники	50	—	—	Пажо-Марин (н), Барбье-Марин (н), Мандарос-Марин (н), Гонель-Марин (н), Гронден-Марин (н)

до 3500 м. Впадина имеет асимметричное строение. Ее восточный борт крутой, западный пологий и осложнен крупным пологим продольным поднятием Кабо-Ледо, фундамент которого образован эффузивным покровом. Вдоль пологого восточного склона впадины протягиваются два валообразных скопления каменной соли, из которых западное более крупное, чем восточное.

В субаквальной части фундамент вновь погружается до глубины около 3500 м.

На севере впадины, где мощность кайнозойских отложений достигает максимальных значений, поднятие Кабо-Ледо осложняется небольшим грабеном Кенгело и поднятием Какуако.

Разрез отложений, выполняющих эту часть бассейна, включает меловые, палеогеновые и неогеновые осадки. В отличие от разреза севернее расположенных габонских впадин разрез впадины Кванза характеризуется значительным увеличением мощности кайнозойских отложений до 5000 м и сокращением мощности меловых до 3750 м.

Разрез начинается с неокомской угленосной толщи (верхняя часть) и красноцветных песчаников, конгломератов и туфов (нижняя часть). Мощность неокомских отложений не превышает 300 м. Залегающая выше альб-аптская толща пород характеризуется насыщенными эвапоритовыми образованиями (ангидриты, галиты), заключенными преимущественно в карбонатной толще. Основной массив каменной соли мощностью до 1000 м находится в подошве аптского яруса и несогласно перекрывает угленосную толщу неокома. Соль залегает также в подошве альба (свита Туенза). Мощность апт-альбской соленосно-карбонатной толщи составляет 2450 м.

На западе на склоне поднятия Кабо-Ледо соленосный апт-альбский разрез замещается рифогенными известняками, на крайнем востоке — терригенными породами. Верхнемеловые, а также палеоценовые, эоценовые и аквитанские отложения представлены преимущественно терригенными породами; большую роль в их составе играют аргиллиты. Мощность пород верхнего мела около 1000 м, палеоцена и эоцена (олигоцен отсутствует) свыше 1000 м, аквитанского яруса 1800 м. Бурдигальские отложения представлены песчаниками, глинами, известняками мощностью до 2000 м; плиоценовые (средний и верхний миоцен отсутствуют) и антропогеновые — песками и красноцветными образованиями мощностью не более 120 м.

Во впадине Кванза известно свыше десяти нефтяных месторождений и одно газовое (Пауко), открытых в период 1955—1972 гг. Большая часть нефтяных месторождений расположена на северной периклинали поднятия Кабо-Ледо и на северо-восточном склоне его. Три месторождения, в том числе Пауко, находятся на юге и юго-востоке поднятия.

Месторождения нефти впадины Кванза связаны с соляными поднятиями, надсолевая часть которых представляет собой обычно пологие купола, сильно нарушенные разрывами. Нефтяные залежи заключены в трещиноватых известняках, песчаниках и трещиноватых аргиллитах. Карбонатные коллекторы имеют сенманский (свита Кабо-Ледо), альбский (свита Катумбела) и аптский (свита Бинга) возраст. С ними связано образование на некоторых месторождениях

помимо пластовых сводовых также массивных залежей (месторождения Бенфика, Галинда, Тобиас). Песчаниковые коллекторы приурочены к отложениям миоцена (свита Куифангондо) и неокома (свита Куво). Среди залежей нефти встречаются пластовые сводовые (месторождение Муленвос), литологически экранированные (Какуако) и тектонически экранированные (Кенгела-Север). На месторождении Дуанда нефть содержится в трещиноватых песчаниках свиты Кунга (эоцен). Залежи нефти всех месторождений впадины Кванза находятся на глубинах 700—2650 м. Месторождения содержат небольшие запасы нефти.

На крайнем севере Кванза-Камерунского нефтегазоносного бассейна в районе г. Дуала известны два небольших месторождения — Логбаба (газовое) и Суэллаба (газонефтяное). Месторождения расположены в небольшой впадине, сложенной карбонатно-терригенными породами мелового и кайнозойского возраста мощностью до 3000 м. Оба месторождения приурочены к небольшим поднятиям. Газоносными являются песчаники маастрихтского яруса, а на месторождении Суэллаба выявлена нефтеносность палеоценовых отложений.

Всего в Кванза-Камерунском бассейне в пределах небольших структурных элементов выявлено свыше 50 нефтяных месторождений и лишь три чисто газовых месторождения. Продуктивным является по существу весь разрез отложений, выполняющих бассейн, начиная с миоцена и до неокома включительно, причем коллекторами являются как песчаники, так и известняки и доломиты. Однако большая часть нефтяных месторождений бассейна содержит незначительные запасы нефти, подтверждая положение о слабой герметичности разреза бассейнов грабенов и полуграбенов, осложненных соляной тектоникой.

Среди нефтегазоносных бассейнов Восточной Африки охарактеризованы Сомалийский и Мозамбикский и несколько меньших по размеру, в том числе прилегающих к микроконтиненту Мадагаскар. Эти бассейны, так же как и в Приатлантической зоне, разделяются выступами докембрийского фундамента Африканского кратона, среди которых наиболее крупными являются Мозамбикский и Бур-Акаба. Ширина зоны Восточно-Африканских бассейнов изменяется от 300—400 до 1000 км. Максимальной величины она достигает на севере в Сомалийском бассейне, где охватывает территорию Восточной Эфиопии, Сомали и значительную часть акватории, включая глубоководную Сомалийскую котловину.

Материковая окраина Восточной Африки в целом характеризуется незначительной шириной и только на юге достигает 300 км. Ее шельф узкий и обычно ограничен глубинами 120 м. Континентальный склон очень крутой, и углы наклона ее иногда составляют 8—10°. Одним из своеобразных элементов южной части материковой окраины является Мозамбикский хребет, представляющий собой выступ континентального склона и простирающийся почти на 100 км. Мощность осадков в пределах хребта (по данным глубоководного бурения в его северной части) не превышает 400 м.

Периконтинентные бассейны Восточной Африки частично охватывают и глубоководные котловины. Например, в западной части

Сомалийской котловины предполагается развитие пород серии Карру, широко распространенных на континенте. Эта котловина выражена в виде пологой равнины.

Начало формирования Восточно-Африканской системы периконтинентных бассейнов относится к концу палеозоя, когда произошло образование Мозамбикского прогиба как структуры, связанной с океаном. Об этом свидетельствуют находки морской фауны в преимущественно континентальной верхнепермской серии, развитой в Мозамбике, Танзании и на Мадагаскаре. В конце перми и триасе активные тектонические движения привели к заложению узких трогов, где главным образом и локализовались накопления терригенных, а местами вулканогенных толщ мощностью до 8 км.

Северная часть периконтинентной зоны, так называемый блок Рог Африки, в позднем палеозое — раннем мезозое представляла область поднятий и лишь с ранней юры начала активно прогибаться. Наибольшего размаха это прогибание достигло в средней юре, когда в зоне, прилегающей к современной береговой линии Сомали, накопилось более 4000 м морских терригенно-карбонатных пород. Морской режим в юрское время установился также и на юге, в пределах Мозамбикского прогиба. Интересно отметить, что в северной части последнего юрской трансгрессии предшествовало накопление эвапоритовых толщ мощностью до 2000 м, залегающих несогласно на отложении серии Карру.

Начало мелового этапа развития в большинстве прибрежных районов характеризуется большим перерывом в осадконакоплении, в течение которого в ряде мест (юго-восточная часть Танзании, прибрежные районы Кении) происходили складкообразующие движения. В течение мела и кайнозоя продолжается прогибание прибрежной зоны и ее центр постепенно смещается в зону шельфа и континентального склона Индийского океана. В отдельных частях периконтинентной зоны отмечаются перерывы (например, в олигоцене — береговая зона Танзании), однако в целом в распространении фации устанавливается четкая зональность от континентальных и параличских на западе до морских в прибрежной зоне и современной приафриканской части Индийского океана.

В пределах Восточно-Африканской зоны прогибания располагаются восемь бассейнов: Сомалийский, Джуба, Занзибарский, Мозамбикский, Мадзунга, Морондава, Предкапский и Агульяс. Большая часть Предкапского бассейна находится в пределах одноименного прогиба и лишь крайняя восточная заходит в пределы континентальной окраины. Эта часть бассейна практически не исследована.

В отличие от большинства периконтинентных бассейнов Сомалийский бассейн характеризуется изометричными очертаниями. Его длина составляет 1200 км при ширине до 1000 км. На севере и западе бассейн ограничен выходами на поверхность докембрийских пород и областью их неглубокого залегания. На юге он отделяется от смежного бассейна Джуба выступом фундамента Бура-Акаба. Бассейн включает также континентальную окраину и часть глубоководной Сомалийской котловины.

В бассейне выделяются несколько крупных самостоятельных впадин, разделенных приподнятыми зонами.

Наиболее древними породами осадочного чехла являются пермтриасовые. Нижнеюрские отложения известны на всей территории бассейна. Они начинаются песчаниками свиты Адиграт. Максимальная мощность их около 500 м. Вышезалегающие ниже-среднеюрские отложения объединяются в свиту Хаманлей. В целом она представлена преимущественно карбонатными и глинисто-карбонатными породами с прослоями доломитов и ангидритов. Верхнеюрские образования слагаются мергелями и аргиллитами (свиты Уарандо и Габредарр). Они распространены не повсеместно и в приподнятых зонах уничтожены предмеловой эрозией. Мощность около 1000 м. Мел представлен двумя свитами Коттон и Гамбуро. Максимальная мощность их более 2000 м вскрыта скважинами в Мудугском прогибе. Нижний мел представлен гипсами, доломитами и ангидритами. В верхнем мелу преобладают известняки, часто глинистые, которые к периферийным частям бассейна замещаются песчаниками и глинами.

Кайнозойские породы мощностью до 1000 м развиты в прибрежных районах. В северных районах палеоцен-эоценовые отложения включают известняки и доломиты с пачками гипсов и ангидритов (свиты Аураду, Телех и Кар-Кар).

Формирование тектонического облика Сомалийского бассейна осуществлялось в несколько этапов. В течение ранней и средней юры происходили интенсивное прогибание практически всей территории бассейна и накопление мощных карбонатных толщ. В конце юры темпы прогибания замедлились и обособились крупные впадины и прогибы, разделенные поднятиями Лас-Анодским и Бур-Акаба.

Систематические нефтепоисковые работы в бассейне стали проводиться с середины 40-х годов нашего века. На первом этапе они концентрировались во впадине Огаден, где первая глубокая скважина была пробурена в 1949 г. Хотя скважина оказалась "сухой", но с ее помощью зафиксировано наличие в разрезе пород, благоприятных для нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

В прибрежных районах Сомалийского бассейна первая глубокая скважина была заложена в 1957 г. западнее Лас-Анода. Нефтепроявления установлены практически по всему разрезу, однако промышленных скоплений не обнаружено.

Рифтогенные осадочные бассейны

Среди рифтогенных осадочных бассейнов рассматриваются внутриконтинентные, континент-океанические и межконтинентные.

Внутриконтинент-рифтогенные осадочные бассейны наиболее распространены и детально изучены в пределах Восточно-Европейской платформы.

Из современных наиболее полно изучен Байкальский бассейн.

Структурное положение Байкальского внутриконтинент-рифтогенного осадочного бассейна определяется его близостью к краю Сибирской платформы. Центральный сегмент бассейна, отвечающий Южно-Байкальской впадине, расположен непосредственно вдоль краевого шва платформы, разграничивающего последнюю и Байкало-Патомскую складчатую область. В обе стороны от окончаний Южно-Байкальской впадины, простирающейся более чем на 400 км

в длину и до 60 км в ширину, рифтовые бассейны отступают от края Сибирской платформы в глубь складчатой области и становятся менее зависимыми от "структурной ткани фундамента", местами пересекая ее косо или даже поперек, по данным Н.А. Логачева и Н.А. Флоренсова.

Байкальский внутриконтинент-рифтогенный осадочный бассейн выполнен мощной толщей осадочно-вулканогенных образований миоцена, плиоцена и постплиоцена.

Миоценовые отложения, выделяемые в угленосную свиту, представлены, как правило, переслаивающимися песками, глинами и отдельными угленосными слоями, мощность которых в одних случаях составляет большую часть разреза, в других они практически отсутствуют. Аналогичная закономерность наблюдается в распространении вулканогенных пород, составляющих главным образом лавовую (эффузивную) фацию. Максимально вскрытая мощность эффузивов составляет 40 м.

Плиоценовые отложения, слагающие аносовскую свиту в системе Тункинских впадин, характеризуются ритмичным строением, где большую часть разреза составляют алевролитовые пески, алевритовые песчаники и алевролиты. Вулканогенные породы, в основном лавовые потоки, реже туфогенные, встречаются довольно часто, их мощность колеблется от десятой до четвертой части общей мощности разреза. Мощность отложений свиты изменяется от первых десятков метров в зонах перемычек до 600—700 м во впадинах. Переход аносовской свиты в более молодые (четвертичные) отложения выражен по-разному. Во впадинах четвертичные образования залегают, как правило, согласно или со стратиграфическим несогласием, а на разделяющих впадины перемычках — с резким угловым несогласием.

Постплиоценовые (четвертичные) образования представлены разнообразными по составу и генезису осадками (озерными, речными пролювиальными, вулканогенными ледниковыми). Характерно, что в разрезе четвертичных отложений преобладающими породами становятся пески, гравий, валуны, алевролиты, а глины практически исчезают из разреза. Резко увеличивается размер грубых обломков и их сортированность. Кроме того, возрастает мощность четвертичных пород во впадинах (до 900—1000 м), тогда как на разделяющих впадины перемычках их мощность не превышает 100 м.

По мнению А.Ф. Грачева, главными особенностями разреза бассейна являются следующие.

1. Резкая фациальная изменчивость по латерали при общем направленном увеличении объема грубообломочных фаций по вертикали.

2. Значительная мощность (до 5—7 км) при высоких градиентах мощности (до 300 м на 1 км) и большой скорости седиментации.

3. Двухчленное строение разреза, характеризующееся наличием нижней (миоценовой) формации угленосных молассоидов и верхней (плиоцен четвертичной) молассы. Между этими формациями наблюдается постепенный переход и только в зоне перехода хребтов во впадины и на внутривпадинных перемычках устанавливается отчетливая литолого-фациальная граница.

4. Интенсивное проявление вулканизма.

Площадное развитие рассмотренных формаций Байкальского

внутриконтинент-рифтогенного бассейна свидетельствует об их определенной закономерности. К северо-востоку от южного Прибайкалья в последовательно располагающихся Баргузинской, Муйской и Чарской впадинах миоценовые отложения достоверно не установлены. В Баргузинской впадине мощность кайнозойский отложений составляет 1400 м, из которых на четвертичные отложения приходится около 250 м, на средне- и верхнеплиоценовые — 550, на предположительно миоценовые, представленные переслаивающимися глинами, алевролитами и песчаниками, — 600 м. Отсутствие угольных пластов отличает эту часть разреза от миоценовой толщи Тункинской впадины; верхняя часть разреза, отвечающая плиоцену, сходна с однообразными слоями юго-запада Байкальского рифта.

В Муйской и Чарской впадинах из разреза выпадают образования миоцена и плиоцена. Только в Чарской впадине выделяется горизонт охристых галечников мощностью 4—6 м, условно относимый к плиоцену. Проявления базальтового вулканизма в Чарском рифте (хр. Удокан) датируются четвертичным возрастом. Следует подчеркнуть, что мощности отложений, выполняющих Муйскую и Чарскую впадины, не менее чем на 1000 м меньше мощностей Тункинской и Байкальской впадин.

В пределах Южно-Байкальской впадины в основании разреза развиты позднеолигоценовые, раннемиоценовые осадки. Это относится и к Среднебайкальской впадине, включая Усть-Селенгинский прогиб, который рассматривается как эмбрион всего Южного Байкала.

В пределах юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны, куда входят Хубсугульская (Косогольская) и Дархатская впадины, отложения более древние, чем эоплейстоценовые (верхнеплиоценовые) отсутствуют.

Таким образом, анализ развития формаций Байкальской рифтовой зоны приводит к заключению, что процесс рифтогенеза, начиная с раннего миоцена (возможно позднего олигоцена), распространялся последовательно к северо-востоку и юго-западу от Южно-Байкальской впадины.

В развитии Байкальского осадочного бассейна Н.А. Логачев в 1958 г. и Н.А. Флоренсов в 1960 г. выделяют две стадии.

Ранняя стадия (эоцен — ранний плиоцен) характеризуется слабыми или умеренными тектоническими движениями фундамента. Смещения по разломам были также невелики и не создали резких геоморфологических контрастов. Морфология бассейна в это время определялась обширными, но неглубокими рифтовыми котловинами, в пределах которых аккумуляровались озерные, болотные и речные отложения: глины, илы, пески, торфяники, пресноводные известняки, мергели и доломиты. Хотя мощность отложений раннего этапа достигает 1—3 км, среди них очень редки гравелиты и мелкие галечники; отсутствуют грубообломочные отложения, типичные для высокогорного рельефа.

На поздней стадии (средний плиоцен — голоцен) структурная и геоморфологическая обстановки резко изменились. Увеличение скорости движений в 6—10 раз привело к формированию нормальных сбросов и сбросо-сдвигов. В это время возрос темп общего

поднятия и рифтовая зона постепенно превратились в высокогорную область, покрывшуюся в плейстоцене ледниковыми полями. Резкое углубление проторифтовых котловин превратило их в нормальные и односторонние грабены; в течение этой стадии, особенно в четвертичное время при дальнейшем раздроблении и растяжении земной коры, в Байкало-Становой части рифтовой зоны образовались новые небольшие и неглубокие рифтогенные бассейны. Осадочные толщи, соответствующие второй стадии, имеют значительно более грубый состав отложений. Суммарная мощность отложений среднего плиоцена — голоцена в самых крупных рифтовых долинах (Тункинской, Баргузинской, Верхнеангарской, Муйской и Чарской) достигает 1000—1200 м. Промежуток времени их накопления не превосходит 3—4 млн. лет. С этим периодом быстрых движений земной коры, вероятно, связано превращение Байкальской проторифтовой котловины в глубочайший пресноводный водоем мира.

Аналогичная двухстадийная эволюция характерна для континентальных рифтовых зон Центральной Европы, Восточной Африки. Даже в рифтовых зонах с массовым вулканизмом, где развитие во многом непохоже на развитие зон со слабым вулканизмом, отчетливо различимы две главные стадии. На ранней стадии происходило извержение лав на гребне и флангах сводового поднятия. На поздней стадии, в течение которой растяжение земной коры неполностью компенсировалось подтоком глубинных расплавов, формировалась осевая рифтовая долина, которая со временем расширялась и углублялась.

Таким образом, в развитии внутриконтинент-рифтогенных бассейнов следует различать две главные стадии, отличающиеся скоростью, величиной и характером тектонических деформаций. На ранней стадии преобладают медленные пластические деформации земной коры, а на поздней стадии (благодаря фактору растяжения) они замещались дроблением фундамента с вертикальными и горизонтальными движениями по разломам. Суммарная составляющая поперечного растяжения земной коры в Байкальском рифтовом бассейне достигает нескольких километров и только в крупнейшей рифтовой долине Южного Байкала она возможно превосходит 10 км. В Верхнерейском грабене она составляет 4,5—5,0 км и приближается к величине растяжения (8—10 км) в Кенийском рифте.

В последние годы проведены в значительном объеме исследования по изучению теплового потока в горном обрамлении и по профилям вкрест простираения Байкальской рифтовой структуры. Интерпретация полученных материалов показывает, что единой региональной геотермической аномалии в Байкальском рифте не наблюдается. Тепловые потоки в нем изменяются в пределах $(2,50—14,7) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² и более. При этом вариации этих величин в Забайкалье в 1,5 раза меньше $(2,1—8,8) \cdot 10^{-2}$ Вт/м², в среднем $6,35 \times 7,15) \cdot 10^{-2}$ Вт/м², а на Сибирской платформе — в 3 раза меньше $(2,94—7,15) \cdot 10^{-2}$ Вт/м², в среднем $4,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². В рифтовых впадинах к зонам активизированных разломов, нередко выходящих на поверхность термальные источники, фиксируются локальные геотермические аномалии. Эти аномалии имеют сложную конфигурацию и неоднородны по своей структуре. Так, у западного борта Южно-Байкальской котловины, в собственно Байкальской впадине, теп-

ловой поток сравнительно низкий — $(5,05-5,45) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² — и близок по своему значению к тепловому потоку береговой зоны оз. Байкал (Листвянка, Еланцы — $5,45 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²). Полоса низкого теплового потока имеет ширину от 2,5 (на профиле Листвянка — Ташкой) до 8–9 км (на профиле Бугульдейка — дельта р. Селенги). В осевой части котловины тепловые потоки значительно выше и достигают $(8,4-12,6) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² и более. Высокие значения сохраняются у восточного края аномалии, вблизи дельты Селенги. Далее к востоку происходит уменьшение теплового потока (до $5,05 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²).

Таким образом, геотермические условия в пределах Южно-Байкальской котловины различны: аномалия несколько сдвинута на восток относительно центральной части рифтовой структуры и, возможно, даже расчленяется на несколько мелких аномалий. Это подтверждается наличием аномалий второго порядка на профилях теплового потока.

Учитывая, что исследования тепловых потоков и составление тепловых моделей внутриконтинентных рифтовых зон, таких как Байкальская рифтовая зона, Восточно-Африканская рифтовая система и другие, представляют актуальную проблему в изучении геодинамики этих систем, Е.Б. Копербах обобщил имеющиеся данные по особенностям распределения теплового потока в области Байкальской рифтовой зоны, Забайкалья и Прибайкалья. В результате построен обобщенный профиль теплового потока, секущий Байкальский рифт вкрест его простираения. Этот профиль представляет собой модель распределения величин тепловых потоков для рифтовых структур в целом. Судя по этому профилю, характерной особенностью распределения тепловых потоков не только внутриконтинентных рифтовых структур, но и рифтовых структур вообще, является закономерное увеличение величин теплового потока от флангов структуры к ее оси. При этом значения теплового потока в пределах оси удваиваются. Данный вывод имеет большое научное значение с точки зрения выделения районов в пределах рифтовых зон, оптимальных для нефтегазообразования.

Изучение газового режима осадков, выполняющих котловину оз. Байкал, по данным А.Г. Ефремовой, показывает, что основными компонентами газов является CO_2 , H_2S и CH_4 . Содержание (%) CH_4 по разрезу изменяется от 0,16 в окислительном слое до 36,76 в глинисто-диатомовых осадках (глубина 320–500 см от дна бассейна), CO_2 — от 38,3 до 3,22, а H_2S — от 61,14 до 33,01 соответственно. Углеводородные газы тяжелее CH_4 — C_3H_8 присутствуют в осадке в количестве тысячных и десятитысячных долей процента.

Сравнение химического состава газов из осадков Байкала и из морских и океанических осадков показало, что они отличаются в основном по содержанию H_2S — в первых его намного меньше, чем во вторых. Это объясняется пресноводностью водоема Байкала и низким содержанием сульфатов.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что в осадках оз. Байкал происходит активная генерация биохимического CH_4 . Однако результаты глубокого бурения в устье Селенги и Тункинской впадины показывают, что за счет генерации биохимического газа промышленные залежи газа здесь не формируются. Это объяс-

няется низким содержанием рассеянного ОВ в осадках, которое сильно окисляется в диагенезе (образуются значительные количества CO_2 и H_2S) и литолого-фаціальным составом пород (в разрезе практически отсутствуют выдержанные по простиранию пласты-покрышки).

В настоящее время формирование континент-океанического рифтогенного осадочного бассейна происходит на акваториях Красного моря и Суэцкого залива, что определяет повышенный интерес к его изучению. Имеющиеся материалы позволяют наиболее полно охарактеризовать генезис этого бассейна, его структуру и литолого-фаціальный набор слагающих его пород.

Красноморско-Суэцкий континент-океанический бассейн простирается от Баб-эль-Мандебского пролива на юге до южной границы складчатого сооружения Восточного Тавра, т. е. до южной границы Средиземноморского орогенического пояса на севере. По геологическому строению, времени формирования бассейна Красного моря подразделяется на два самостоятельных бассейна — Суэцкого залива и Красного моря.

Бассейн Красного моря протяженностью 1800 км состоит из широкого (от 150—200 км на севере до 300—350 км на юге) сложного грабена, выполненного главным образом кайнозойскими отложениями, и обрамляющих его зон поднятий, сложенных породами докембрийского фундамента. В районах, прилегающих к Красному морю (Нубийский и Аравийский щиты), он представлен мощными ранне-среднерифейскими сериями первично терригенных и вулканогенных образований, смятых в складки "красноморского" простирания, метаморфизованных, частично гранитизированных и прорванных интрузиями гранитоидов, возраст которых около 0,9—1 млрд. лет. Эти образования местами несогласно перекрываются существенно вулканогенными толщами верхнего рифея, а также молассовыми и порфиоровыми толщами венда (формация Хаммамат мощностью до 2 км), в основном приуроченными к побережьям Красного моря, Суэцкого и Аденского заливов. К началу кембрия относится внедрение интрузий "посттектонических красных щелочных гранитов". Таким образом, простирание и даже местоположение будущего рифта Красного моря было предопределено структурами складчатого пояса, геосинклинальное развитие которого завершилось к концу среднего рифея, а орогенное — к началу палеозоя. На его месте возникло обширное платформенное поднятие — Аравийско-Нубийский щит, в осевой зоне которого в кайнозой образовалась впадина Красного моря. Эта древняя ослабленная осевая зона, несомненно, неоднократно испытывала на протяжении палеозоя и мезозоя локальные погружения и магматическую активность. По обоим ее краям, например, в прилегающей к грабену Красного моря (т. е. к осевой зоне бывшего Аравийско-Нубийского щита) части Нубийского щита, в Восточном Египте обнаружен ряд щелочно-карбонатитовых массивов мелового и палеогенового возраста, а южнее, в восточном Судане, — ряд кольцевых массивов щелочных гранитов, относимых к раннему и позднему палеозою. Щелочные палеозойские массивы известны и к востоку от впадины Красного моря в пределах Аравийского щита.

В новейшей структуре западная (Нубийская) зона обрамления

представляет узкий полусвод, постепенно повышающийся к югу от 1—1,5 до 2—2,5 км. Восточная (Западно-Аравийская) зона обрамления значительно шире западной, выше ее особенно в южной части (до 3,5 км) и построена сложнее; здесь выделяется ряд сводовоглыбовых поднятий (наиболее крупное из них Йеменское поднятие на юге зоны) и впадин, в том числе грабенообразных. На ряде участков Западно-Аравийской зоны широко распространены проявления кайнозойского вулканизма. К ним относятся вулканический комплекс Сана палеогенового, миоценового возраста мощностью более 1 км, аналог серии Трап Эфиопского нагорья (щелочные базальты, а в верхней части также трахиты), прорванный кайнозойскими гранитоидами в Йемене, и обширные покровы плиоценовых и четвертичных базальтов, увенчанные многочисленными, в том числе действующими вулканами. Некоторые вулканические центры приурочены к восточной границе грабена Красного моря, но большинство их располагается в присводовых частях Западной Аравийской зоны поднятий, образуя несколько вулканических хребтов, вытянутых в северо-северо-западном или меридиональном направлении (например, 600-километровая вулканическая гряда между Меккой и Мединой).

Погружения в северной части впадины Красного моря, прилегающей к Суэцкому заливу, очевидно, происходили уже в позднем девоне — карбоне, а в ее южной части — в юре. На всем протяжении грабена они начались (или возобновились) в конце мела — палеогене и резко усилились в конце олигоцена и миоцена. Сенон-эоценовые отложения на северном египетском участке побережья Красного моря представлены морскими глинисто-карбонатными фациями, а южнее, на побережьях Судана и Саудовской Аравии — мелководно-морскими осадками верхов мела, перекрывающимися континентальными палеогеновыми песчаниками и конгломератами с отдельными горизонтами базальтов, общей мощностью в несколько сотен метров. Стратиграфически выше во всех районах Красноморского побережья залегают миоценовые отложения, мощность которых на Суданском участке достигает 1,5—2,5 км. Нижний миоцен представлен преимущественно морскими, в нижней части терригенными (иногда даже грубообломочными) отложениями с отдельными потоками и sillами щелочных базальтов, а в верхней — терригенно-карбонатными осадками, фауна которых свидетельствует о связи с бассейном Средиземного моря. Однако в некоторых разрезах Суданского побережья в низах миоцена присутствуют мощные лагунные гипсо-соленосные отложения. Верхний миоцен включает главную эвапоритовую толщу (соль, гипс, глины), развитую на египетском и суданском участках побережья и вскрытую рядом скважин как на шельфе, так и в глубоководной зоне Красного моря, и несомненно выстилающую почти всю Красноморскую впадину. Образование эвапоритовой толщи, как и аналогичной толщи Средиземного моря, очевидно, было связано с почти полной изоляцией этих водоемов от Мирового океана в течение позднего миоценового времени. Скважина, прошедшая мощную эвапоритовую толщу в южной части Красного моря, вскрыла под ней озерные отложения олигоценового (36 млн. лет) возраста.

Вышележащие плиоценовые и четвертичные отложения на Су-

данском побережье — грубообломочные (вплоть до валунно-галечных) континентальные (250—300 м), на Египетском — прибрежные и мелководно-морские терригенно-карбонатные, в том числе рифтогенные известняки, а на акватории Красного моря — морские глинисто-карбонатные осадки мощностью 200—300 м.

Фауна плиоценовых и четвертичных морских отложений свидетельствует о проникновении в пределы Красноморской впадины вод Индийского океана.

Краевые разломы на побережьях Красного моря фиксируются лишь на отдельных участках. Во всяком случае высокие эскарпы Аравийского и Нубийского краевых поднятий, у подножия которых распространены кайнозойские отложения, в основном имеют денудационное происхождение. В результате длительной пенипленизации они существенно отступили от линий первоначально обусловивших их сбросов или, как считает Дж. Уайтман, краевых флексур. Симметрично расположенные краевые зоны морского дна шириной от 50 км в северной до 150 км в южной частях моря характеризуются сравнительно небольшими глубинами (0—500 м), в которых кайнозойские отложения (до 3—4 км и более) покоятся на коре континентального типа, несколько утоненной по сравнению с корой Аравийского и Нубийского краевых поднятий. В пользу континентальной природы коры свидетельствует отсутствие в зонах шельфов полосовых магнитных аномалий. В фундаменте этих зон установлены скорости продольных волн (6,6—6,7 км/с), свойственные океанической коре и близкие к таковым периферических зон Аденского рифта. Однако anomalно высокие для континентальной коры сейсмическую скорость и плотность фундамента этих зон, по-видимому, можно объяснить сильным раздроблением коры глубокими разрывами растяжения и пронизыванием ее магматическим материалом основного состава. Данные бурения и геофизических исследований, в частности для южной части моря, свидетельствуют о сильной нарушенности осадочной толщи краевых зон множеством наклонных сбросов, связанной с растяжением континентальной коры без полного разрыва ее сплошности. Вдоль обоих бортов впадины Красного моря намечается существование очень узких грабенных и щелевидных раздвигов зон, с которыми могут быть связаны anomalно высокие значения теплового потока, например близ юго-западного берега моря.

Осевая зона рифта Красного моря шириной до 100 км и глубиной до 2,2 км представляет молодую плиоцен-четвертичную тектоническую депрессию, не полностью компенсированную осадками. Однако результаты геофизических исследований показали, что с осевой трогом Красного моря связаны зоны значительных положительных гравияномалий Буге (до + 150 мгл) и резкие полосовидные магнитные аномалии, аналогичные таковым осевых зон срединно-океанических хребтов. Мощность осадков в осевой зоне составляет от 1 до 2,7 км, т. е. в 1,5—3 раза меньше мощности в периферических зонах моря. Эти осадки подстилаются в осевой зоне породами со скоростью продольных волн около $7,08 \pm 0,21$ км/с, что может свидетельствовать о полном разрыве сплошности континентальной коры и внедрении между материковыми глыбами Африки и Аравии системы мощных даек основного или ультраосновного состава.

Эти данные позволяют предполагать раздвиговое (точнее сдвиго-раздвиговое) происхождение осевой зоны рифта Красного моря с относительным горизонтальным перемещением обрамляющих ее блоков в субмеридиональном (северном и северо-восточном) направлении. Эта зона характеризуется высокой сейсмической активностью, а также исключительно высоким тепловым потоком. В южной части Красного моря глубоководная зона мелеет, сужается и выклинивается и амплитуда раздвига, очевидно, уменьшается. Здесь осевую раздвиговую зону Красного моря, возможно, кулисно подставляют короткие эмбриональные раздвиговые зоны северной части впадины Афар. Подтверждением подъема в осевой зоне рифта Красного моря глубинного материала является наличие вскрытых при глубоководном бурении во впадине Атлантис-II, в средней части осевой зоны, под 14-метровой пачкой четвертичных осадков типичных толеитовых базальтов, сходных с таковыми срединно-океанических хребтов. На южном окончании осевой зоны Красного моря имеется несколько вулканических островов, состав продуктов которых последовательно изменяется с северо-запада на юго-восток от толеитовых базальтов к переходным от толеитовых к щелочным и даже к щелочным, сопровождаемым трахибазальтами, трахиандезитами и трахитами, типичными для континентальных рифтовых зон.

Таким образом, двигаясь вдоль осевой зоны Красноморского рифта к ее юго-восточному окончанию, где она вырождается и затухает, наблюдаются изменения состава вулканитов, свидетельствующие о превращении межконтинентального типа рифта во внутриконтинентальный. Глубокие (более 2 км), замкнутые котловины в рельефе дна осевой зоны Красноморского рифта (Дискавери, Чейт, Атлантис-II) характеризуются аномально высокими температурами морской воды (до 50—60 °С) и ее исключительно высокой соленостью (до 25—31 %), в частности огромным содержанием в ней ионов металлов. Здесь накапливаются осадки, состоящие из монтмориллонита, ангидрита и окислов железа (гематит, гетит и др.), а также осадки, содержащие медь, свинец, цинк, серебро, золото и др. Тепловой поток на дне котловин очень высок и колеблется в широких пределах.

Для впадины Красного моря характерно сходство очертаний его береговых линий и краевых эскарпов, а также контуров осевой глубоководной зоны моря. Далее к югу подобный параллелизм проявляется в очертаниях краевых эскарпов Йеменского побережья Аравии и бортов впадины Афар. Некоторые исследователи объясняют его первоначальным соприкосновением Аравийского и Африканского, а также Сомалийского блоков и последующим отодвижением Аравийского блока, испытывающего вращение против часовой стрелки. Внутренний глубоководный трог Красного моря трактуется как результат начавшейся в плиоцене второй фазы спрединга. Континентальная земная кора подвергалась растяжению и раздроблению наклонными сбросами в пределах всей впадины Красного моря; полный разрыв ее сплошности и новообразование океанической коры наблюдались лишь в осевой глубоководной зоне, выклинивающейся к северной и южной окраинам Красного моря. Однако амплитуда раскрытия осевой щели в Красноморском рифте

остаётся недостаточно ясной. Нередко эту амплитуду принимают равной ширине (50—100 км) глубоководного трога, но глубоководное бурение в осевой зоне показало, что мощная верхнемиоценовая соленосная толща, так же как и плиоценовые отложения, распространена на всей площади Красного моря, за исключением чрезвычайно узкой (несколько километров) центральной зоны, где маломощные металлоносные осадки непосредственно подстилаются толеитовыми базальтами. Во всяком случае, амплитуда возможного горизонтального раздвигания в осевой части Красноморского рифта в послемииоценовое время, т. е. за последние 5 млн. лет (точнее в течение последних 2 млн. лет) не превышает нескольких километров. Следовательно, формирование глубоководного рва было связано не только с раздвигом или раздвиго-сдвигом, но и с опусканием земной коры в осевой полосе Красного моря. Палеогеографическая реконструкция показывает, что границы среднемиоценового Красного моря были очень близки к современной конфигурации Красного моря. Береговая линия уходила на расстоянии 8—10 км в глубь материка от современной линии моря. Вдоль нее происходило образование литоральных осадков, подобных современным. К началу миоцена система возвышенностей Красного моря уже была выражена в рельефе, а их ядра, сложенные интрузивными породами, обнажены процессами денудации. Базальные слои миоцена почти повсеместно представлены грубыми гравелитами — осадками бурных временных потоков. Конец миоцена ознаменован накоплением гипсов и других эвапоритов значительной мощности. С гипсами переслаиваются доломиты, известняки и мергели. К берегу они замещаются гравийными обложениями — устьевыми осадками речных потоков.

После накопления эвапоритов началась трансгрессия плиоценового моря. Открытое сообщение с Индийским океаном не вызывает сомнений, поскольку в плиоценовых отложениях найдены типичные виды фауны Индо-Тихоокеанской провинции.

В целом Красноморский бассейн выполнен в основном карбонатно-терригенными породами палеогенового возраста мощностью около 5000 м.

Нефтегазоносный бассейн Суэцкого залива прослеживается от южной оконечности Синайского полуострова до широты г. Каира. На севере он представляет собой классический пример ступенчатого рифта шириной 50—80 км и длиной около 300 км, затухающий в северном направлении. С запада он обрамляется асимметричным сводово-глыбовым Нубийским щитом. На востоке Суэцкий рифт ограничен глыбой Синайского полуострова, отделяющей его от Левантйской рифтовой зоны. В южной части Синайского глыбового поднятия докембрийский фундамент достигает высоты 1,5—2,5 км, а к северу погружается под мощный чехол палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, выполняющих Северо-Гондванский периконтинентный осадочный бассейн. В пределах западного борта Суэцкого грабена докембрийский фундамент также в общем погружается в северном и северо-западном направлениях в сторону Средиземного моря. В северной части Синай чехол смят в крупные, осложненные разломами, глыбовые складки северо-восточного простирания, которые к западу постепенно выполаживаются и затухают.

Отложения докембрийского возраста в региональном плане залегают моноклинально с падением на северо-запад и север от 28° с. ш. Вышележащие нижнепалеозойские отложения имеют унаследованные от докембрийского возраста строение. На побережье Средиземного моря скважины, пробуренные на 4500 м ниже уровня моря, отложений нижнего палеозоя не вскрыли. Забой их оказались в нижнемеловых породах. Четыре значительные ингрессии моря, которые произошли в палеозое, мелу, эоцене и миоцене, не сопровождались какими-либо отчетливо выраженными проявлениями орогенеза.

В основании рифта на кристаллических породах докембрия (Суэцкий залив) залегают терригенные породы нубийской серии, среди которых выделяются отложения девона и карбона (турнейский ярус). Мощность палеозойских отложений свыше 800 м. На них с размывом залегают меловые и палеогеновые (палеоцен-эоценовые) отложения мощностью свыше 2000 м, начинающиеся преимущественно с чередующихся терригенных пород, а в остальной части разреза, представленные в основном карбонатными породами.

Максимальная мощность неогеновых отложений (более 5000 м) отмечается в осевой части грабена и постепенно уменьшается к бортам его. Разрез неогена начинается с маломощной толщи (до 100 м) терригенных пород аквитанского возраста, выше которых до тортонского яруса неогеновые отложения представлены терригенными породами со слоями и пачками ангидритов, а тортонский ярус мощностью до 2500 м сложен соленосными (гипсы, ангидриты, галиты) образованиями. Плиоценовые отложения мощностью до 1500 м залегают с размывом на тортонских и представлены терригенными, обычно грубозернистыми породами с прослоями ангидритов.

Олигоценовые отложения, состоящие из рыхлых песков и гравелитов, более или менее сцементированных, содержат обильные остатки окремненной древесины. Породы этого возраста и такого типа южнее впадины Атака не установлены. Очевидно, на протяжении всего периода территория Суэцкого залива представляла собой крупное поднятие. Конец олигоцена отмечен рифтовыми движениями, в результате чего Суэцкий залив принял современную форму. Вдоль многочисленных сбросов преимущественно северо-западного простирания внедрилась расплавленная симатическая магма.

В позднем эоцене — олигоцене будущая Суэцкая рифтовая зона (возможно, кроме ее осевой полосы) испытывает поднятие, сопровождавшееся местами излияниями или близповерхностными внедрениями базальтов. На рубеже палеогена и неогена начинается (или усиливается) погружение Суэцкого рифта, заполнявшегося сперва континентальными грубообломочными осадками, мощностью до 200 м (продукт сноса с поднимающихся плеч рифта), затем мощными (до 3 км) существенно мергельными морскими отложениями нижнего — среднего миоцена и наконец еще более мощной (до 3,5 км) эвапоритовой толщей (чередующиеся соль, гипс, ангидрит или мергель), относящейся к верхам среднего или к верхнему миоцену. Мощность трансгрессивного залегающего в ней плиоцен-четвертичного комплекса достигает местами 1—2,5 км.

Днище Суэцкого грабена разбито множеством нормальных наклонных сбросов (в большинстве своем продольных или диагональ-

ных) на несколько сотен узких ступенчато расположенных блоков и небольших внутренних горстов и грабенов. Амплитуда некоторых сбросов достигает 1—2 км. Главная эпоха опусканий и блоковых деформаций относится к миоцену, но некоторые сбросы смещают и плиоценовые отложения. Наиболее опущена центральная часть грабена, занятая водами Суэцкого залива, тогда как по обоим его берегам в отдельных относительно приподнятых блоках кое-где выступает докембрийский фундамент. На южном конце Суэцкий грабен ограничен разломом сбросо-сдвигового характера северного и северо-восточного простираний. На северном конце, в районе г. Суэц, грабен испытывает поперечную ундуляцию и одновременно начинает расширяться, распадаясь на несколько узких веерообразно расходящихся грабенов и горстов.

Нефтеносность охватывает все осадочное выполнение суэцкой части бассейна, включая миоценовые — девонские образования. Нефтяные залежи заключены в песчаниках и известняках миоценового, эоценового, мелового, каменноугольного и девонского возраста. В настоящее время здесь открыто более 20 нефтегазовых месторождений.

Нефтегазоносный континент-океанический бассейн Баия расположен в приатлантической части штата Баия в Бразилии, на территории Бразильского нагорья. Бассейн представляет собой крупный (700×125 км) континент-океанический рифт в теле краевой части бразильской докембрийской платформы. С поверхности он выполнен отложениями преимущественно мелового возраста (описывается по данным К. Бека и И.В. Высоцкого).

На юго-востоке обрамление бассейна образовано узкой прибрежной полосой выходов на поверхность кристаллических пород фундамента, частично перекрытых силурийскими и девонскими отложениями, которые с северо-запада обрублены Салвадорским разломом. Амплитуда его достигает 4000 м.

Западная граница бассейна определяется системой сложнопостроенных разрывов Маражипи (Мараго) — Макуруре, которая продолжается далеко на север (до северо-восточного берега Бразилии). Амплитуда разрывов измеряется лишь сотнями метров. На юге обе системы разрывов продолжают в шельфовой части материка, где бассейн замыкается.

Восточной границей бассейна является меридионально ориентированная система разрывов Самбибо.

Рифт осложнен по простиранию тремя различно ориентированными прогибами: южным — Реконкаво, протягивающимися в северо-восточном направлении от Салвадора до долины Итапикуру; средним, более крупным — Тукано, примыкающим с севера к Реконкаво и протягивающимся в северном направлении до долины Сан-Франциско; северным — Жатоба, вытянутым в восточном и северо-восточном направлениях.

Бассейн Баия выполнен (табл. 2.9, данные В.В. Коцера, Е.В. Кучерука, 1976 г.) мощной толщей отложений юрского, мелового и плиоценового возраста, а во впадине Жатоба (возможно, и в Тукано) известны также и палеозойские отложения.

Юрские отложения (свита Алианса) представлены алевролитами, песчаниками и базальными конгломератами общей мощностью

Таблица 2.9

Литолого-стратиграфическая характеристика отложений бассейна Баия (Реконвако)

Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Основной состав переслаивающихся пород	Максимальная мощность, м
Неоген	Плиоцен	—	—	Баррейрас	Песчаники	50
	Миоцен	—	—	Несогласие Прегуиса	Глины, известняки	20
Мел	Нижний	Аптский	Санто-Амаро	Несогласие Маризал	Песчаники, конгломераты	70
				Сан-Себастьян	Несогласие Песчаники, глины	2800
		Ильяс		Глины, алевролиты, песчаники, известняки	1700	
		Кандейас		Глины, песчаники, известняки	2100	
		Итапарика		Глины, песчаники	180	
Юра (?)	Верхние (?)	—	Бротас	Сержи	Песчаники	461
				Алианса	Красные глины, песчаники, эвапориты	695
Докембрий	Несогласие Кристаллические сланцы, гнейсы, филлиты, граниты					

от 200 м (Тукано) до 800 м (Реконвако), постепенно переходящими в мощную серию пород неокомского возраста. В разрезе последней выделяются две толщи пород, разделенные несогласием. Нижняя толща мощностью 500—1900 м сложена внизу (свита Сержи) пестро-красноцветными песчаниками, в средней части (свита Итапарика) — песчаниками и алевролитами, сверху (свита Кандейас) — аргиллитами и линзовидными прослоями песчаников и известняков.

Верхняя толща внизу (свита Ильяс) представлена чередующимися алевролитами, глинами и песчаниками с линзами оолитовых известняков, а сверху (свита Сан-Себастьяно) — пестроцветными песчаниками с прослоями алевролитов и редкими солями глин. Мощность

Таблица 2. 10

Характеристика основных месторождений бассейна Баия (Реконкаво)

Месторождения нефтяные (н), газонефтяные (гк)	Структура, площадь	Возраст продуктивных отложений	Глубина залегающих продуктивных пластов, м	Категория крупности
Кандейас ¹ (гн)	Гомоклиналь, нарушенная сбросами	Мел, Ильяс, Кандейас	620—2400	Среднее
Дон-Жоан ² (гн)	Горстообразное поднятие, нарушенное сбросами; 23,5 × 1 ÷ 3,5 км	Мел, Кандейас, Итапарика, юрские?, Сержи	160—374	„
Агуа-Гранде ² (гн)	Горстообразное поднятие, нарушенное сбросами; 8 × 3 км ²	Мел, Ильяс, Кандейас; юра?, Сержи	1050—1350	Крупное
Бурасика ² (н)	Горстообразное поднятие, разбитое сбросами на три блока	Мел, Кандейас; юра?, Сержи	520—740	Среднее
Миранга ² (гн)	Куполообразное поднятие, разбитое серией сбросов; 6,5 × 5 км ²	Мел, Ильяс	1000—1500	„

¹ Залежи литологически ограниченные.² Залежи пластовые сводовые тектонически экранированные.

верхней толщ неокома достигает во впадине Реконкаво 5500 м и уменьшается до 1100 м во впадине Тукано за счет выпадения из разреза отложений свиты Сан-Себастьяно.

Более молодые отложения мелового возраста распространены в бассейне лишь участками. Выделяются апт-альбские и верхнемеловые отложения (масстрихт — турон), мощность которых во впадине Тукано достигает 600 м, а во впадине Реконкаво не более 50 м.

Плиоценовые отложения мощностью до 150 м включают грубозернистые породы континентального происхождения.

Промышленная нефтегазоносность бассейна Баия была установлена в 1939 г. после открытия месторождения нефти Лобато. В настоящее время на юге бассейна (Реконкаво) известно около 30 месторождений, в том числе пять газовых (табл. 2. 10, данные В.В. Коцераба, Е.В. Кучерука 1976 г.). Во впадине Тукано выявлены лишь три месторождения, в том числе два газовых.

Промышленная нефтегазоносность бассейна Баия связана (табл. 2. 11, данные В.В. Коцераба, Е.В. Кучерука, 1976 г.) с пес-

Таблица 2. 11

Распределение нефтегазоносности по разрезу бассейна Баия

Возраст продуктивной толщи	Продуктивная толща	Мощность продуктивной толщи, м	Литологический состав продуктивной толщи и коллекторов	Характеристика пластов-коллекторов		Месторождения нефтяные (н) и газовые (г)
				мощность, м	пористость, %	
Мел	Ильяс	1700	Глины, алевролиты, песчаники, известняки	5—70	19—25	Кандейас (г, н), Агуа-Гранде (г, н), Миранга (г, н)
	Кандейас	2100	Глины с линзами песчаников и прослоями известняков	10—300	13—16	Кандейас (г, н), Дон-Жоан (г, н), Агуа-Гранде (г, н) Бурасика (н)
	Итапарика	180	Глины с прослоями песчаников	—	—	Дон-Жоан (г, н)
Юра (?)	Сержи	461	Песчаники	75—240	18	Дон-Жоан (г, н), Агуа-Гранде (г, н), Бурасика (н)

чаниками свит Сержи, Итапарика, Кандейас и Ильяс. Наибольшей продуктивностью обладают песчаники свиты Кандейас.

Для отложений свит Кандейас и Итапарика характерно появление наряду с нефтяными залежами также чисто газовых скоплений.

Значительные нефтегазопроявления установлены в юрских отложениях. На одном месторождении (Фазенда-Имбе) получена нефть из докембрийского фундамента.

Наиболее крупными месторождениями являются Агуа-Гранде, Миранга, Кандейас и Куерера. Месторождение Миранго открыто в 1965 г., извлекаемые запасы нефти 63 млн. т, газа 14 млрд. м³. Продуктивны песчаники свиты Ильяс до глубины 1000—1500 м.

На месторождении Агуа-Гранде пластовые сводовые залежи нефти заключены в песчаниках свит Сержи, Кандейас и Ильяс на глубине 260—1300 м. На месторождении Кандейас в песчаниках одноименного названия залежь нефти находится на глубине 1000—2400 м. Чисто газовое месторождение Куерера находится во впадине Тукано. Газоносны песчаники свиты Кандейас. Газовые залежи выявлены также на месторождениях Жакуипе, Арату (свита Ильяс), Итапа-Рика, Иран (свита Сержи).

Большая часть залежей нефти и газа в бассейне имеет небольшие размеры (Дом-Жоао — 240×330 м, Кандейас — 1500×600 м) и находится на глубинах 500—1500 м.

На юге бассейна получены газ из интервалов глубин 2903—2975 м

и нефть из интервалов глубин 3228—3573 м из трещиноватых сланцев свиты Кандейяс.

В качестве примера межконтинентального нефтегазоносного бассейна рассматривается бассейн в долине среднего течения Рейна. Рейнский бассейн представляет собой узкий (ширина 40—50 км) элемент межконтинентального рифта, вытянутого почти на 300 км в субмеридиональном направлении от района Базеля на юге до района Франкфурта на севере. Обрамление бассейна образовано глыбовыми горными сооружениями, сложенными кристаллическими и метаморфическими породами палеозойского возраста, местами перекрытыми маломощными породами мезозоя. На западе — это Вогезы и Пфальцские горы, на востоке горы Шварцвальд и Оденвальд, на севере Рейнские сланцевые горы. На юге бассейн ограничен горами Эльзасской юры, с поверхности сложенными породами нижнего мезозоя (описывается по данным К. Бека и И.В. Высоцкого).

Рейнский нефтегазоносный бассейн выполнен (табл. 2. 12, данные Б.А. Соколова, Л.А. Файнгерш 1976 г.) породами пермского, триасового, юрского палеогенового и неогенового возраста максимальной мощностью 5000 м, из которых 3000 м приходится на долю кайнозойских отложений. Пермские отложения мощностью около 1000 м представлены пестроцветными породами (Красный Лежень) с прослоями доломитов вверх (Цехштейн). На крайнем севере пермские отложения перекрываются непосредственно олигоценовыми, на юге большое развитие получают породы мезозойского возраста.

А в подошве нижнего триаса выделяется маломощная соленосная толща, которая прослеживается в виде узкой зоны вдоль левого бережья Рейна в южной половине бассейна.

Перерыв на границе палеогена и верхней юры весь разрез бассейна расчленяет на два комплекса: нижний, предшествующий образованию грабена, и верхний, формировавшийся в процессе развития грабена, причем особенно интенсивно с конца эоцена до плиоцена.

Фундамент бассейна позднепалеозойского возраста, сильно расчленен грабенообразующими и поперечными разломами на ряд различно опущенных и приподнятых блоков. Наиболее опущен фундамент на юге и на востоке средней части его. В южной половине грабена в районах Кольмара и Эрштейна поперечные подъемы фундамента расчленяют бассейн на три неравновеликих впадины: северную — Пешельброннскую, наиболее крупную, охватывающую 2/3 всего грабена; значительно прогнутую небольшую Селестинскую впадину; более крупную впадину на юге, выделяемую под названием Калиевый соленосный бассейн (Верхний Эльзас).

Нефтегазоносность бассейна связана (табл. 2. 13) с отложениями триасового, юрского, палеогенового и неогенового возраста. Коллекторами являются песчаники среднего и верхнего триаса и олигоцена (латторфский ярус, пешельброннские слои), известняки кимериджа и оксфорда и доломитизированные известняки нижнего бата и верхнего байоса (пласт Большой Оолит), песчанистые мергели олигоцена (мелетовые слои рупельского яруса) и верхнего эоцена. Газоносны песчаники плиоцена и миоцена.

Большая часть месторождений бассейна (свыше 20) сконцентрирована в Пешельброннской впадине. Структурные формы место-

Таблица 2. 12

Схематический литолого-фациальный разрез отложений Рейнского бассейна

Система	Отдел	Ярус	Горизонт, слой, пласт	Основной состав переслаивающихся пород	Максимальная мощность, м
Антропоген	Голоцен			Глины, пески, гравий	Незначительная
	Плейстоцен			Пески, гравий, глины	≤400
Неоген	Плиоцен			Пески, гравий, глины, прослой углей	≤640
	Миоцен	Аквитанский	Несогласие Гидробиевые, корбикуловые, церитиевые	Мергели, известняки, песчаники	≤1500
Палеоген	Олигоцен	Хаттский	Нидерродненские, циреневый мергель	Мергели, песчаники, ангидриты	500
		Рупельский	Мелеттовые, септариевые глины	Мергели, битуминозные сланцы, в основании — пески	500
		Латторфский (Саннуаз)	Пешельбронские	Аргиллиты, известняки, ангидриты, песчаники, конгломераты	540
		Эоцен		Пестрые известняки, мергели	650
Юра			Несогласие		
		Кимериджский		Известняки, мергели	18
		Оксфордский	Ренггериевые	Известняки, мергели, аргиллиты	180
	Верхний	Келловейский		Аргиллиты, известняки, мергели	60
	Средний	Батский, байосский	Большой Оолит ¹ , паркинсониевые, гарантииевые, коронатные	Мергели, известняки, песчаники	170
	Ааленский	Мурчисониевые, опалиновые	Аргиллиты, песчаники, известняки	180	

Продолжение таблицы 2,12

Система	Отдел	Ярус	Горизонт, слой, пласт	Основной состав переслаивающихся пород	Максимальная мощность, м
	Нижний	Тоарский		Мергели, битуминозные сланцы	42
		Шармутский		Аргиллиты, мергели, известняки	65
		Синемюрский		Аргиллиты	62
		Геттангский		Мергели, известняки, сланцы	30
Триас	Верхний	Рэтский	Несогласие	Песчаники, аргиллиты	20
				Доломитизированные мергели, известняки, аргиллиты, гипсы, песчаники	350
	Средний			Известняки, доломиты, аргиллиты, песчаники, в южной части — соль	200
	Нижний			Красные аргиллиты, песчаники, конгломераты	500
Пермь	Верхний			Пестрые глины, доломиты, песчаники	0—15
	Нижний			Красные песчаники, вулканические породы	0—1000

¹ Номенклатура французской части бассейна.

рождений связаны с приподнятыми и наклоненными блоками, с пластами, иногда изогнутыми в полукупола и брахиантиклинали. Значительная часть нефтяных залежей (табл. 2. 14) тектонически экранированные, реже сводовые, сильно нарушенные разрывами. Зоны нефтегазонакопления группируются вдоль продольных, конседиментационно развивавшихся разрывов. Крупная зона выделяется на восточном борту бассейна, которая приурочена к его наиболее прог-

Таблица 2. 13

Распределение нефтегазоносности по разрезу отложений Рейнского бассейна (по Б.А. Соколову, Л.А. Файнгерш)

Стратиграфическое положение продуктивной толщи	Наименование продуктивной толщи	Мощность продуктивной толщи, м	Литологический состав продуктивной толщи и коллекторов	Характеристика пластов-коллекторов			Месторождения нефтяные (н) и газовые (г)
				мощность, м	пористость, %	проницаемость, $n \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$	
Плиоцен		600	Песчаники	10	20—30	Высокая	Штокштадт (г)
Верхний миоцен		150	Песчаники	15—20	30	1000	Штокштадт (г), Пфунгштадт (г)
Аквитан	Гидробиевые слои	600	Доломитизированные мергели	0,8	25	—	Штокштадт (г), Пфунгштадт (г)
Хатт	Циреновые соли		Песчаники	—	—	—	Ландау (н)
Рупель	Мелетговые слои		Мергели	—	—	—	Ландау (н), Веррабронн (н)
Латторф	Верхнепешельбронские слои	42—800	Песчаники	10	30	130	Ландау (н)
	Среднепешельбронские слои		Карбонатные песчаники	—	—	—	Штокштадт (н)
	Нижнепешельбронские слои		Песчаники	25	30	До 7000	Дуденхофен (н)
Верхний эоцен	Зеленые мергели		Песчанистые мергели	—	—	—	Форст (н)

Продолжение таблица 2.13

Стратиграфическое положение продуктивной толщи	Наименование продуктивной толщи	Мощность продуктивной толщи, м	Литологический состав продуктивной толщи и коллекторов	Характеристика пластов-коллекторов			Месторождения нефтяные (н) и газовые (г)
				мощность, м	пористость, %	проницаемость, $л \cdot 10^{-15} м^2$	
Верхний триас			Песчаники	—	—	—	Вейнгартен (н)
Средний триас			”	—	—	—	Вайер (н)
Нижний триас			Доломиты	—	—	—	Рот (н)

Таблица 2.14

Характеристика основных месторождений Рейнского бассейна (по Б.А. Соколову, Л.А. Файнгерш)

Месторождения нефтяные (н), газовые (г) и газонефтяные (гн)	Местоположение	Структура, этаж газоносности	Возраст продуктивных отложений	Глубина залегающих нефтегазоносных пластов, м
Пфунгштадт (г)	Восточный борт Рейнского грабена	Антиклинальная складка, разбитая нарушениями; этаж газоносности 80 м	Аквитан, гидробиевые слои; верхний миоцен	880
Штокштадт (гн)	Центральная часть грабена	Антиклинальная складка, разбитая сбросами	Плиоцен (2 пласта, газ); Латторф, пещельброннские слои (2 пласта, нефть)	130—1750
Ландау (н)	Центральная часть грабена	Приподнятый блок, разбитый сбросами	Рупель, мелетовые слои; Латторф, пещельброннские слои	1468—1555 (Латторф)

Примечания. 1. Залежи пластовые сводовые, тектонически экранированные. 2. Месторождения относятся к категории мелких.

нutoй части (между Карлсруэ и Мангеймом). Здесь известно свыше десяти нефтяных месторождений (Рот, Форст-Вайхер, Бюхенау, Вайнгартен, Хютенгейм и др.).

Юго-западнее на противоположном борту бассейна располагается наиболее крупное нефтяное месторождение бассейна — Пешельбронн (эксплуатируется с 1888 г.). Оно приурочено к полуантиклинали, прижатой к грабенообразующему сбросу, и рассечено продольными сбросами на ряд блоков, содержащих тектонически экранированные залежи нефти. На юге месторождения нефтеносными являются известняки верхнего триаса, песчаники ааленского яруса, пласт Большой Оолит, пешельброннские слои, на севере песчаники среднего триаса, верхнего триаса и аалена, пешельброннские слои. Залежи нефти заключены в интервале глубин 180—1300 м.

На юге в Калиевой соленосной впадине известны лишь два небольших нефтяных месторождения (Штаффельфельден, Ренинг) с тектонически экранированными залежами в юрских отложениях.

На крайнем севере бассейна известно семь небольших чисто газовых и два газонефтяных месторождения. Газоносны песчаники миоценового, в меньшей степени плиоценового возраста, залегающие на глубинах от 130 м (Штокштадт) до 900 м (Пфунгштадт). Газ преимущественно метановый.

За исключением месторождения Пешельбронн, месторождения Рейнского бассейна имеют небольшие запасы нефти и в значительной степени выработаны. Начальные извлекаемые запасы нефти в бассейне оцениваются в 10 млн. т, газа — в 600 млн. м³.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М., Наука, 1979.
2. *Бакиров А.А.* Геологические основы прогнозирования нефтегазоносности. М., Недра, 1973.
3. *Безруков П.Л., Мурдмаа И.О.* Осадочные формации океанов. — В кн.: История Мирового океана. М., Наука, 1971, с. 47—52.
4. *Бека К., Высоцкий И.В.* Геология нефти и газа. М., Недра, 1976.
5. *Богданов Н.А.* Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. — Труды ГИН АН СССР. М., вып. 269, 1975.
6. *Бордовский О.К.* Органическое вещество морских и океанских осадков в стадии раннего диагенеза. М., Наука, 1974.
7. *Вассович Н.Б., Корнилова Н.Н., Чернышев В.В.* О содержании углеродистого, органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли. — Вестник МГУ, № 1, 1973, с. 8—23.
8. *Выхристюк Л.А.* Органическое вещество донных осадков Байкала. Новосибирск, Наука, 1980.
9. *Геодекян А.А., Троцюк В.Я., Марина М.М.* Органический углерод в подводной стратиферу. — В кн.: Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков. М., Наука, 1978, с. 18—27.
10. *Геология континентальных окраин.* Т. 1—3. М., Мир, 1978.
11. *Гершанович Д.Е., Горшкова Т.И., Конохов А.И.* Органическое вещество современных осадков подводных окраин континентов. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы их изучения. М., Наука, 1974, с. 63—80.
12. *Горбачев В.Ф.* Главная область нефтегазообразования. ВНИИЭгазпром. Сер. Геол. и разведка газов и газоконденсат, 1977, № 12, с. 3—13.
13. *Горбачев В.Ф.* Новая глобальная тектоника и проблемы прогноза газо-нефтеносности недр. — В кн.: Проблема прогноза газоносности. М., Недра, 1978, с. 18—25.
14. *Горбачев В.Ф.* Новые данные изучения дна Мирового океана и их значение для проблемы газонефтеносности недр. — Обзор. Геол. и разведка газов. и газоконденсат. м-ний, М., ВНИИЭгазпром, 1979, вып. 1.
15. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977, 247 с.
16. *Емельянов Е.М., Романкевич Е.А.* Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор. М., Наука, 1979.
17. *Жабрив И.П.* Перспективы нефтегазоносности за пределами континентальных шельфов морей и океанов. — Геол. нефти и газа, 1972, № 8, с. 8—13.
18. *Кинг Д.* Докембрийская геология США. Объяснительная записка к геологической карте США. Пер. с англ. М., Мир, 1979.
19. *Ковалев А.А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978.
20. *Конохов А.И.* Типы материковых окраин и зон перехода от континентов к океану. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 5—18.
21. *Ле Пишон К., Франшю Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. Пер. с франц. М., Мир, 1977.
22. *Лисицин А.П.* Осадкообразование в океанах. (Количественное распределение осадочного материала.) М., Наука, 1974.
23. *Лисицин А.П.* Общие закономерности строения осадочной толщи океана. — В кн.: Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М., Наука, 1980, с. 36—104.
24. *Любимов Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А.* Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. Состояние наблюдений и теория интерпретации двумерных неоднородностей. М., Наука, 1976.
25. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.
26. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М., Наука, 1979.
27. *Невесский Н.Н., Медведев В.С., Калинин В.В.* Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М., Наука, 1977.
28. *Нестеров И.И., Потеряева В.В., Салманов Ф.К.* Закономерности распределения крупных месторождений нефти и газа в земной коре. М., Недра, 1975, 278 с.

29. *Оленин В.Б.* Нефтегеологическое районирование по генетическому принципу. М., Недра, 1977.
30. *Пучков В.Н.* Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М., Наука, 1979.
31. *Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. М., Наука, 1977.
32. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллахтоны (тектоническая природа и структурное положение). — Труды ГИН АН СССР. М., вып. 283, 1976.
33. *Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979.
34. *Соколов Б.А.* Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М., Наука, 1980.
35. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974.
36. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., Наука, 1976.
37. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. Антарктида и Африка. М., Недра, 1971.
38. *Хаин В.Е.* Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии: действительные и мнимые. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. М., Наука, 1977, с. 5—13.
39. *Шепард Ф.П.* Геология моря. М., Недра, 1976.
40. *Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. — Докл. АН СССР, т. 234, № 5, 1977, с. 1175—1178.
41. *Beaumont C., Sweeney I.F.* Graben generation of major sedimentary basins. — Tectonophysics, 1978, vol. 50, No 1, p. 119—123.
42. *Bois C., Bouche P., Pelet R.* Histoire geologique et repartition des reserves d'hydrocarbures dans le monde. — Revue de l'institut francais du petrole, 1980, vol. 35, N 2, p. 273—298.
43. *Dewey J.F., Kidd W.S.F.* Geometry of plate accretion. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, No 7, p. 960—968.
44. *Geology of Continental Slopes.* Tulsa, Oklahoma, USA, 1979.
45. *Goodwin A.M.* Precambrian belts, plumes and shield development. — Amer. Journ. Science, vol. 274, p. 987—1028.
46. *King P.B.* Tectonics of the North American Cordillera near the Fortieth Parallel. — Tectonophysics, 1978, vol. 3—4, p. 275—294.
47. *McCrossan R.G., Porter J.W.* The geology and petroleum potential of the Canadian sedimentary basins — a synthesis, in: The future petroleum provinces of Canada — their geology and potential, Canadian Soc. Petroleum Geologists Mem. 1. 1973, p. 589—720.
48. *Neugebauer H.J.* Crustal doming and the mechanism of rifting. Part I. Rift formation. — Tectonophysics, 1978, vol. 45, No 2—3, p. 159—186.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Раздел I. Новые данные изучения дна Мирового океана в связи с проблемой нефтегазоносности недр	6
Глава 1. Геодинамические обстановки формирования осадочных бассейнов (основные положения теории тектоники литосферных плит)	6
Глава 2. Закономерности современного осадконакопления на акваториях Мирового океана	33
Глава 3. Закономерности распределения органического вещества в современных осадках Мирового океана	63
Глава 4. Характеристика геознергетических ресурсов литосферных плит ..	100
Глава 5. Генетические принципы выделения зон нефтегазообразования ...	
Раздел II. Древние аналоги седиментационных бассейнов в структуре дорифейских континентов и их нефтегазоносность	137
Глава 6. Осадочные бассейны Северо-Американского континента и их нефтегазоносность	138
Глава 7. Осадочные бассейны Сибирской платформы и их нефтегазоносность	164
Заключение	206
Приложения	213
Список литературы	267

Василий Федорович Горбачев

НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Редактор издательства Г.П. Ванторина
Переплет художника Г.А. Петрова
Художественный редактор В.В. Шутько
Технический редактор О.А. Колотвина
Корректор К.И. Савенкова
Оператор И.А. Налейкина

ИБ № 4592

Подписано в печать 04.10.83. Т-18491. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная №1.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Печать оф-
сетная. Усл. печ. л. 17,0. Усл. кр.-отг. 17,0. Уч.-изд. л. 19,81. Тираж 920 экз.
Заказ 518 /8582. Цена 3 р. 40 к.

Ордена "Знака Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третья-
ковский проезд, 1/19

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Ленинград, В.О. Средний 54.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!
В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НЕДРА"
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

ЗОРЬКИН Л.М., СТАРОБИНЕЦ И.С., СТАДНИК Е.В. Геохимия природных газов нефтегазоносных бассейнов. 20 л., 1 р. 40 к. 1904050000

Рассмотрены условия образования закономерности распространения (концентрирования и рассеяния) углеводородных и других газов в осадочных бассейнах. Приводятся новые данные о вертикальной и площадной газовой зональности, влиянии залежей на окружающую среду, генезисе углеводородных и неуглеводородных компонентов, механизме дифференциации газов при миграции, геохимической взаимосвязи различных форм газа в осадочных бассейнах, типизации газов по составу и др. Специальная глава посвящена применению результатов изучения природных газов для решения ряда теоретических и практических задач нефтегазовой геологии.

Для геологов-нефтяников, геохимиков и гидрогеологов. Может быть полезна аспирантам и студентам вузов нефтяного профиля.

Историко-генетический метод оценки перспектив нефтегазоносности /Л.А. Польштер, Ю.А. Висковский, В.А. Николенко и др. 15 л., 80 к.

Рассмотрены закономерности изменения пространственного положения очагов нефте- и газообразования во времени (использованы результаты отечественных и зарубежных исследований по вопросам изучения стадийности генерации углеводородов). На основе модельного подхода с учетом палеотермобарических условий недр сформулированы критерии раздельного прогнозирования нефтегазоносности и газоносности для областей, отличающихся по времени и интенсивности прогибания.

Для геологов, гидрогеологов и геохимиков, занимающихся качественным и количественным прогнозом нефтегазоносности.

СОКОЛОВ Б.А. Эволюционно-динамические критерии оценки нефтегазоносности недр. 10 л., 1 р. 50 к.

Показано, что нефтегазоносность является свойством осадочного бассейна, возникающим на определенных этапах его развития и зависящим в значительной степени как от пространственно-временного соответствия факторов, контролирующих существование очагов нефтегазообразования и зон нефтегазонакопления, так и от динамической обстановки. Рассмотрены динамические приемы анализа эволюционно-динамических показателей нефтегазоносности недр.

Для геологов и геохимиков, занимающихся прогнозной оценкой нефтегазоносности недр.

ХОДЖАКУЛИЕВ Я.А., АБУКОВА Л.А. Палеогидрогеологические исследования при поисках нефти и газа. 15 л., 1 р.

Предполагается комплексная методика палеогидрогеологических исследований при поисках нефти и газа. Рассматривается реконструкция палеотемпературных, палеогазогеохимических, палеогидродинамических условий на нефтегазоносных территориях. Разработка методических аспектов базируется на положениях палеогеологии, палеогеографии, седиментологии, современной гидрогеологии, математики и других отраслей знаний. Показаны пути реализации предлагаемой методики.

Для геологов и гидрогеологов, занимающихся обоснованием проведения поисков и разведки скоплений углеводородов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел "Книга-почтой" магазинов:

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

№ 17 — 199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61;

Издательство "Недра"

30.40%

103

4114

ИДРА