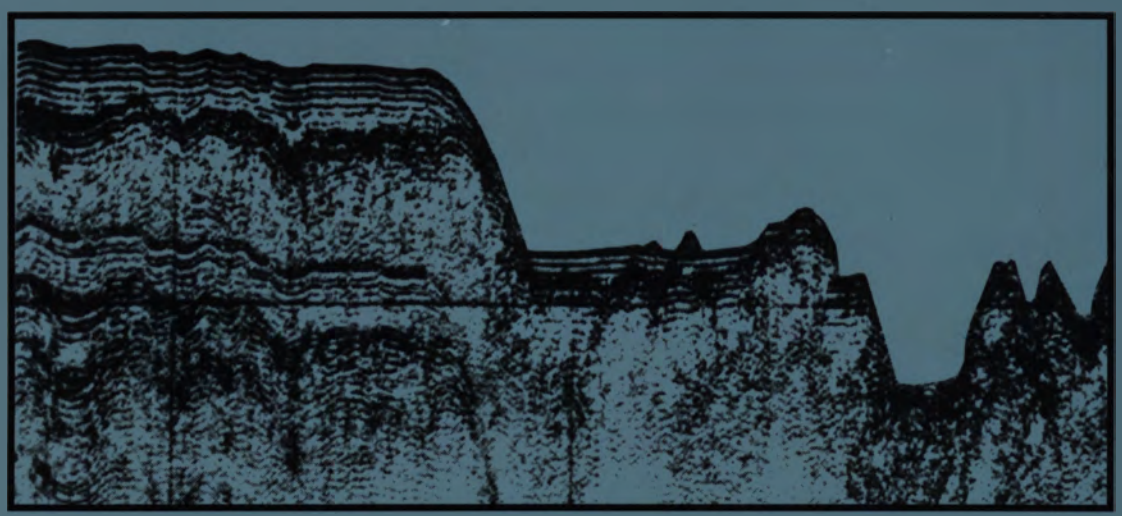
ISSN 0002-3272

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

А.Е.Шлезингер

РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ



НАУЧНЫЙ МИР

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Геологический институт

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
Geological Institute

THE RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH

ББК 217.9
Ш 682
УДК 551.24

Шлезингер А. Е.
Ш 682
РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ. – М.: Научный мир, 1998. – 144 с.
(Тр. ГИН РАН; Вып. 512)

ISBN 5-89176-040-1

Региональная сейсмостратиграфия имеет основополагающее значение в познании осадочных бассейнов Земли. Раскрыты методические приемы извлечения геологической информации, запечатленной на временных сейсмических разрезах отраженных волн. Сейсмостратиграфический материал по многим регионам мира, проработанный автором, позволил ему дать характеристику структурных элементов Земли и связанных с ними осадочных бассейнов, раскрыть создающие их процессы и рассмотреть формирование некоторых осадочных бассейнов.

Для геологов, геофизиков, сейсмологов.

Схем 9.Ил.80. Библ. 84 назв.

РФФИ **Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 98-05-78020)**

Редакционная коллегия:
Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин, С.А. Куренков, М.А. Семихатов*
Рецензенты:
В.М. Ковылин, В.М. Цейслер

Schlezinger A. E.
REGIONAL SEISMOSTRATIGRAPHY. – Moscow: Scientific World, 1998. – 144 p.
(Transactions of GIN RAS; Vol. 512).

Today the understanding of sedimentary basin evolution is impossible without regional seismostratigraphy. Author elaborated the methodical ways to extract the geological information fixed in the seismic reflection cross-sections. Seismostratigraphic material on many regions of the World reviewed by author allowed him give the characteristics of Earth structure elements and related sedimentary basins. Author describes also the evolution of some sedimentary basins and reveals the creating processes.

For geologists, geophysics and seismologists.

Scheme 9. Il. 80. Bibl. 84 titles.

РФФИ **Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research (grant № 98-05-78020)**

Editorial Board:
Yu.G. Leonov (Editor- in- Chief), *M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Kariakin, S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov*
Reviewers:
V.M. Kovylin, V.M. Tseisler

ББК 217.9

© А.Е.Шлезингер, 1998
© Геологический институт РАН, 1998
© Научный мир, 1998

ISBN 5-89176-040-1

ВВЕДЕНИЕ

Быстрый прогресс в цифровой обработке сейсмических материалов позволил в 70-х годах подойти к решению многих геологических задач на новых качественных и количественных уровнях. На основе современных модификаций сейсморазведки отраженных волн стало возможным по временным разрезам раскрывать с большой точностью геометрию слоев и форму геологических тел осадочного чехла. С учетом данных естественных обнажений, керна, ГИС, исследований скоростных параметров и особенностей сейсмической записи, можно определять возраст и вещественный состав пород и особенности их флюидонасыщения. Другими словами, появилась возможность просвечивать до деталей анатомию слоев осадочного чехла.

Гипсометрия подошвы осадочного чехла в глубоких бассейнах восстанавливается при комплексировании сейсморазведки преломленных и отраженных волн. Большой диапазон сейсмической записи отраженных и преломленных волн с привлечением естественных геофизических полей дает информацию о строении земной коры под осадочным чехлом бассейнов и в пределах дофанерозойских щитов, фанерозойских складчатых сооружений и выступов океанического фундамента.

Сейсмостратиграфия как новое геолого-геофизическое направление исследований осадочных бассейнов обоснована в середине 70-х годов американскими геофизиками П.Р.Вейлом с соавторами [Сейсмическая стратиграфия..., 1982; Seismic Stratigraphy..., 1977]. Предложенное название раскрывает его неполно. Круг решаемых сейсмостратиграфией вопросов значительно шире, чем изучение возраста и последовательности слоев, так как охватывает практически все научные и прикладные аспекты исследований осадочных бассейнов. Однако она уже утвердилась в качестве самостоятельного геолого-геофизического направления, менять название которого вряд ли целесообразно и практически невозможно.

Сейсмостратиграфия, особенно на начальной стадии ее развития, часто рассматривалась как искусство интерпретатора. Однако более 20-летнее исследование осадочных бассейнов сейсморазведкой отраженных волн доказало, что сейсмостратиграфия является одной из наиболее объективных и точных дисциплин наук о Земле. И если в целом геология и геофизика относятся к наукам, то конечно и сейсмостратиграфия принадлежит к ней. Хотя конечно в ней, как и в лю-бой геологической дисциплине, много спорного и субъективного.

Сейсмостратиграфию отличают небольшие финансовые затраты, быстрота получаемых результатов, их наглядность, масштабность и глубинность исследований. Она легко решает поставленные задачи в труднодоступных районах Земли. Скорость сейсмостратиграфического анализа в десятки раз быстрее традиционных геологических направлений, а продуктивность научных разработок не идет ни в какие сравнения с предшествовавшими досейсмостратиграфическими исследованиями.

Развитие сейсмостратиграфии за рубежом базировалось на результатах изучения осадочных бассейнов континентальных окраин Атлантики и Северо-Американской платформы. Оно было нацелено прежде всего на поиски новых типов залежей углеводородов и на решение широкого круга задач нефтегазовой геологии. Сейсмостратиграфический подход при расшифровке конкретных геологических объектов применялся с середины 70-х годов и в нашей стране [Яншин и др., 1976, 1977, 1978, 1979, 1980 и др.].

В сейсмостратиграфии наметилось несколько крупных разделов. Ее основой является региональный анализ (региональная, историко-геоло-

гическая или визуальная сейсмостратиграфия), который раскрывает основные закономерности строения и развития осадочных бассейнов или крупных их частей. Он основывается на преимущественно визуальном извлечении геологической информации из серийных временных отраженных волн разрезов, позволяющем раскрыть практически все аспекты геологии осадочных чехлов. Региональная сейсмостратиграфия требует специальных методических разработок и приемов исследований, что нашло отражение в работах М.П.Антипова и др. [1990], С.Л.Белякова и др. [1993], Ю.А.Воложа и др. [1994], Ю.А.Воложа, А.Е.Шлезингера [1994], Л.Ш.Гиршгорна [1985, 1989], Ю.Б.Гладенкова и др. [1984, 1985, 1988], Г.Н.Гогоненкова и др. [1984], В.П.Игошкина, А.Е.Шлезингера [1990 а, б], Н.Я.Кунина, Е.В.Кучерука [1984], Л.С.Маргулиса [1988], Ю.А.Михайлова, А.Е.Шлезингера [1989], В.А.Панаева, С.Н.Митулова [1993], В.О.Савицкого, И.И.Хведчука [1986], Сейсмическая стратиграфия... [1982], А.Е.Шлезингера [1987, 1989 б, 1990 а], Seismic Stratigraphy... [1977, 1985] и др.

Точные параметры волнового поля, специальные виды дополнительной обработки сейсмических разрезов, математический аппарат позволяют выяснять более тонкие вопросы строения осадочного чехла и решать конкретные прикладные задачи. Данное направление можно назвать тонкой (детальной) сейсмостратиграфией. Ее составной частью является прогнозирование геологического разреза (ПГР), в последние 20 лет широко разрабатывающееся в нашей стране [Гогоненков, 1987].

Сейсмостратиграфия представляет собой естественную геологическую надстройку фундаментальной геофизики (теории волнового поля). Однако применение тонких видов ее анализа требует специальных количественных разработок физических основ: автоматизации и моделирования. Они являются самостоятельным направлением сейсмостратиграфии. Основой сейсмостратиграфического анализа является региональная сейсмостратиграфия. Только выяснение общих закономерностей строения и развития осадочного чехла бассейна с помощью региональной сейсмостратиграфии позволяет с успехом применять тонкие ее виды для расшифровки конкретных локальных объектов.

Сейсмостратиграфический анализ базируется на двух главных методических приемах. Первый составляет непрерывная фазовая корреляция, позволяющая выделять возрастные единицы. Основным их элементом является сейсмический комплекс. Второй методический прием основывается на рисунке сейсмической записи. Он позволяет расшифровывать фациальные и вещественные особенности разреза. Основной их единицей является сейсмическая фация.

Сейсмостратиграфия родилась не на пустом месте. Ей предшествовало достаточно длительное развитие геологической интерпретации сейсмической информации. Российская школа геофизиков-сейсморазведчиков всегда уделяла пристальное внимание разделению осадочного чехла на литолого-фациальные комплексы и палеотектоническим условиям их формирования (Ю.Н.Годин, Н.Я.Кунин, Я.И.Маловицкий, Б.Б.Таль-Вирский, Ф.И.Хатьянов и др.). В России уже давно изучались тонкие особенности волновых полей и их использование для прогнозирования геологического разреза (А.Г.Авербух, А.П.Алексеев, Б.Я.Гельчинский, Г.Н.Гогоненков, Р.К.Курбатов, С.С.Эльманович и др.). Однако между досейсмостратиграфической и сейсмостратиграфической сейсморазведкой проходит существенный качественный рубеж. Первая изучала преимущественно только геометрию опорных поверхностей, т.е. проводилось построение структурных карт. Вторая раскрывает строение трехмерных геологических тел, т. е. задачи сейсморазведочных исследований с переходом на сейсмостратиграфические рельсы на порядок осложнились.

При сейсмостратиграфических исследованиях должен использоваться весь имеющийся по данному объекту сейсмический материал временных разрезов независимо от срока его давности. Практически почти все временные разрезы несут в той или иной степени полезную информацию. Сейсмостратиграф должен прежде всего отделить объективную однозначную сейсмическую информацию от субъективной, дающей разные варианты интерпретации. Следует уметь раскрывать сейсмические параметры, обусловленные не геологическими причинами. Конечно, в зависимости от качества, разрешающей способности и глубинности сейсмического материала решаются разные задачи.

До настоящего времени у многих геологов и геофизиков существует скептическое отношение к сейсмостратиграфии. Геологов настораживают те легкость, быстрота и объективность, с которыми решаются сложные вопросы строения осадочных бассейнов. Им трудно переходить от привычного абстрактного мышления интерпретации отельных точек к реальным трехмерным геологическим телам. Геофизиков волнует частая неоднозначность

волновых картин. Для них характерны непомерные требования к различным видам специальных обработок. Только после их применения можно переходить, по мнению некоторых геофизиков, к интерпретационной части. Но, поскольку в реальной жизни специальные виды обработок часто недоступны, сейсмостратиграфия является с позиции ряда авторитетных геофизиков преждевременным направлением.

Сейсмостратиграфия требует комплексации всех видов геофизической и геологической информации. Однако в основу кладется временной сейсмический разрез отраженных волн. Все остальные данные его дополняют и усиливают объективность интерпретации. В отличие от других специалистов, сейсмостратиграф должен приобрести конкретное мышление через временные разрезы.

Сейсмостратиграфия отличается глубокой проработкой фактического материала и большой детальностью Она характеризуется индуктивным подходом. Через конкретные сейсмические разрезы познаются общие закономерности строения и развития осадочных бассейнов или их отдельных крупных частей. Установление общих закономерностей позволяет с успехом применять тонкие и специальные виды сейсмостратиграфического анализа на локальных объектах. Главные усилия сейсмостратиграфии должны быть направлены на конкретные теоретические, методические, региональные и практические разработки. Терминологические разногласия не должны заслонять деловую направленность исследований.

Сейсмостратиграфия имеет тесную связь с различными геологическими дисциплинами, изучающими осадочные бассейны. Прежде всего она дает неоценимый материал для развития стратиграфии, тектоники, литодинамики, фациального анализа и других дисциплин. Сейсмостратиграфия превращает специалистов данных направлений из слепых в зрячих. Они видят изучаемые объекты, а следовательно ускоряется и улучшается извлечение необходимой для них информации.

Сейсмостратиграфия играет огромную роль при поисках различных видов полезных ископаемых. Только благодаря нее появляется возможность открытия и освоения неантиклинальных ловушек углеводородов. Она позволяет резко усилить освоение россыпей, особенно на акватории шельфа. Неоценимую помощь сейсмостратиграфия приносит при поисках железомарганцевых конкреций на дне океанов, подземных вод, рудных месторождений и других видов минерального сырья.

Настоящая монография основывается преимущественно на моих личных исследованиях, начиная с середины 70-х годов. Отдельные разработки опубликованы в многочисленных статьях и вошли в курсы лекций, прочитанных мною в различных вузах и организациях нашей страны. Излагаемый материал во многом оригинален и практически не нашел отражения в методических работах наших и зарубежных специалистов. В то же время, основные параметры сейсморазведки, необходимые для интерпретации ее данных, я не рассматриваю и отсылаю к книгам [Кунин, Кучерук, 1984; Сейсмическая стратиграфия..., 1982; Seismic Stratigraphy..., 1977; и др.], где они подробно охарактеризованы.

Сейсмостратиграфический материал позволяет мне дать свое видение общих закономерностей строения земной коры и процессов, происходящих в ее недрах и отраженных в специальных разделах монографии.

В монографии рассмотрены примеры осадочных бассейнов, которые прорабатывались мною с позиций регионального сейсмостратиграфического анализа.

Глава 1
МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ (ВИЗУАЛЬНОЙ) СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ

1.1. Основные элементы разреза земной коры

По сейсмическим материалам отраженных и преломленных волн поверхность фундамента плит платформ протягивается и глубоко погружается под деформированные комплексы сопряженных подвижных поясов. Подошва последних залегает полого, образуя резчайшую поверхность дисгармоний и срыва. Ей отвечает кровля консолидированной коры, а в ряде случаев альпинотипно недеформированные слои осадочного (платформенного) чехла.

Фанерозойские складчатые комплексы отделяются от осадочного чехла бассейнов резкой поверхностью углового и эрозионного несогласия, к которой приурочены отражающие и преломляющие границы. Во внутренних зонах фанерозойских подвижных поясов опорные отражающая и преломляющая границы приурочиваются только к кровле слагающих их комплексов пород. Поверхность дисгармонии в них отсутствует, и образуется единый разрез консолидированной коры.

Поэтому континентальную земную кору целесообразнее разделять на три элемента: консолидированную кору (кристаллический фундамент), альпинотипно деформированный комплекс (складчатый фундамент) и осадочный (осадочно-вулканогенный) чехол. Складчатый фанерозойский комплекс имеет линзовидное распространение, и на обширных пространствах, особенно в пределах платформ, осадочный чехол непосредственно подстилается консолидированной корой.

Океаническая кора по данным сейсморазведки, глубоководного бурения и драгирования имеет двухчленное строение, разделяясь на консолидированную часть (океанический фундамент) и осадочный чехол. Первую из них составляют третий и второй океанические слои.

1.2. Основные положения и объекты региональной сейсмостратиграфии

Сейсмостратиграфия представляет собой научное направление, задачей которого является максимальное извлечение геологической информации из временных сейсмических разрезов отраженных волн.

Она изучает субгоризонтально залегающие слоистые тела (слоевые ассоциации) осадочного чехла, сформированные в результате взаимодействия тектонических, седиментационных процессов и колебаний уровня моря. Ее фактографическую базу составляют временные сейсмические разрезы отраженных волн метода общей глубинной точки (МОГТ), непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и высокочастотное акустическое профилирование, на которых слоевые ассоциации выделяются в виде двухмерных и трехмерных тел, занимающих определенные части геологического пространства. Их ограничения трассируются по системе гладких (связанных с напластованием пород) или шероховатых (связанных с поверхностями эрозионных несогласий) отражающих горизонтов, отражений и отражающих границ.

В основе региональной сейсмостратиграфии лежат два положения: изохронность типовых отражений и связь рисунка сейсмической записи с фациальным (вещественным) составом отложений.

Согласно первому положению, оси синфазности отраженных волн приурочены к одновозрастным напластованиям в слоистом разрезе. На временных сейсмических разрезах вырисовываются геологические тела определенного возраста. Основной физический раздел (акустическая жесткость) (произведение скорости на плотность) при осадконакоплении в бассейне

создается на поверхности его дна, т. е., изохронные поверхности одновременно являются и границами акустической жесткости.

Досейсмостратиграфическая сейсморазведка изучала главным образом сильные границы раздела, характеризуемые скачками акустической жесткости в 10–50%, т. е. обычно не более одного на 1 км глубины.

Внедрение цифровой регистрации и обработки сейсмических материалов, применение новых приемов полевых наблюдений позволяют надежно выделять слабые сейсмические отражения с перепадом акустической жесткости в 2–3% и менее. Их число в реальных разрезах во много раз больше, чем сильных. По ансамблям сильных и слабых отражений устанавливаются и картируются ограниченные ими и несогласными границами трехмерные геологические тела.

Изохронность сильных отражающих горизонтов и слабых отражений позволяет трассировать одновозрастные напластования в пространстве. Каждое геологическое тело трехмерно и ограничено согласными горизонтами (отражениями) и несогласными границами. Возможные размеры его выделения определяются разрешаемой способностью сейсмометрии и имеют толщину не менее 0,35 длины волны, что в большинстве сейсмических разрезов МОГТ отвечает от 30 до15 м.

При использовании высокоразрешающей сейсмометрии она может быть уменьшена до 5–10 и более раз и толщина сейсмостратиграфических единиц измеряется сантиметрами. Минимальные латеральные размеры сейсмостратиграфических единиц МОГТ составляют сотни метров и возрастают пропорционально корню квадратному от глубины. В высокочастотной сейсмометрии их размеры уменьшаются до первых метров.

Таким образом частотный спектр определяет глубинность исследований и разрешаемую возможность сейсморазведки отраженных волн (рис. 1.2.1). При уменьшении частотного спектра увеличивается глубинность и уменьшается разрешаемая способность исследований, а при увеличении уменьшается глубинность и увеличивается разрешаемая способность исследований. Однако при этом не нарушается главное положение сейсмостратиграфии и оси синфазности вне зависимости от частотного спектра связаны с возрастными напластованиями разреза осадочного бассейна.

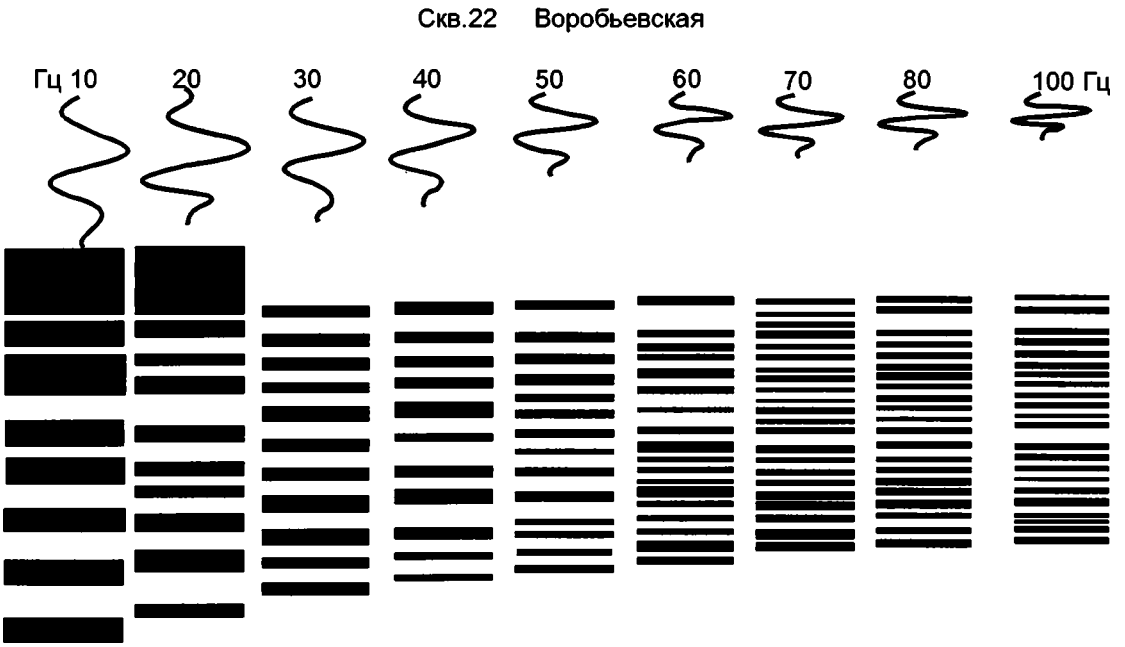


Рис.1.2.1. Фрагмент временного разреза Ставропольского свода, иллюстрирующий зависимость разрешаемой способности сейсморазведки отраженных волн от частотного спектра

Согласно второму положению, рисунок сейсмической записи, комплексированный с данными бурения и скоростными параметрами, позволяет прогнозировать фациальный (вещественный) состав пород. Он более субъективен и требует постоянного контроля бурением. Латеральные

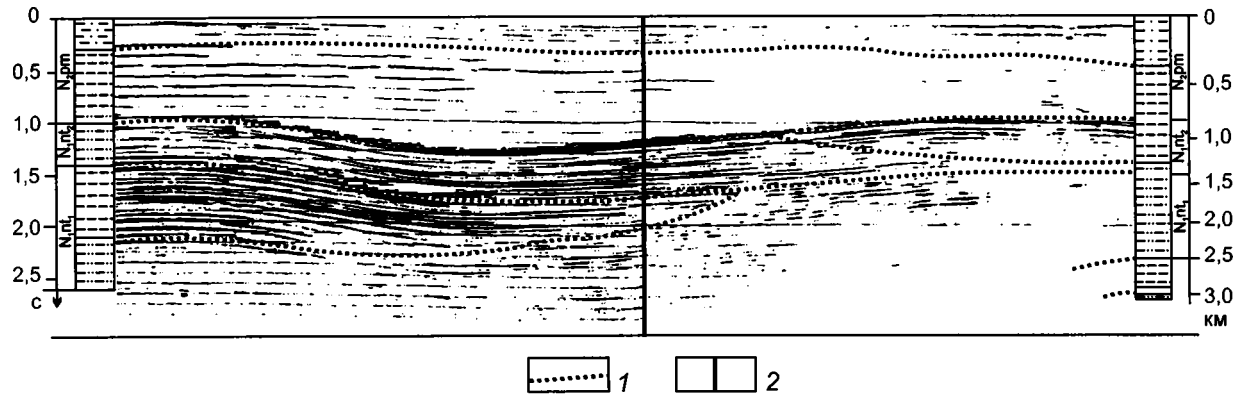


Рис.1.2.2. Фрагмент временного разреза Присахалинского шельфа и суши, иллюстрирующий латеральные фациальные (вещественные) переходы, которые секутся осями синфазности, связанными с возрастными напластованиями

1 – фациальные границы; *2* – вертикальная линия разделяет сухопутную (левая) и морскую (правая) части разреза

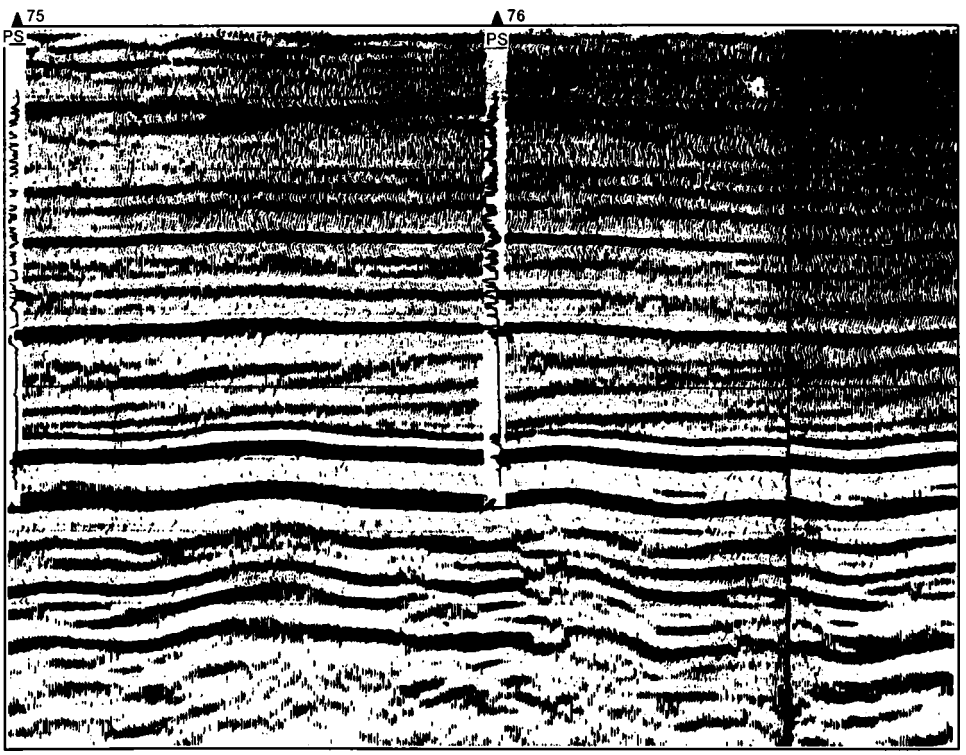


Рис.1.3.1. Фрагмент временного разреза Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий сильные и слабые когерентные (зеркальные) отражения (оси синфазности) непрерывно-прерывистого разреза осадочного чехла

фациальные (вещественные) переходы никогда не образуют перепадов акустической жесткости, необходимых для создания сейсмических отражений и секутся осями синфазности (рис. 1.2.2).

Объектами сейсмостратиграфических исследований являются чехлы осадочных, осадочно-вулканогенных бассейнов. Последние представляют собой отрицательные структуры земной коры любого генезиса, размера и формы, выполненные породами осадочного и осадочно-вулканогенного происхождения, не испытавшими альпинотипной складчатости (скучивания) и не затронутые региональным метаморфизмом. Земная кора дорифейских щитов, фанерозойских подвижных поясов, выступов океанического фундамента, породы, подстилающие осадочные бассейны, и интрузивные магматические тела, прорывающие осадочный чехол, не являются предметом сейсмостратиграфии, хотя по ним появляется объективная сейсмическая информация.

1.3. Генетическая природа сейсмических отражений и границ и их типы

Временные сейсмические разрезы, получаемые по результатам работ методом отраженных волн, насыщены разнообразными по форме, амплитуде и протяженности синфазно коррелируемыми и хаотичными отражениями. Первый (основной) тип сейсмических отражений (осей синфазности) связан со слоями непрерывно-прерывистого осадочного чехла с преобладанием когерентной (зеркальной) составляющей (рис. 1.3.1). Они несут подавляющую часть полезной геологической информации. Амплитуда отражения пропорциональна разности акустической жесткости на контакте двух слоев. Однако при плавном растянутом градиенте изменения акустической жесткости сейсмическое отражение может не возникнуть или появиться в резко ослабленном выражении. Напротив, резкий сжатый градиент будет способствовать созданию динамически сильного отражения.

Характер перепада акустической жесткости пород осадочного чехла заложен в природе седиментации. Известно, что осадконакопление происходит импульсивно. Оно складывается из моментов собственно осадконакопления и его перерыва или резкого ослабления. В любом полном в стратиграфическом отношении разрезе осадочного чехла геологическая летопись слагающих его отложений состоит из временных отрезков осадконакопления и перерывов, находящихся за пределами разрешаемой способности биостратиграфии и других видов определения временных параметров.

Седиментационная природа скрытых перерывов осадконакопления, вероятно, связана с цикличностью разных уровней геологических процессов, которые предопределяют их возникновение и форму перехода. Седиментогенез может иметь резко импульсивный характер, когда временные отрезки осадконакопления разделялись четкими скрытыми перерывами. В этом случае при прочих равных условиях изменение акустической жесткости будет иметь скачкообразный характер, что приводит к появлению четкой слоистой среды с динамически выраженными отражениями. При слабодифференцированном седиментогенезе, когда скрытые перерывы плохо выражены или не имеют резких ограничений, изменение акустической жесткости происходит плавно, что не будет способствовать формированию сейсмических отражений и приводит к появлению прозрачной среды. Следовательно, возрастные напластования (скрытые перерывы седиментации) являются главным параметром возникновения сейсмических отражений.

Образование и динамическая выраженность сейсмических отражений связаны со сменой вещественного состава пород по возрастным напластованиям, с текстурой и структурой пород, пористостью, неровностью (изгибом) поверхности пласта, флюидонасыщением и другими параметрами. В тонкослоистых средах амплитуда отдельного отражения получается в результате суммарного эффекта отражения от каждой поверхности напластования. В относительно монотонных по вещественному составу разрезах высокоамплитудные отражения совпадают с интервалами, формирующимися в условиях пониженной энергетической обстановки, т. е. тогда возникают наиболее компактная текстура и структура пород, приводящие к максимальным отражающим свойствам волновой энергии от их поверхности.

При высоком темпе осадконакопления в высокоэнергетической обстановке возникают геологические тела с менее компактной текстурой и структурной упаковкой. К ним обычно приурочены динамически слабо выраженные отражения. Сейсмонапряженные, трещиноватые зоны (рис. 1.3.2), неровности (изгибы) поверхностей пласта и флюидонасыщение рассеивают и поглощают энергию упругих колебаний, приводя к ухудшению сейсмической записи.

От частотного спектра волнового поля зависит разрешаемая способность сейсморазведки. Чем

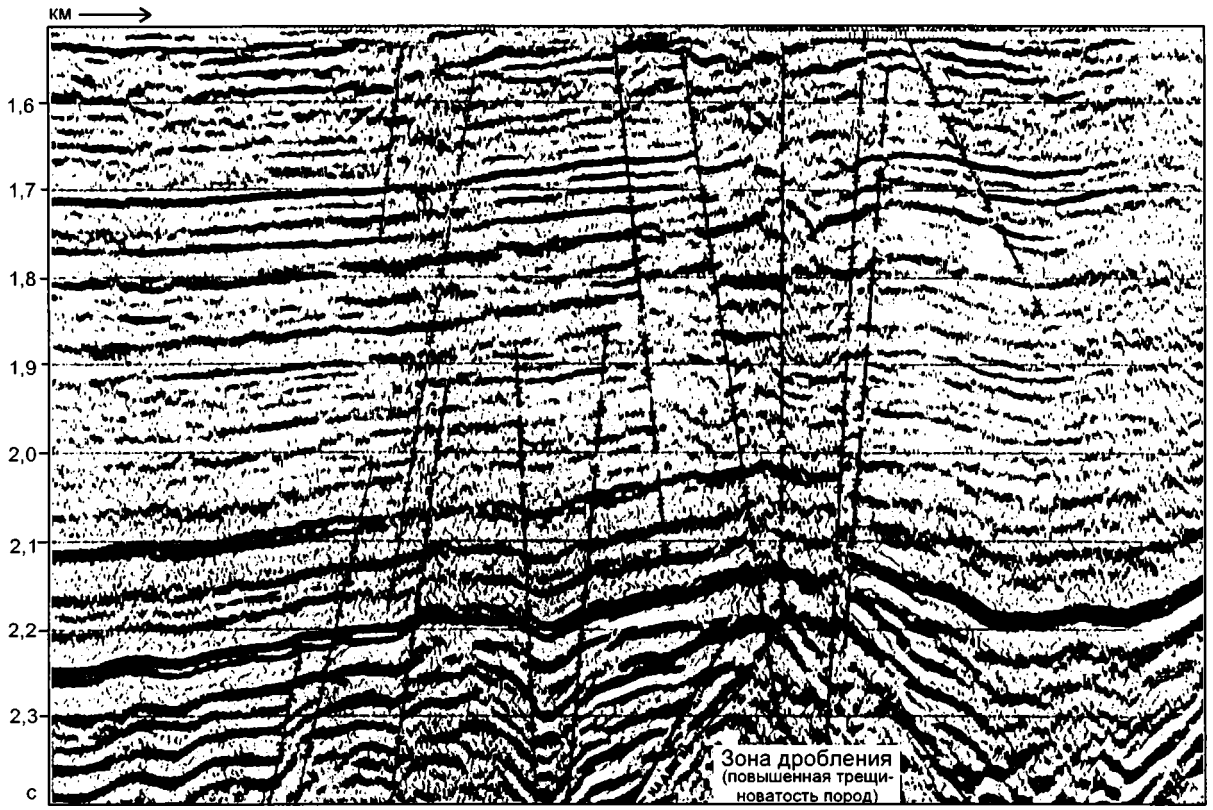


Рис.1.3.2. Фрагмент временного разреза Черного моря, иллюстрирующий ухудшение динамической выраженности отражений в зонах повышенной трещиноватости пород

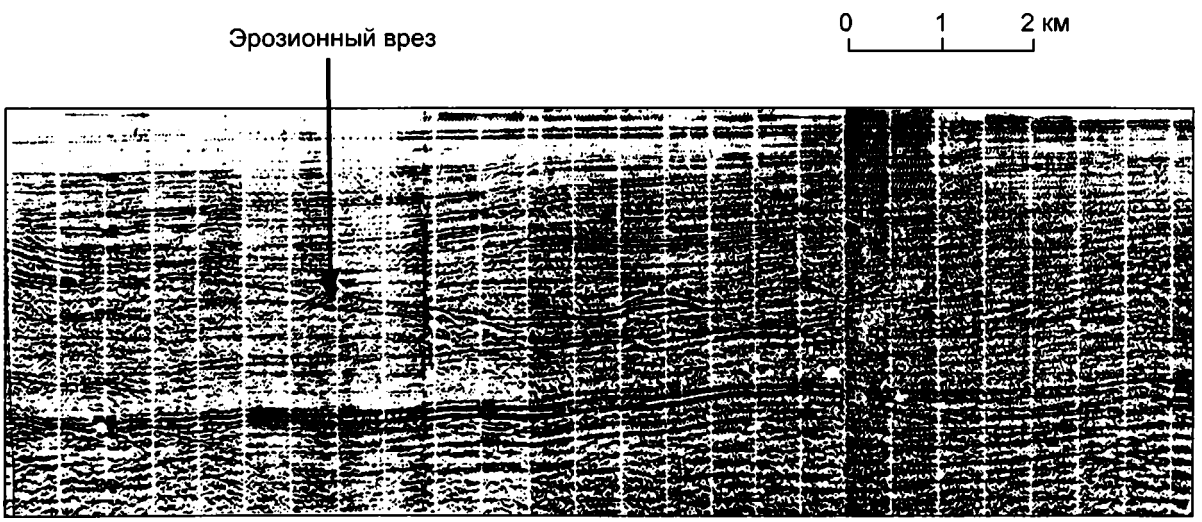


Рис.1.3.3. Фрагмент временного разреза Черного моря, иллюстрирующий эрозионный врез

более высокочастотна сейсморазведка, тем более дробно расчленяется геологический разрез. Низкочастотная сейсморазведка суммирует отдельные поверхности, приводя грубому расчленению геологического разреза. Однако при этом не нарушается основное положение сейсмостратиграфии, а именно: что сейсмические отражения независимо от того, какой они обнимают интервал геологического разреза, являются изохронными (см. рис. 1.2.1).

При значительном сокращении толщины геологических тел происходят интерференционные явления при отражении от их границ, что приводит к изменениям формы и амплитуды отражений. Сейсмические отражения, ограничивающие их кровлю и подошву, интерферируя между собой, образуют новый единый сейсмический горизонт. При сближении кровельных отражений возрастной диапазон сейсмического горизонта будет расширяться в сторону омоложения, а при сближении подошвенных отражений – в сторону удревнения. Повышение разрешенности сейсморазведки позволит сократить по латерали участки с подобным возрастным скольжением, но принципиальное их устранение зависит от предельной физической разрешенности. Так, на территории Западно-Сибирской низменности отражающий горизонт Б представляет собой интерференционное сближение разновозрастных отражений. В центральных районах их возрастной диапазон измеряется волжским ярусом верхней юры – аптским ярусом нижнего мела. К востоку и западу за счет отхода от него кровельных отражений и подхода к нему подошвенных отражений возраст изменяется до низов верхней и верхов средней юры.

Детальные исследования хорошо разбуренных промысловых площадей дают объективную информацию по латеральному изменению литологии пластов. Практически повсюду в терригенном разрезе эпиконтинентальных бассейнов происходят изменения литологического состава пород по латерали. Пласты аргиллитов (глин), алевролитов (алевритов) и песчаников (песков) обычно образуют тонкослоистые чередования в разрезе с латеральными замещениями и выклиниваниями. По данным Е.В.Каруса и др. [1985], на площади Западный Аксай Предкавказья происходит изменение акустической жесткости пластов по латерали, что вызвано сменой их литологического состава. Слои с акустической жесткостью более 8,6 интерпретируются на этой площади как песчаники, с 8,6–6,6 – как песчано-глинистые породы, а меньше 6,6 – как глины. В последнем случае (на частотах 30–40 Гц) оси синфазности перестают прослеживаться.

Специальным моделированием была проверена возможность образования регулярных высокоамплитудных отражений от границ фациального замещения, пересекающих хроностратиграфические поверхности напластования [Демидович и др., 1991]. В большой серии модельных экспериментов не удалось получить непрерывной высокоамплитудной оси синфазности, совпадающей с границей фациального замещения. Даже при специальном подборе областей фациального замещения, образующем регулярные переходы по разрезу, на модельном сейсмическом разрезе получается система кулисообразных прерывистых коротких осей синфазности, каждая из которых идет по возрастным границам. Лишь по системе кулисных разновозрастных осей синфазности можно обнаружить регулярность волнового поля, характеризующего нечеткую переходную зону фациального замещения.

Следовательно, перепады акустической жесткости, способные создать сейсмическое отражение, могут возникать только на уровне возрастных напластований пород. Латеральные их изменения происходят значительно более постепенно, что практически недостаточно для образования необходимого изменения акустической жесткости, способного создать сейсмические отражения.

Поэтому отражения первого типа всегда связаны с возрастными напластованиями пород и являются изохронными. Фациальные границы, намечаемые по данным бурения и изменению картины сейсмической записи на временных разрезах, пересекают оси синфазности отражений (см. рис. 1.2.2).

Второй тип сейсмических границ возникает от поверхностей несогласий и размывов, которые составляют эрозионные срезы и врезы. Они характеризуются некогерентной (шероховатой) составляющей. Она наиболее отчетливо фиксируется на сейсмоакустических разрезах, а на разрезах МОГТ из-за небольшого радиуса корреляции часто подавляется [Селиверстов, 1987]. Второй тип сейсмических границ определяется возрастным диапазоном, отвечающим времени формирования данной поверхности несогласий. Отражение от поверхности несогласия всегда моложе осей синфазности подстилающих образований и древнее покрывающих.

Существенное различие для образования волнового поля отражающей поверхности имеют эрозионные срезы и врезы (рис. 1.3.3). В первых поверхность несогласия представляет собой

ровную плоскость, которой срезаются подстилающие слои. Она согласно перекрывается вышележащими пластами, образующими гладкие отражающие поверхности.

Морфология врезов представляет собой неровные искривленные поверхности, которыми срезаются подстилающие слои. Врезы захороняются согласными слоями вышележащего разреза осадочного чехла. Они прислоняются к поверхности несогласия.

В случае врезов на временных разрезах появляются дополнительные индикаторы в виде пространственных отражений бликов, имеющих серповидную форму. Они часто ошибочно принимаются за дифрагированные волны. В отличие от последних, пространственные отраженные блики имеют высокоамплитудные отражения с произвольной длиной и формой оси синфазности. Применение процедур миграции по линейному профилю не всегда является решением задачи. Только методы пространственных наблюдений и обработки могут достаточно точно сфокусировать изображение среды при наличии пространственных отраженных бликов.

Амплитуды отражения эрозионных срезов обусловлены интерференцией трех систем отражений [Бембель, Шлезингер, 1990]. Первая из них получается от пластов, располагающихся ниже поверхности несогласия, вторая – от самой плоскости среза, где сосредоточиваются латеральные неоднороднсти, и третья – от перекрывающих пластов. При малой толщине интервала разреза, вмещающего поверхность несогласия, параллельности подстилающих и перекрывающих слоев на временном сейсмическом разрезе будет получено единое интерференционное отражение. Его амплитуда и форма определяются результатом суммирования элементарных отражений. Поверхность несогласия создает прерывистые отражения.

В зависимости от высоты и латеральных размеров неоднородностей фиксируются существенно различающиеся изображения. При размерах локальных неоднородностей, существенно меньших величины разрешенности сейсморазведки, на временных разрезах поверхности несогласия не выделяются. При размерах локальных неоднородностей, соизмеримых с величиной разрешенности, на временных разрезах появляется малоамплитудная хаотическая волновая картина, заключенная между высокоамплитудными отраженными поверхностями. При размерах неоднородностей, существенно больших величины разрешенности сейсморазведки, на

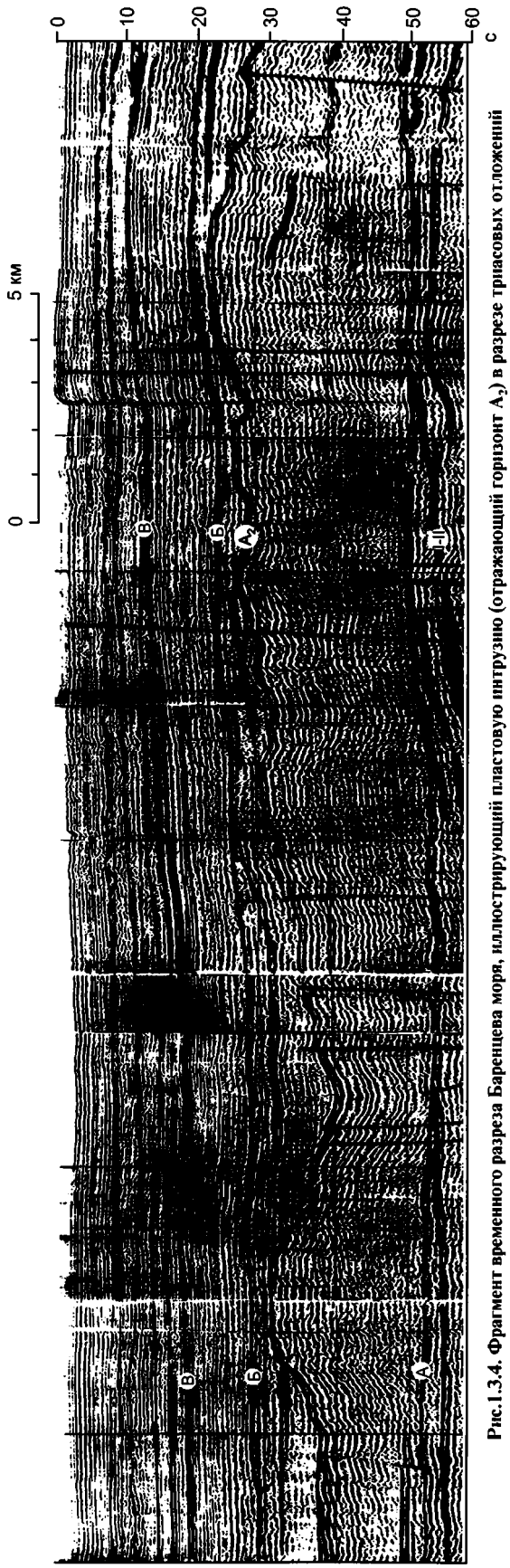


Рис.1.3.4. Фрагмент временного разреза Баренцева моря, иллюстрирующий пластовую интрузию (отражающий горизонт A_2) в разрезе триасовых отложений

Цифры и буквы–отражающие горизонты

временном разрезе выделяются высоко- и низкоамплитудные оси синфазности различной протяженности, представляющие собой отраженные блики от отдельных участков поверхности несогласия. Местоположение отдельных отражающих участков имеет сложное пространственное распределение, а большинство из бликов могут приходить от участков, лежащих далеко в стороне от вертикальной плоскости сейсмического разреза.

Третий тип сейсмических отражений связан с геологическими и физическими поверхностями, образовавшимися после осадконакопления. Их возраст отвечает времени образования данной поверхности и всегда моложе вмещающих слоев осадочного чехла. Третий тип сейсмических отражений образуют различного вида магматические внедрения, и прежде всего пластовые интрузии (рис. 1.3.4), поверхности флюидов, пологие плоскости разрывных нарушений и другие постседиментационные неоднородности.

Четвертый тип сейсмических границ возникает при сопряжении разноориентированных отражений первого и второго типов (крутые стенки соляных куполов, крутые разрывные нарушения и другие границы), при изменении динамики отражений за счет седиментационных или постседиментационных процессов (границы прозрачной и слоистой записей, поверхности газогидратов (рис. 1.3.5) и другие границы). Первые из них могут иметь протяженность во многие

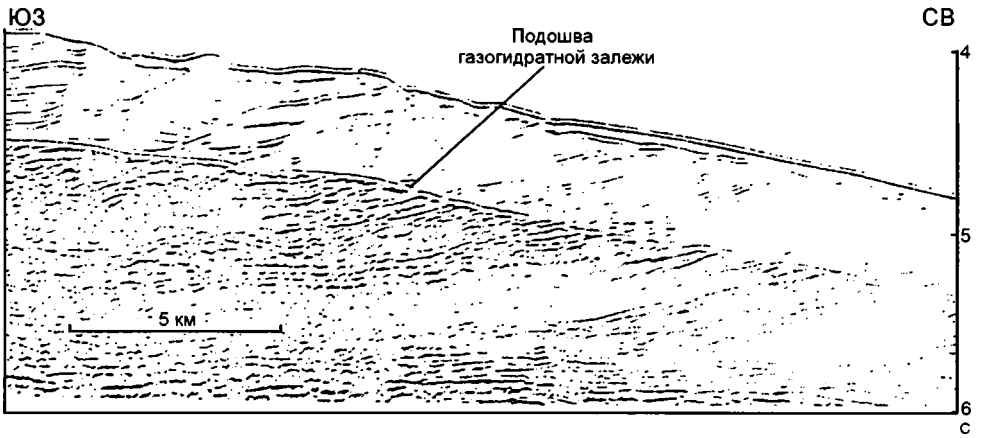


Рис.1.3.5. Фрагмент временного разреза Атлантического океана, иллюстрирующий подошву газогидратного насыщения разреза

сотни и тысячи километров и связываться с изменением процессов седиментогенеза или регистрироваться на относительно локальных участках протяженностью в десятки километров и обусловленных внедрением флюидов и напряженным состоянием пород на площади поднятий [Антипов и др., 1992; Панаев, Митулов, 1993]. Следовательно, четвертый тип, в отличие от первых трех типов, не имеет прямой связи с отраженными волнами.

1.4. Районирование по типам волновых полей

Сейсмическое поле формируется колебаниями волн широкого частотного диапазона от единиц до тысячи герц и зависит от метода исследований. Основными его параметрами являются динамические и кинематические характеристики. К первым из них относятся амплитуда, форма, протяженность сейсмических колебаний и их поглощение (затухание) в среде. Кинематические характеристики определяют времена первых и последующих вступлений волн, годографы преломленных, отраженных, рефрагированных, прямых, кратных и частично кратных волн, скоростные параметры, время и продолжительность их прослеживания.

Районирование по типам волновых полей может осуществляться по каждому методу по динамическим и кинематическим характеристикам в профильном и площадном варианте. Оно реализуется раздельно для определенной части разреза осадочного чехла. Районирование по типам волновых полей проводится по рассчитанной на разрешающей возможности данного метода.

Для сейсмостратиграфического анализа основными материалами являются данные МОГТ. Совместный анализ особенностей сейсмической

записи и данных бурения позволяет провести увязку волновых полей с разными типами разреза и перейти к геологическому районированию осадочного бассейна.

1.5. Стратиграфические аспекты

В решении задач стратиграфии сейсмостратиграфия базируется на положении об изохронности сейсмических отражений, выявленных в осадочном чехле. Гладкие (зеркальные) отражения, связанные с напластованием пород, имеют строго фиксированный возраст. Шероховатые отражения, приуроченные к поверхностям размывов и несогласий, датируются определенным возрастным диапазоном. Случаи неизохронности сейсмических гладких отражений не известны.

При сейсмостратиграфическом анализе временной сейсмический разрез разделяется на трехмерные (объемные) возрастные геологические тела. Они представляют собой различного ранга сейсмостратиграфические единицы стратиграфической специализации, ограниченные согласными или несогласными поверхностями. Ранг сейсмостратиграфических единиц стратиграфической специализации устанавливается, исходя из вертикального и латерального взаимоотношения ограничивающих их поверхностей. Ареал их распространения очерчивается контуром схождения их граничных поверхностей или прекращением динамической выраженности соответствующих им отражающих горизонтов. В последнем случае происходит появление новой возрастной сейсмостратиграфической единицы, имеющей ограничения на иных вертикальных уровнях.

Последовательный возрастной ряд сейсмостратиграфических единиц образует объективную шкалу событийной стратиграфии. Она раскрывает этапность развития осадочного бассейна или его отдельных фрагментов. Возраст сейсмостратиграфических единиц определяется их привязкой к разрезам скважин или естественных обнажений, охарактеризованных палеонтологическим, палеомагнитным, радиологическим материалом.

Сейсмостратиграфические шкалы стратиграфической специализации пространственно разобщенных осадочных бассейнов практически могут быть сопоставлены только путем их привязки к разрезам скважин и естественных обнажений. Использование графиков относительных колебаний уровня моря пока применения не имеет.

Изохронная природа подавляющего большинства сейсмических отражений позволяет производить их надежную объективную корреляцию на большие расстояния (на многие сотни и тысячи километров). Особенно она важна для разнофациальных разрезов, когда их сопоставления по биостратиграфическим и другим данным вызывают большие трудности и имеют большой субъективизм.

Возрастные сейсмостратиграфические единицы разреза выделяются по данным фазовой и динамической корреляции отражающих горизонтов, отражений и несогласных сейсмических границ. Особенно надежна замкнутая полигонная фазовая корреляция, проводимая по системе пересекающихся профилей.

При невозможности применения фазовой корреляции (тектонические поднятия, разрывные нарушения, размывы и другие причины), когда прерывается непрерывное прослеживание отражений, используется динамическая корреляция. Она базируется на сопоставлении близких по динамике отражений и границ. Динамическая корреляция менее надежна и субъективна. При необходимости ее использования можно рекомендовать использовать количественные параметры спектрально-временного анализа (СВАН-анализ), разработанного И.А.Мушиным и др. [1990].

Наиболее крупной сейсмостратиграфической единицей стратиграфической специализации является осадочный чехол земной коры (рис. 1.5.1). Он охватывает ее верхнюю часть и характеризуется регулярным сейсмическим полем отраженных волн. Осадочный чехол расслаивается субгоризонтальными отражающими горизонтами, отражениями и отражающими границами. Его подошву определяет кровля консолидированной коры (кристаллический и океанический фундаменты) или альпинотипно-деформированный комплекс (складчатый фундамент) погребенных складчатых сооружений. По латерали стратиграфический диапазон осадочного чехла может изменяться за счет его перехода в одновозрастные породы кристаллического, океанического или складчатого фундаментов. Подошва осадочного чехла наиболее объективно устанавливается при комплексировании сейсморазведки отраженных и преломленных волн.

Сейсмоэтаж охватывает крупные части осадочного чехла с возрастным интервалом до первых сотен миллионов лет и толщинами до нескольких километров. В кровле и подошве он обычно ограничивается поверхностями угловых

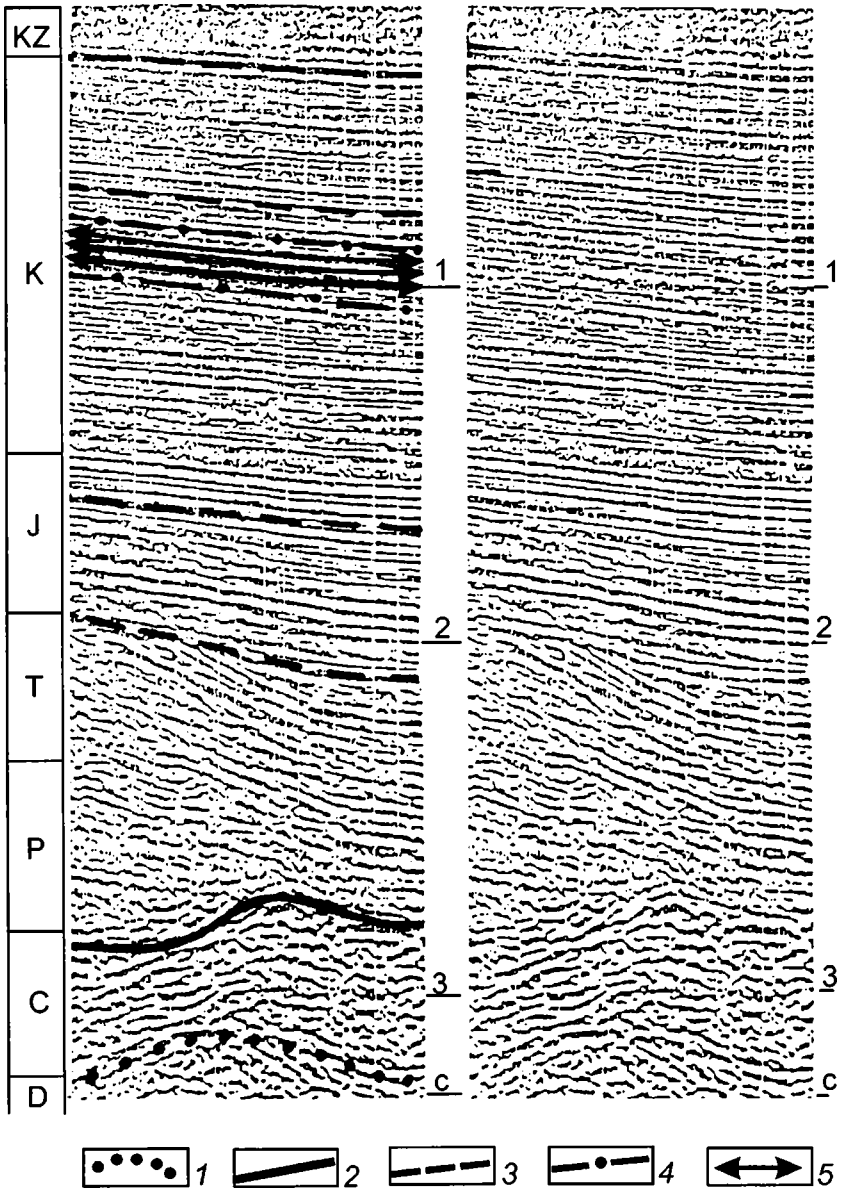


Рис.1.5.1. Возрастные сейсмостратиграфические единицы разреза осадочного чехла
1–4 – границы: *1* – подошвы осадочного чехла, *2* – сейсмоэтажа, *3* – сейсмокомплекса, *4* – сейсмоансамбля; *5* – сейсмокванты

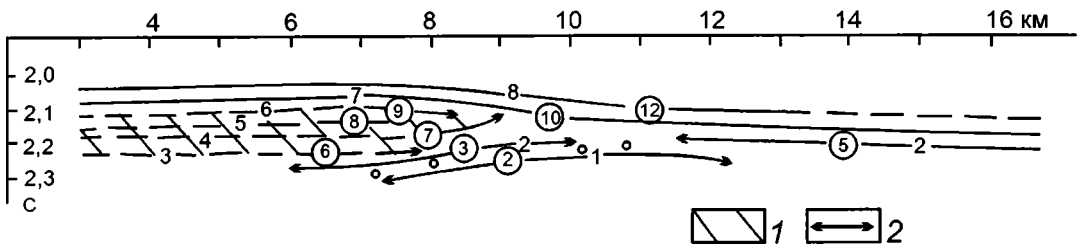


Рис.1.5.2. Схематический разрез Мизийской плиты, иллюстрирующий сейсмоансамбль (*1*) и составляющие его сейсмокванты (цифры на рисунке). Показано выклинивание сейсмокванта (*2*)

несогласий и отличается единством структурного плана.

Сейсмокомплекс является главной сейсмостратиграфической единицей стратиграфической специализации. Он объединяет разрез осадочного чехла обычно с возрастным интервалом в десятки миллионов лет и измеряемый многими сотнями метров. В каждом сейсмокомплексе чаще всего доминируют породы определенного литологического состава. Его кровлю и подошву ограничивают обычно поверхности несогласий, к которым приурочены динамически выраженные отражающие горизонты.

Сейсмоансамбль (сейсмопакет) является частью сейсмокомплекса. Он ограничен динамически яркими отражениями и имеет внутреннюю упорядоченность. Толщины сейсмоансамбля не превышают 200–300 м при возрастном диапазоне в единицы и десятки миллионов лет.

Наименьшим стратоном сейсмостратиграфических подразделений стратиграфической специализации является сейсмоквант [Кунин, Кынев, 1990]. На временных разрезах ему соответствует единичное полное отражение (рис. 1.5.2). Сейсмоквант может рассматриваться как геологическое возрастное тело мощностью в первые десятки метров и длительностью формирования до десятков миллионов лет. В то же время, он может представлять собой границу напластований.

Сейсмоэтаж и сейсмокомплекс являются подразделениями региональной сейсмостратиграфической шкалы. Они выделяются в пределах всего осадочного бассейна или в нескольких сопряженных бассейнах. Сейсмоансамбль и сейсмоквант, имеющие, как правило, распространение в пределах отдельных изолированных площадей, являются единицей местной сейсмостратиграфической шкалы. В каждом сейсмоансамбле обычно выделяется от 2–3 до 12–15 сейсмоквантов.

Сейсмостратиграфические подразделения представляют собой стратиграфические единицы переменной величины. Они зависят от частотного спектра и темпа седиментации. При разных задачах меняется технология проведения сейсмических исследований. Для увеличения разрешаемых возможностей повышают частотный спектр волнового поля, но при этом понижается глубинность проникновения сигнала. Наоборот, при увеличении глубинности исследований понижают частотный спектр, проигрывая в разрешаемой возможности.

Каждая модификация сейсморазведки отраженных волн требует разработки своих возрастных стратиграфических единиц. На высокочастотных сейсмических разрезах сейсмоквант соответствует слоям толщиной до первых метров, а при акустических исследованиях и эхолотировании (2000–3000 Гц) акваторий – до сантиметров. Возрастная величина сейсмокванта зависит от темпа осадконакопления. При малой скорости осадконакопления она во много раз выше, чем при высокой. В зависимости от технологии сейсмических исследований и скорости осадконакопления сейсмоквант изменяется от первых тысяч до десятков миллионов лет и охватывает толщины осадочного чехла от сантиметров до сотен метров. По латерали сейсмокванты низкоэнергетических слоев осадочного чехла могут переходить в одновозрастные сейсмоансамбли и сейсмокомплексы высокоэнергетических слоев.

Сейсмостратиграфические единицы разреза объективно картируются на территории осадочных бассейнов. Прослеживание сейсмоквантов существенно повышает познание осадочных бассейнов. Особенно оно важно для выделения неантиклинальных ловушек углеводородов. Появление и исчезновение сейсмических отражений может иметь как возрастное значение, так и не быть связано с ним. Сейсмические отражения стратиграфического уровня, т. е. сейсмокванты, имеют тенденцию к схождению или расхождению, вырисовывая исчезающие или появляющиеся возрастные геологические тела. При параллельном залегании сейсмических отражений начало и прекращение регистрации осей синфазности чаще всего имеет невозрастную причину.

Реперным каркасом опорных отражающих горизонтов осадочный чехол бассейнов расслаивается на возрастные сейсмостратиграфические единицы. Их трассирование позволяет проводить корреляцию удаленных площадей на расстояние в сотни и первые тысячи километров. Разрешаемая способность среднечастотной сейсморазведки, обычно применяемой при отработке региональных профилей, существенно ниже биостратиграфического расчленения разреза и данных ГИС. Комплексирование позволяет исключать слабые места каждого метода. Сейсмостратиграфия дает надежный, хотя и относительно грубый каркас объективного расчленения разреза, коррелируемый на значительные расстояния. На его фоне биостратиграфия и ГИС определяют возрастные единицы, вещественный состав и намечают более тонкие особенности строения осадочного чехла.

Сейсмостратиграфический корреляционный каркас является независимым объективным

инструментом проверки биостратиграфических сопоставлений. Большие сложности вызывает выделение корреляции тел латеральной седиментациию Скорость седиментации в них настолько велика, что создаваемые ею возрастные единицы не успевают улавливаться эволюцией органического мира. Материалы ГИС также часто не дают однозначных решений. Наиболее уверенно они устанавливаются сейсмостратиграфией (рис. 1.5.3). По ней выделяются условные возрастные единицы латерального разреза, которые ограничены вертикальными поверхностями, привязанными к стратиграфической шкале, т. е. разрабатывается условная латеральная возрастная шкала внутри общепринятого вертикального стратиграфического расчленения разреза. В зависимости от изученности тел латеральной седиментации их условная нумерация может идти от молодых к древним и наоборот.

Основным этапом стратиграфической интерпретации временных разрезов, на которых уже проведено расчленение чехла на сейсмоэтажи,

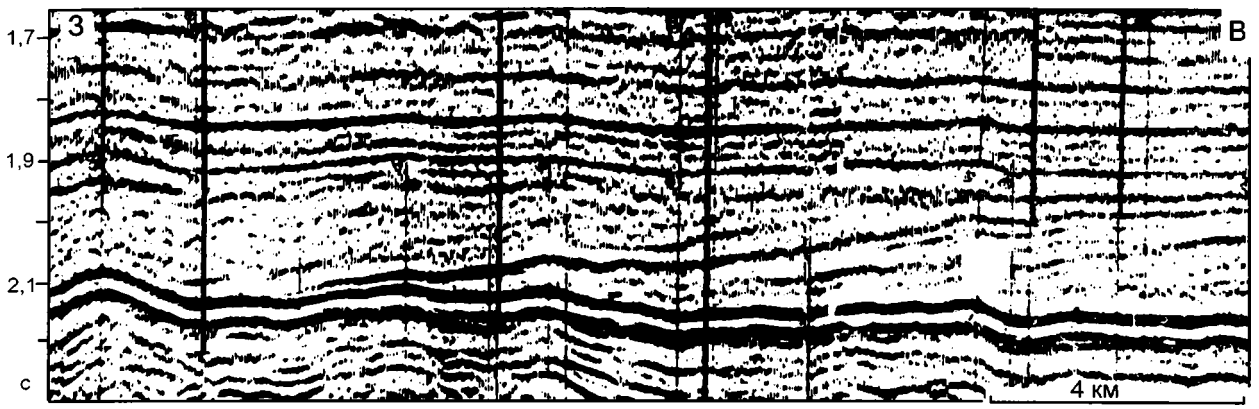


Рис.1.5.3. Фрагмент временного разреза Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий возрастные тела латеральной седиментации неокомских отложений. Они выражены косыми отражениями

сейсмокомплексы, сейсмоансамбли и сейсмокванты, является разработка хроностратиграфических моделей (построение разрезов, схем и карт). Оценивается стратиграфическое положение в разрезе сейсмических отражений (осей синфазности) и производится их оцифровка.

Анализ сейсмостратиграфических единиц стратиграфической специализации дает основание строить одномерные и двухмерные хроностратиграфические модели, геологические возможности которых довольно высоки. Они позволяют установить вдоль профиля участки, где происходит накопление осадков, и участки, где оно отсутствует; определить соотношение продолжительности времени седиментации и относительных перерывов и оценить характер седиментации.

При построении моделей необходимо учитывать, что их геологическое качество определяется детальностью исследований и квалификацией специалистов. Одномерные и двухмерные хроностратиграфические модели являются основой для разработки трехмерной сейсмостратиграфической модели нефтегазоносных объектов, в том числе и ловушек углеводородов различного генезиса. Для создания трехмерной модели осадочного чехла нефтегазоносного объекта одно и двухмерные хроностратиграфические модели должны увязываться по системе пересекающихся профилей. Методика построения трехмерной модели включает определенный набор процедур сейсмостратиграфии. На всех пересекающихся профилях фиксируются точки прекращения прослеживания осей синфазности стратиграфической значимости.

Для выделенных объектов составляются карты гипсометрии их подошвы, кровли и толщины. По всем профильным сечениям составляются двухмерные хроностратиграфические модели. Составляется обобщенная (сводная) хроностратиграфическая модель для исследуемой площади. По характеру динамической выразительности сейсмоквантов по латерали и вертикали, особенностям прекращения их прослеживания намечаются зоны распространения вероятных коллекторов и покрышек.

1.6. Тектонические аспекты

Подошва консолидированной земной коры (поверхность Мохо) уверенно намечается по опорной высокоскоростной (7,8–8,2 км/с) преломляющей границе. По данным отраженных волн к ней часто приурочен динамически выраженный отражающий горизонт. Подошва осадочного чехла регистрируется второй опорной преломляющей границей (5,6–6,5 км/с).

При небольшой мощности (до первых километров) и незначительном уплотнении осадочного чехла поверхность кристаллического и складчатого континентального фундамента выделяется в поле отраженных волн. Связанный с ней сейсмический горизонт может залегать согласно или несогласно с вышележащими сейсмическими границами осадочного чехла. В областях больших мощностей осадочного чехла его подошва в поле отраженных волн часто не фиксируется. Тогда поверхность консолидированной коры фундамента объективно улавливается высокоскоростным преломляющим горизонтом.

На платформах начало регистрации волн, связанных с поверхностью фундамента (группа tф), отличается резкой границей. Волны, связанные с поверхностью фундамента, характеризуются многофазной интенсивной группой, часто с криволинейным годографом ("заходы") на различных расстояниях в зависимости от глубины залегания преломляющей поверхности. Наблюдается значительное осложнение формы записи. Для волн tф обязательна частая смена типа "вертикального" или "наклонного" контактов, интерференционные явления, многофазность (последующие фазы интенсивнее предыдущих), появление в первых и особенно в последующих вступлениях дифрагированных и преломленно-дифрагированных волн. Обычно в последующих вступлениях наблюдаются волны с большими или меньшими кажущимися скоростями. Такое разнообразие объясняется наличием в фундаменте платформ вертикальных и наклонных контактов различных сред и зон тектонических нарушений.

В составе фундамента по величинам граничных скоростей, динамическим и кинематическим параметрам волнового поля можно прогнозировать породы разного вещественного состава, метаморфизма и деформированности. Для кристаллического фундамента более свойственны граничные скорости свыше 6,0 км/с, а для складчатого фундамента они обычно менее 6 км/с.

К кровле океанической консолидированной коры всегда приурочена опорная отражающая шероховатая граница с неровным изрезанным рельефом, вызывающим появление многочисленных дифрагированных волн (рис. 1.6.1).

Временные сейсмические разрезы с большой точностью вырисовывают геометрию слоев осадочного чехла. На площади дна Мирового океана за бровкой шельфа тектонические структуры находят прямое отражение в рельефе дна (рис. 1.6.2). Поднятиям отвечают положительные формы, отрицательным – понижения, моноклиналям – склоны, разрывным нарушениям – уступы. На шельфе слои осадочного чехла положительных тектонических структур срезаются дном, тогда как площади отрицательных структур представляют области современного осадконакопления. На суше выраженность тектонических структур в рельефе определяется литологическим составом пород, участвующих в их строении. Крепким породам (известнякам, песчаникам) отвечают положительные формы рельефа, мягким – отрицательные. Очень характерны квестовые гряды, соответствующие моноклиналям.

Региональная сейсмостратиграфия объективно расшифровывает параметры тектонических структур разного генезиса. Доседиментационные тектонические наклоны восстанавливаются по прислонению слоев к поверхности подстилающего субстрата (рис. 1.6.3). Они возникают за счет кратковременных нисходящих вертикальных тектонических движений или горизонтального раздвижения, создающих отрицательный рельеф. Последний пассивно захороняется осадками.

Поверхность субстрата может иметь разную крутизну, связанную с пликативными изгибами или разрывными нарушениями. Поэтому слои осадочного чехла могут соприкасаться с ней под разными углами – от очень острых, при незначительных изгибах поверхности подстилающего субстрата, до 90°, при вертикальных ее наклонах, обусловленных разрывными нарушениями. Горизонтальнолежащие слои, захороняющие доседиментационную тектоническую структуру, могут деформироваться и приобретать постседиментационные наклоны.

Конседиментационные наклоны создаются при накоплении осадков за счет тектонического прогибания. Слои осадочного чехла компенсируют погружение дна бассейна. Прогибание бассейна имеет дифференцированный характер. Поэтому вниз по разрезу увеличивается крутизна наклона слоев (рис. 1.6.4). Величина и градиент конседиментационных тектонических

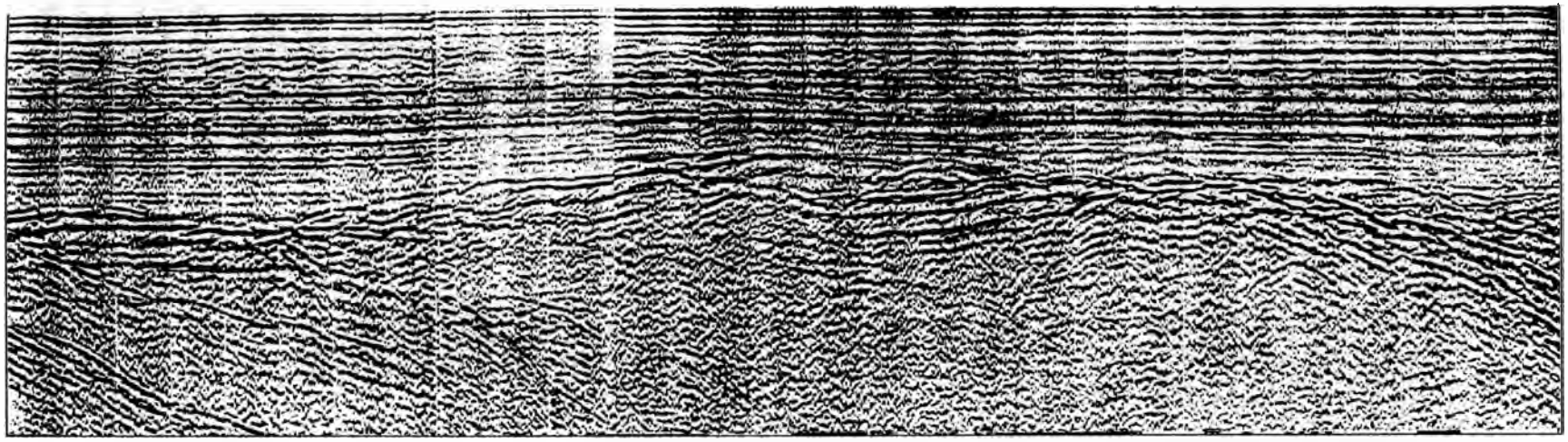


Рис.1.6.1. Фрагмент временного разреза восточной окраины Атлантического океана, иллюстрирующий опорную неровную шероховатую сейсмическую границу поверхности океанической консолидированной коры (океанический фундамент)

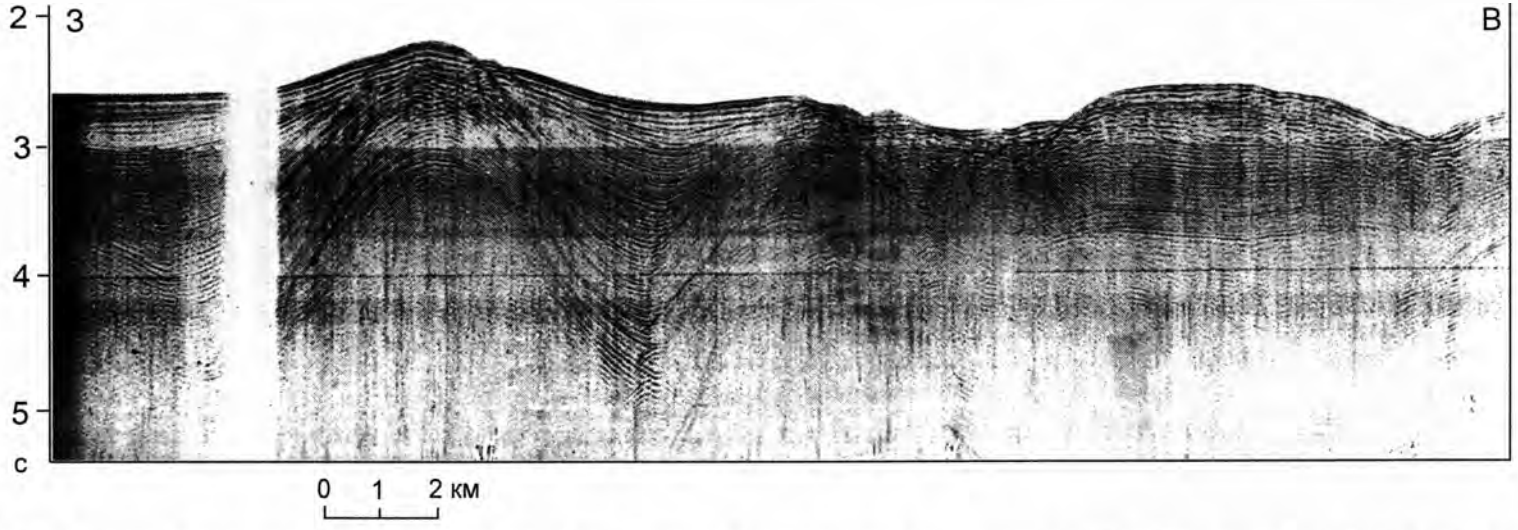


Рис. 1.6.2. Фрагмент временного разреза Средиземного моря, иллюстрирующий прямое отражение тектонических структур в батиметрии дна глубоководной котловины

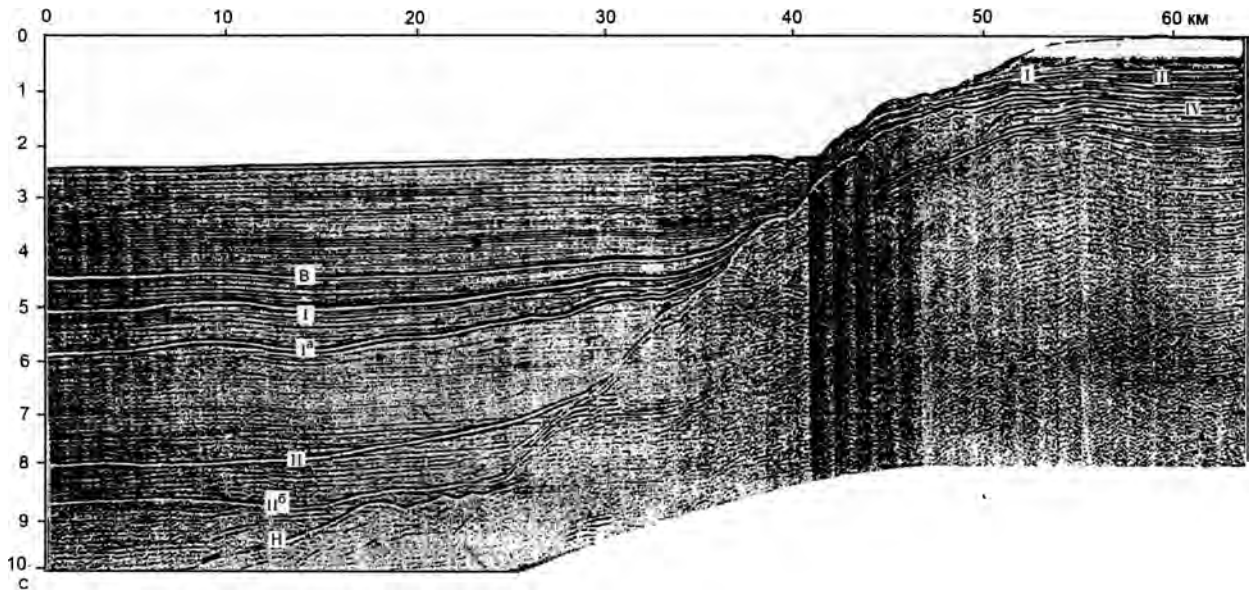


Рис.1.6.3. Фрагмент временного разреза южной периферии Черного моря, иллюстрирующий доседиментационный тектонический наклон, фиксируемый по прислонению слоев осадочного чехла (отражающие горизонты $П^6$ – В) к крутонаклоненной поверхности субстрата (отражающая граница Н)

движений обуславливают наклон слоев. Чем больше величина и градиент движения, тем резче усиливается деформированность слоев сверху вниз по разрезу.

Конседиментационные наклоны особенно характерны для эпиконтинентальных бассенов платформ. Они свойственны в целом для всего бассейна, создавая региональное погружение от периферии к центральной его части. Локальные структуры также в большинстве случаев создаются за счет дифференцированного тектонического прогибания, и на их крыльях слои приобретают конседиментационные наклоны.

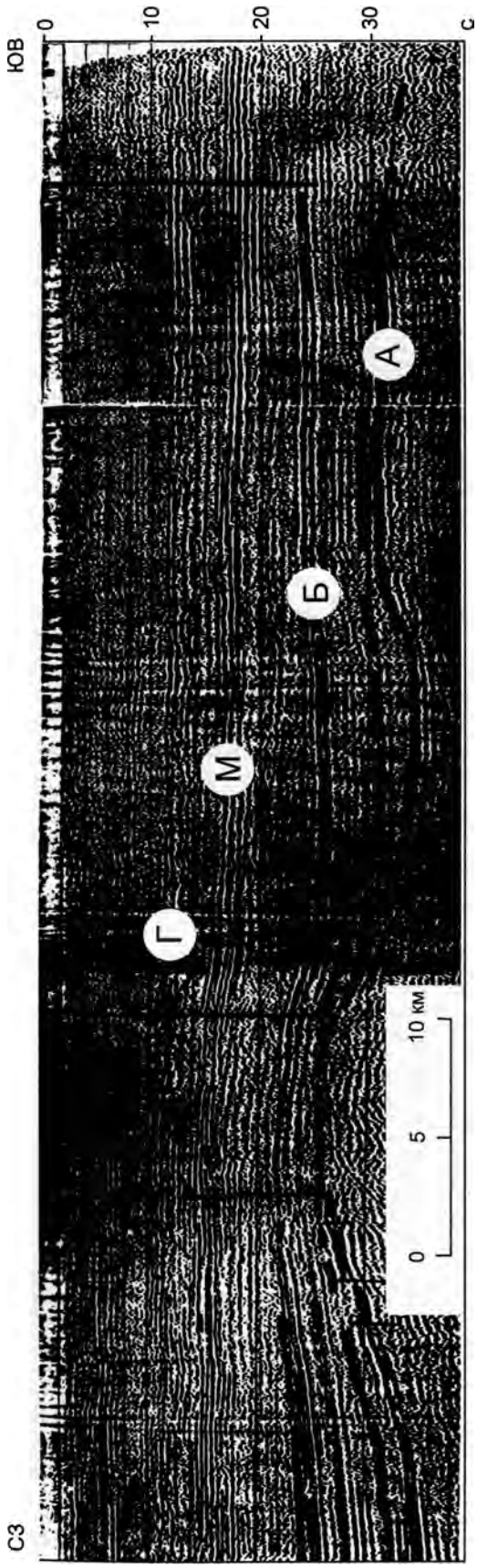
Конседиментационные структуры могут быть как положительными, так и отрицательными. По своей выраженности они могут являться резкими (углы наклона свыше 10°), средними (первые градусы) и пологими (менее одного градуса). При слабой дифференциации тектонического прогибания слои на значительных расстояниях могут залегать параллельно. Конседиментационные разрывные нарушения фиксируются по увеличению их амплитуды вниз по разрезу.

Тектоническое прогибание во времени мигрирует по латерали. При расширении площади погружения образуются базальные слои осадочного чехла, налегающие на поверхность подстилающего субстрата дна бассейна. Они трансгрессивно перекрывают периферию осадочного бассейна, испытывая конседиментационное налегание на поверхность субстрата. При латеральном сужении тектонического прогибания площадь распространения слоев осадочного чехла сокращается и они будут регрессивно отступать в сторону внутренних районов бассейна.

Постседиментационные тектонические наклоны создаются тектоническими движениями после образования слоев осадочного чехла. Они устанавливаются по подобному им изгибу (рис. 1.6.5). Постседиментационные разрывные нарушения не изменяют свою амплитуду по разрезу. В блоках, которые они разделяют, состав и мощность пород остаются постоянными. Особенно велика роль современных постседиментационных тектонических дислокаций в осадочном чехле Мирового океана. Они устанавливаются по согласному залеганию слоев и дна бассейна. Современным постседиментационным разрывным нарушениям отвечают уступы подводного рельефа.

В осадочном чехле часто запечатлены суммарные тектонические наклоны (доседиментационные, конседиментационные и постседиментационные).

Для определения каждой из составляющих необходимо разложить общий наклон слоев на составные части. Доседиментационная составляющая определяется по прислонению параллельно лежащих слоев к поверхности подстилающего субстрата. Конседиментационная



составляющая определяется по изменению мощности слоев на крыльях тектонических структур и увеличению углов наклона сверху вниз по разрезу. Постседиментационная составляющая находится вычитанием из суммарной деформации первых двух составляющих. Она также может быть измерена по наклонам верхних слоев, в которых не запечатлены доседиментационные и конседиментационные тектонические движения.

В конкретных тектонических структурах могут присутствовать составляющие: доседиментационная и конседиментационная, доседиментационная и постседиментационная, конседиментационная и постседиментационная (наиболее распространенный случай) (рис. 1.6.6), доседиментационная, конседиментационная и постседиментационная.

Самостоятельную группу составляют инверсионные тектонические структуры. Наклоны отражающих поверхностей в них по разрезу меняются. Под антиклинальными изгибами верхних горизонтов наблюдаются синклинальные перегибы по нижним, и наоборот. Инверсионные тектонические структуры возникают за счет смены знака или величины тектонических движений. Нисходящие (вертикальные) тектонические движения могут во времени перейти в восходящие или может произойти их резкое ослабление. Инверсионные тектонические структуры могут быть созданы горизонтальными движениями сжатия или образованы за счет латерального перемещения пластичных пород.

Современные модификации сейсморазведки отраженных волн позволяют расшифровать достаточно сложные линейные дислокации с наклонами слоев до первых десятков градусов. Они часто ограничиваются снизу поверхностями дисгармонии, под которыми слои залегают полого, образуя моноклинали.

При усложнении тектонической дислоцированности их внутренняя структура перестает расшифровываться. Однако на временных сейсмических разрезах она диагностируется по дифракционным волнам, крутым хаотическим наклонам площадок и отсутствию сейсмической записи.

Рис. 1.6.4. Фрагмент временного разреза Карского моря, иллюстрирующий конседиментационную антиклинальную складку, устанавливаемую по увеличению наклона сейсмических отражений вниз по разрезу

А–Г – отражающие горизонты

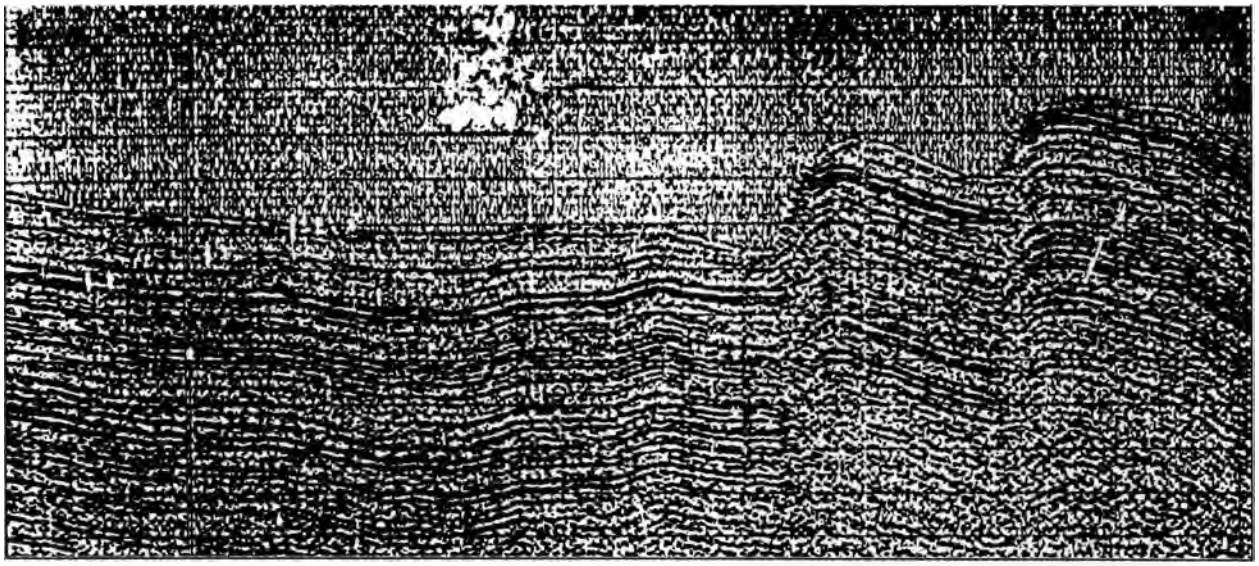


Рис.1.6.5. Фрагмент временного разреза центральной части Индийского океана, иллюстрирующий современные постседиментационные складки, устанавливаемые по подобному залеганию слоев и дна океана

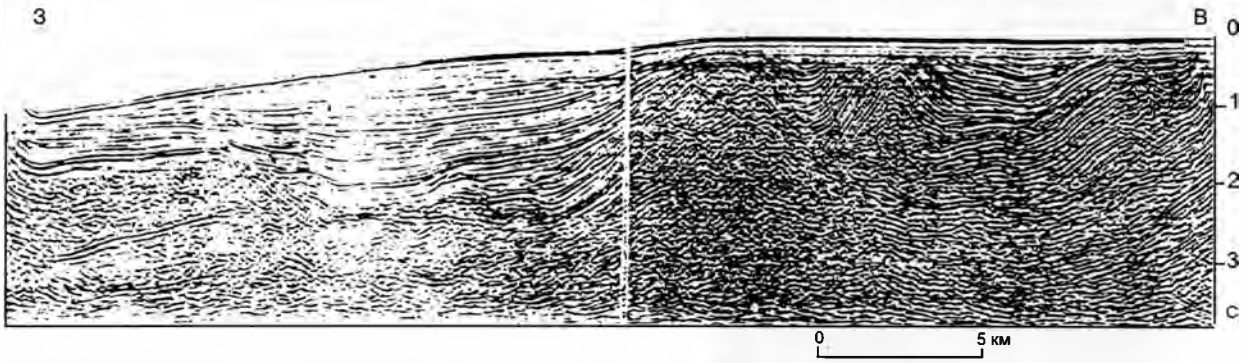


Рис.1.6.6. Фрагмент временного разреза Присахалинского шельфа Татарского пролива, иллюстрирующий конседиментационную синклиналь и ее современный постседиментационный перекос к западу (левая часть разреза)

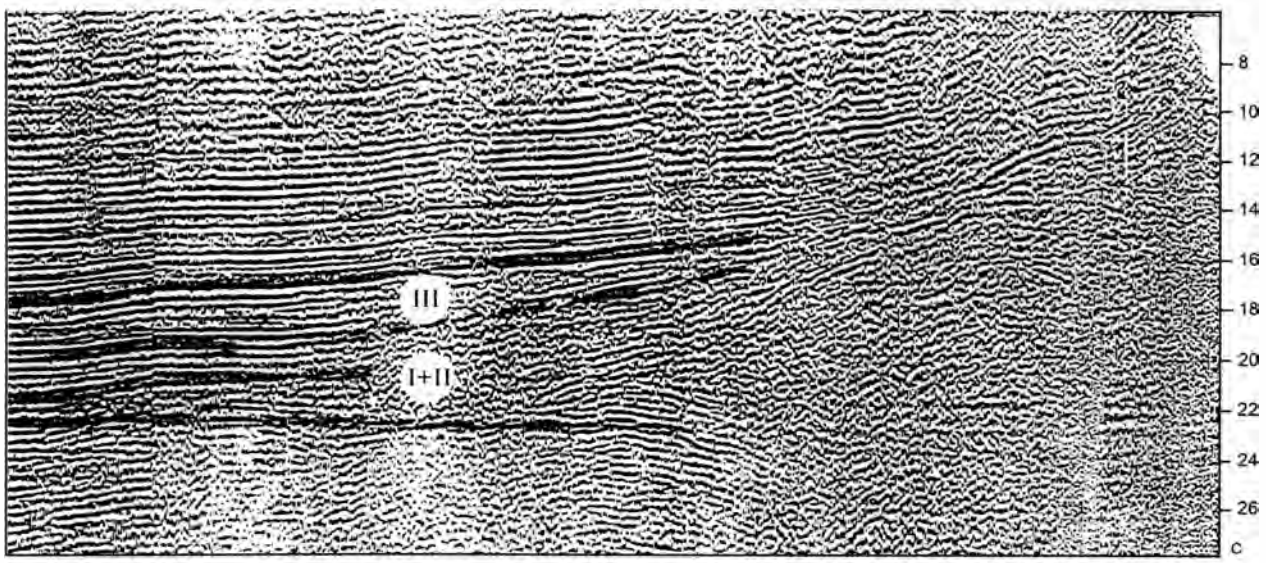


Рис.1.6.7. Фрагмент временного разреза Бухаро-Хивинской области Туранской плиты, иллюстрирующий переход юрского осадочного чехла (I+II, III) в одновозрастный складчатый комплекс с резким разрастанием мощности (правая часть разреза)

Альпинотипно деформированные комплексы пород, не расшифровываемые сейсморазведкой отраженных волн, по отношению к вышележащим слоям осадочного чехла представляют складчатый фундамент. Они могут располагаться внутри чехла, образуя складчатые пластины. Снизу складчатый комплекс в этом случае будет ограничен поверхностью дисгармонии, а сверху – поверхностью структурного несогласия.

Сейсморазведка МОГТ уверенно расшифровывает латеральные переходы складчатых комплексов в осадочные чехлы (рис. 1.6.7). Особенно отчетливо такие переходы фиксируются в пределах глубоководных желобов. Относительно маломощный (обычно не превышает сотни метров) осадочный чехол внешнего склона переходит в мощный (многокилометровый) складчатый комплекс (аккреционную призму) внутреннего склона желоба. Этот переход совершается резко или постепенно. В последнем случае пологолежащие слои осадочного чехла проникают на значительное расстояние в глубь деформированного комплекса, расслаивая его на отдельные пластины. Осадочный чехол и складчатый комплекс желобов подстилаются поверхностью океанического фундамента, которая не затронута складчатыми деформациями.

Аналогичная картина фиксируется при переходе чехла платформ в одновозрастные складчатые геосинклинальные сооружения. Правда, чаще они сопряжены по крупным разрывным нарушениям взбросового и надвигового типа (рис. 1.6.8). Подстилающим субстратом у них служит поверхность кристаллического фундамента платформ.

Диапировые тектонические структуры образуются за счет течения пластичных пород, главным образом солей (рис. 1.6.9) и глины (рис. 1.6.10). В диапирах намечается активно-прорывающее ядро, перекрывающие пассивные слои осадочного чехла и подстилающий субстрат. Активное ядро устанавливается по резкому разрастанию мощности отложений (иногда в несколько раз), прекращению сейсмической записи, появлению прозрачной среды, дифрагированных волн и отдельных крутонаклоненных хаотичных площадок.

Глиняные диапиры обычно имеют длительное конседиментационное развитие, отраженное в перекрывающих активное ядро слоях осадочного чехла. Последние увеличиваются в мощности от свода к крыльям, а крутизна их наклона возрастает вниз по разрезу. Для соляных диапиров характерны постседиментационные импульсы, приводящие к прорыву перекрывающих слоев осадочного чехла.

Сейсмостратиграфический анализ временных разрезов позволяет наметить разные стадии развития диапиров от только зарождающихся до зрелых форм. В первых из них пластичный материал проникает только по отдельным трещинам без изменения структуры слоев осадочного чехла. В последних образовано вторичное ядро нагнетания пластичного материала. Фиксируется два главных типа тектонических диапировых структур. В первом диапиры не находят отражения в подстилающем субстрате. Как правило, они имеют изометричную форму, не создавая линейных систем. Во втором типе диапировые ядра наследуют антиклинальные складки подстилающего субстрата, осложняя их своды. Они обычны для линейных складчатых зон, созданных горизонтальными движениями сжатия. Если в разрезе существуют пластичные породы (глины или эвапориты), то они всегда нагнетаются в ядра антиклиналей, осложняя их строение. В покрывающих пластичные толщи слоях диапировые ядра отражаются чаще всего конседиментационными и постседиментационными наклонами.

С соляными диапирами сопряжены компенсационные мульды, на площади которых надсолевые слои непосредственно подстилаются подсолевыми образованиями, а соленосные толщи практически отсутствуют. Компенсационные мульды образованы за счет перетекания соли в диапиры и выполнены мощными толщами осадочного чехла. Темп прогибания в них на порядок и более интенсивней, чем фоновый, но не превышает десятки миллионов лет. Наложение разновозрастных компенсационных мульд создают пассивные надсолевые поднятия типа щита черепахи [Журавлев, 1972].

Разрывные нарушения фиксируются по вертикальному смещению одновозрастных осей синфазности (рис. 1.6.11) или зоной потери корреляции. Последняя иногда измеряется несколькими километрами и связана с разрушением пород вдоль плоскости разрывного нарушения. Для плоскостей разломов характерно наличие дифрагированных волн. После миграции они очищаются не полностью. Часто наблюдаются разные углы наклона осей синфазности по обе стороны от него. Наблюдается некоторое искривление осей синфазности (особенно на приподнятом блоке), поскольку на плоскости наблюдается локальное изменение скорости. Искривление может быть настолько большим и

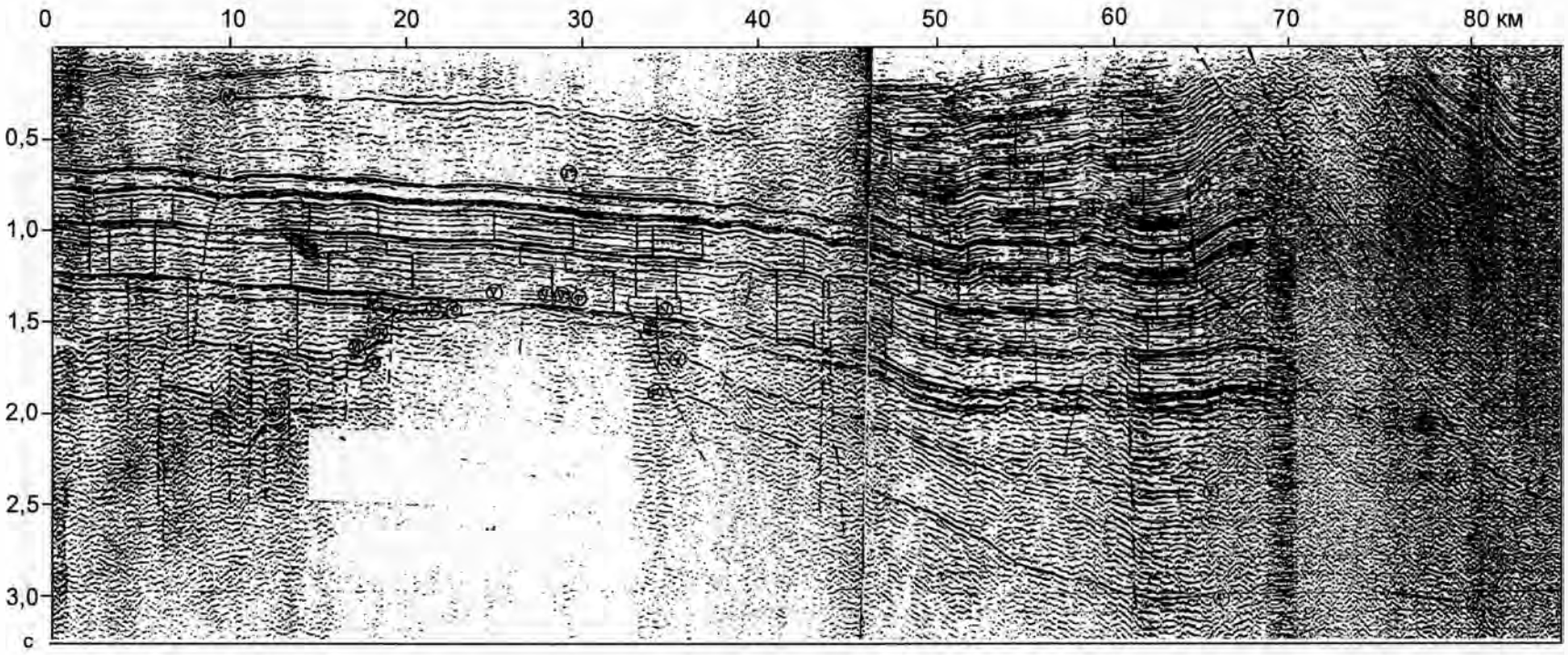


Рис.1.6.8. Фрагмент временного разреза Предуралья, иллюстрирующий сопряжения осадочного чехла Русской плиты с одновозрастным складчатым комплексом внешней зоны Урала

Цифры и буквы в кружках — отражающие горизонты

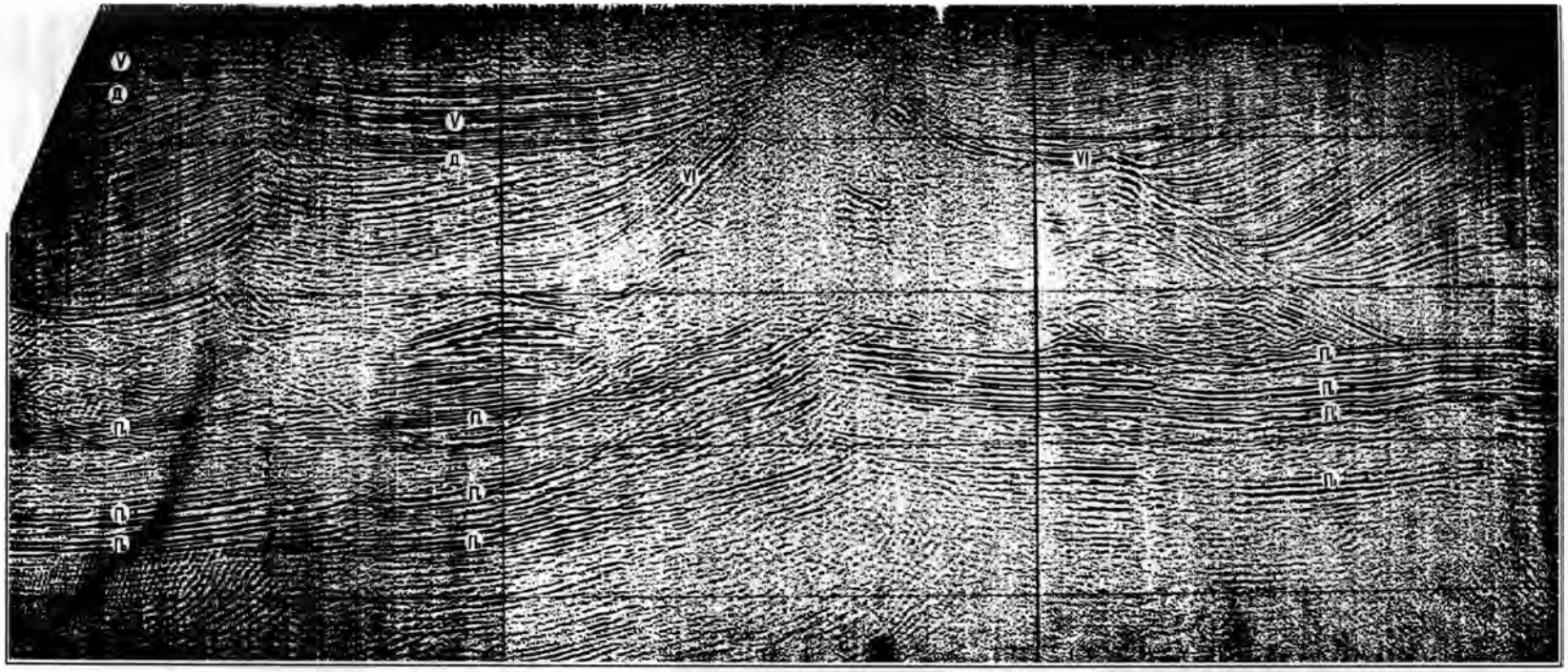


Рис.1.6.9. Фрагмент временного разреза востока Прикаспийской впадины, иллюстрирующий кунгурский соляной диапир, кровлю которого определяет IV отражающий горизонт
Цифры и буквы – отражающие горизонты

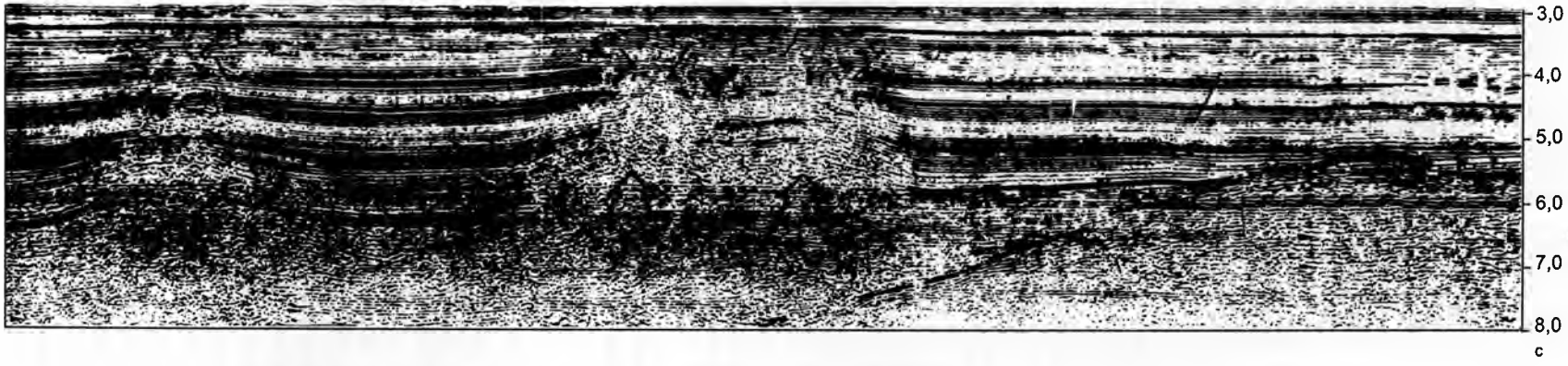


Рис.1.6.10. Фрагмент временного разреза Черного моря, иллюстрирующий майкопский (олигоцен-нижнемиоценовый) глиняный диапир

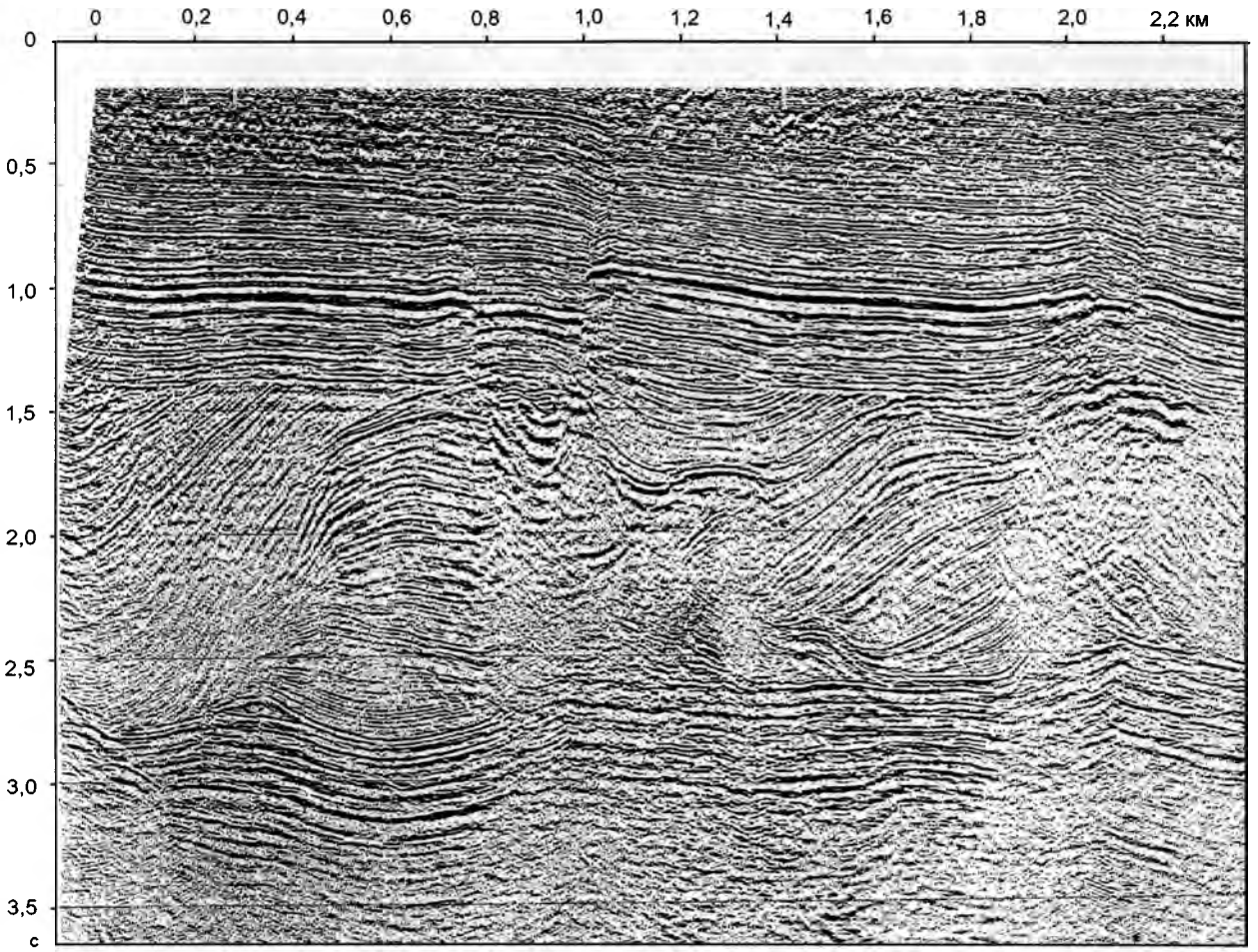


Рис.1.6.11. Фрагмент временного разреза южной периферии Прикаспийской впадины, иллюстрирующий смещение осей синфазности по плоскости разрывного нарушения

изменяться так быстро, что вызывает ухудшение качества материала ниже его поверхности. Иногда поверхность разлома сама образует отражение, но, как правило, из-за резких перепадов скорости вдоль плоскости разлома оно очень неустойчиво.

След разлома на временном разрезе редко бывает прямым. По наклону плоскости и соотношениям опущенного и приподнятого блоков намечаются сбросы, взбросы и надвиги. Для первых плоскость сбрасывателя должна быть наклонена в сторону опущенного блока. Падение плоскости в сторону приподнятого блока позволяет установить взброс (крутой) или надвиг (пологий). Во многих случаях генезис разлома не устанавливается.

Современные разломы на акватории Мирового океана за пределами шельфа прекрасно выражены в рельефе дна уступами.

Анализ временных сейсмических разрезов позволяет объективно расшифровывать направление, величину и скорость тектонических движений. Вертикальные тектонические движения всегда находят отражение в слоях осадочного чехла и поверхности фундамента, за исключением инверсионных и диапировых структур. Тектонические формы, созданные вертикальными движениями, имеют штамповую природу, т.е. образуются снизу.

Величина и скорость вертикальных тектонических движений измеряются конседиментационным изменением толщины пород, постседиментационными величинами срезов и изгибами слоев осадочного чехла. Причем нисходящие вертикальные тектонические движения устанавливаются по увеличению мощностей и доседиментационным деформациям. Восходящие вертикальные тектонические движения фиксируются

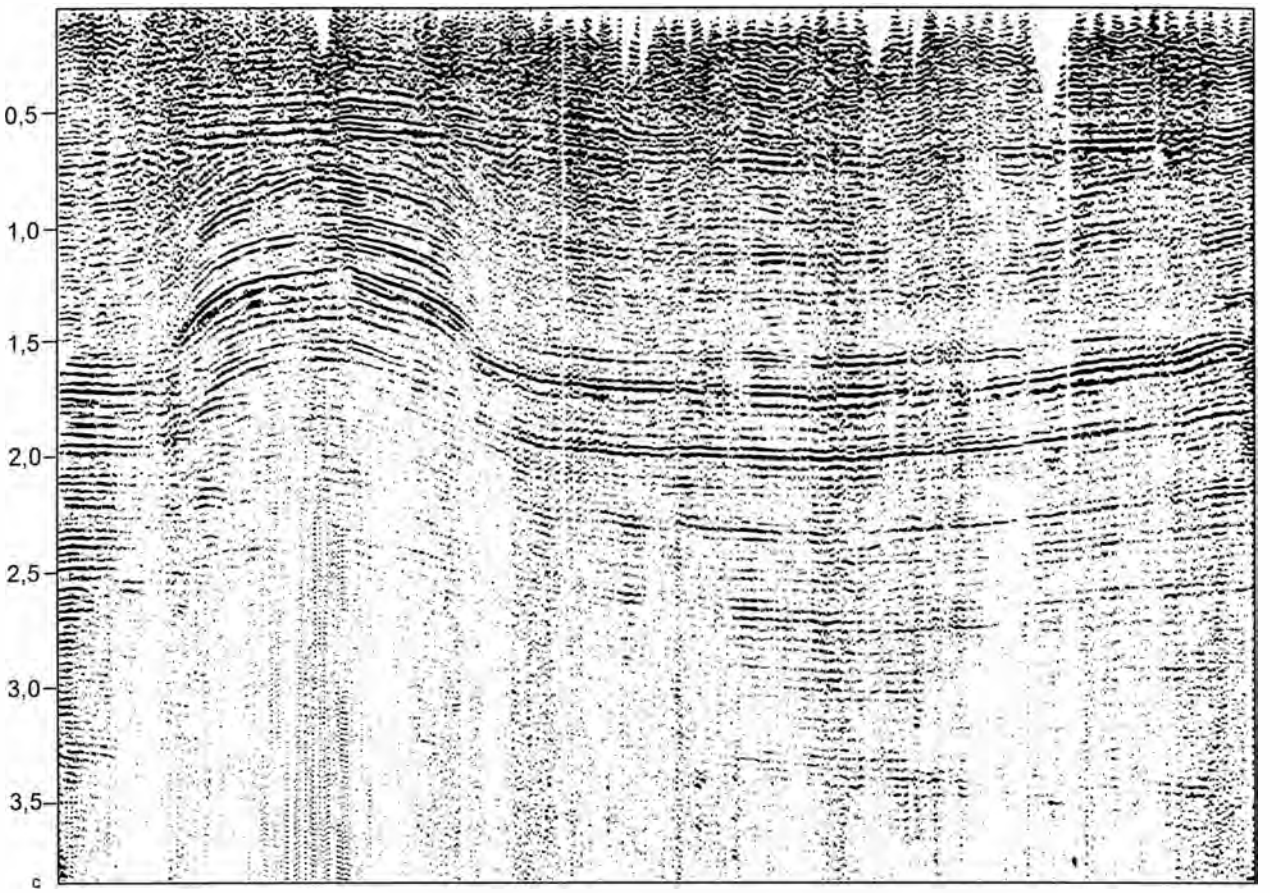


Рис.1.6.12. Фрагмент временного разреза Тимано-Печорского региона, иллюстрирующий локальную складку сжатия

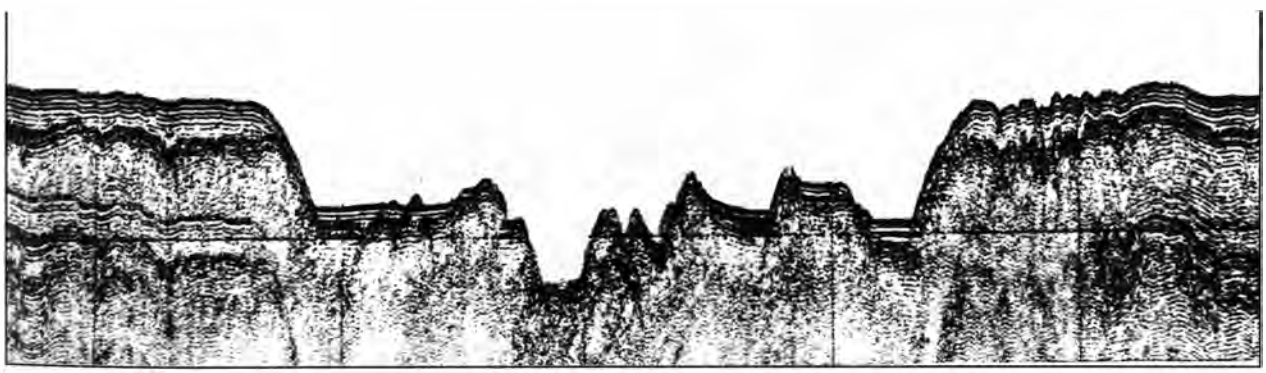


Рис.1.6.13. Фрагмент временного разреза Красного моря, иллюстрирующий структуру растяжения с разрывом слоев осадочного чехла

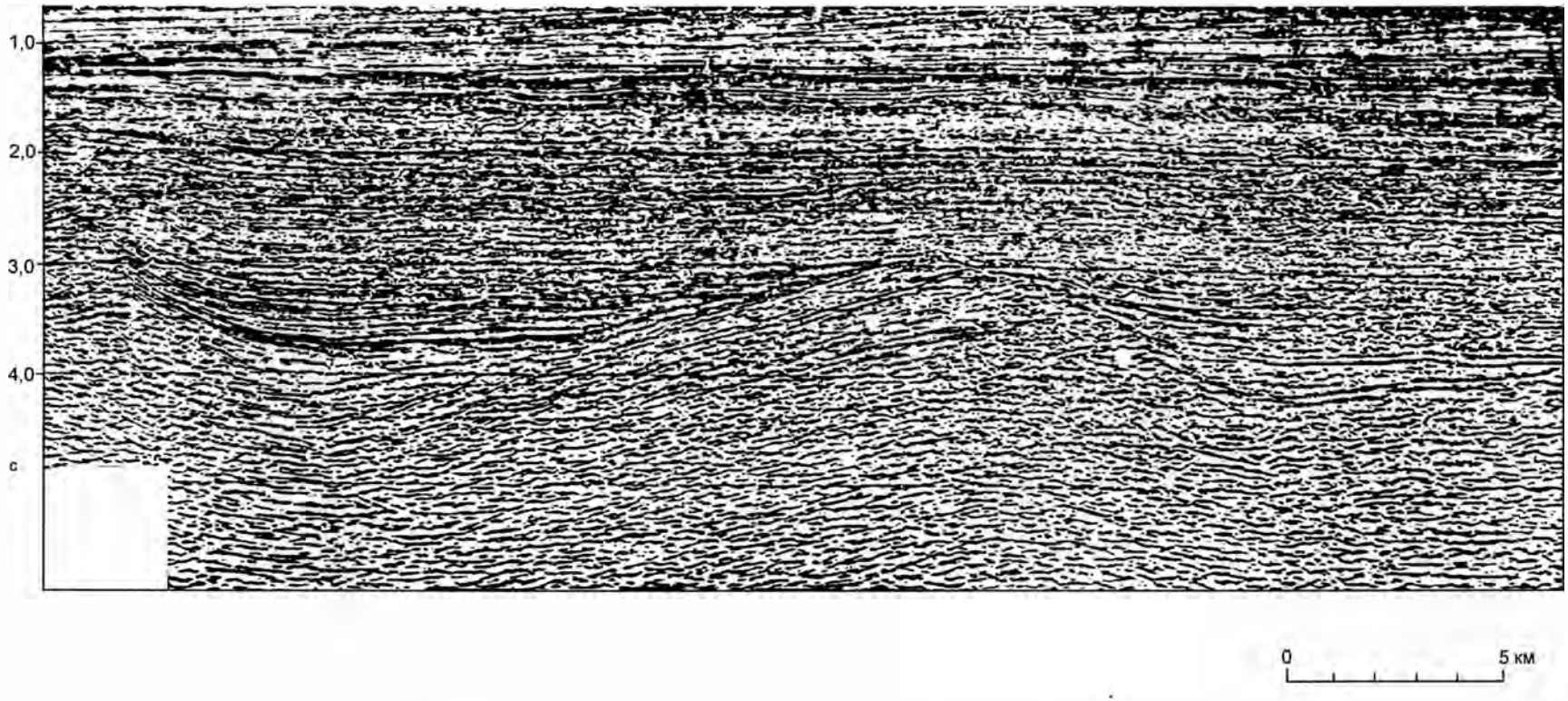


Рис.1.6.14. Фрагмент временного разреза Северного моря, иллюстрирующий структуру растяжения с веерообразными слоями (пологое крыло синклинали) и листрическими сбросами (крутое крыло синклинали)

эрозионными срезами и подводным положительным рельефом. Они, как правило, имеют импульсионный характер. Горизонтальные тектонические движения сжатия объективно расшифровываются поверхностью дисгармонии. Она ограничивает их снизу. Поверхность дисгармоний структур сжатия является надежным сейсмостратиграфическим критерием, по которому они отделяются от инверсионных тектонических структур, созданных вертикальными тектоническими движениями, амплитуда которых по разрезу изменяется постепенно и антиклинали могут перейти в синклинали, и наоборот.

Диапировые структуры практически всегда осложняют ядра антиклинальных структур сжатия при наличии в разрезе пластичных слоев (соль, глины, мергели и другие породы). Первичные диапиры, не связанные со структурами сжатия, отличаются изометричной формой, активным ядром и пассивными непластичными прорванными и перекрывающими слоями.

Структуры сжатия всегда имеют линейные формы. При значительной величине (альпинотипные деформации) образуются зоны смятия, для которых характерно отсутствие регулярной сейсмической записи, хаотические невыдержанные сейсмические отражения и появление многочисленных дифрагированных волн. Локальные структуры сжатия не находят отражения в поверхности фундамента (рис. 1.6.12), что является объективным критерием для выделения горизонтальных движений, деформирующих осадочный чехол бассейнов. Однако их следует отделять от гравитационных диапиров. Последние характеризуются изометричной формой и увеличенными мощностями пластичных пород в ядрах структур.

Региональные горизонтальные движения растяжения (раздвиг) фиксируются разрывом сплошности его слоев, а возникшее зияние заполняется магматическими (базальтовыми) породами (рис. 1.6.13). Чаще структуры горизонтального растяжения при меньшей величине тектонических движений выражены однокрылыми грабенами (рифтами). Крутые их борта образованы листрическими (планарными) сбросами, а пологие – веерообразными слоями (рис. 1.6.14). Последние создаются вторичными вертикальными движениями, производными от растяжения консолидированной коры. Длина веерообразных слоев снизу вверх увеличивается. Осевые зоны грабенов, связанные с растяжением, прижаты к ограничивающему сбросу и характеризуются постоянством своего местоположения во времени.

Локальные вторичные горизонтальные движения растяжения возникают над активно растущими положительными структурами, связанными с вертикальными тектоническими движениями типа соляных куполов. Слои над ними испытывают удлинение, приводящее к растяжению и потере прочности. Они разрываются по системе ступенчатых сбросов, образующих грабены. Таким образом, грабены над сводами положительных структур являются объективным сейсмостратиграфическим критерием диагностики локальных вторичных горизонтальных движений растяжения.

Структуры уплотнения возникают обычно над седиментационными телами. Диапазон их проявления чаще всего не выходит за пределы первых сотен метров разреза осадочного чехла. Они ограничиваются снизу и сверху слоями, в которых не находят отражения. Структуры уплотнения обусловлены изменением вертикального давления столба пород и литологического состава по латерали. Над седиментационными телами типа рифов, баров и других объектов, создающих в рельефе дна положительные формы, породы меньше уплотняются, чем на сопряженных участках. Возникают антиклинальные перегибы, затухающие вниз и вверх по разрезу.

Р.М.Бембел по материалам в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты установил вторичные вертикальные зоны разрушения пород, названные геосолитонами. В поперечнике они не превышают первых километров, а чаще измеряются сотнями метров. Геосолитоны выделяются по ухудшению регулярной сейсмической записи местами до полного ее отсутствия и подобному (постседиментационному) изгибу слоев. Они представляют собой зоны вторичной трещиноватости, созданные внедрением в верхнюю часть земной коры глубинных флюидов.

Латеральные изменения скорости сейсмических волн приводят к появлению на временном разрезе ложных изгибов. Под высокоскоростными аномалиями оси синфазности испытывают подъем, а под низкоскоростными аномалиями – погружение. Так, под соляными куполами наблюдается подъем подсолевого ложа, а под погребенными врезами, заполненными низкоскоростными отложениями, фиксируются ложные синклинальные структуры. При фациальном замещении пород и флюидонасыщении следует учитывать возможные латеральные скоростные

изменения разреза, которые могут приводить к ложным наклонам отражений.

1.7. Литодинамические аспекты

Региональная сейсмостратиграфия с большой детальностью изучает реальные геологические тела, представляющие собой конечный результат процессов седиментогенеза. Их комплексирование с данными по современным процессам осадконакопления позволяет объективно рассматривать литодинамику осадочного бассейна. В формировании осадочного чехла бассейна основная роль принадлежит тектоническим движениям, нисходящим в области седиментации и восходящим в области источников сноса.

Второе место занимают различные виды экзогенных процессов и, прежде всего, наземная и подводная эрозии. Незначительный вклад в образование осадочного чехла вносит относительное повышение уровня моря. Роль последних возрастает по периферии осадочных бассейнов, где палеобереговая линия часто служит их ограничением.

Осадочный чехол создается за счет вертикальной, прерывисто-вертикальной и латеральной седиментации.

В первом случае осадки распространяются по дну бассейна или выпадают из водного слоя. В вертикальном сечении они образуют возрастную последовательность.

Прерывисто-вертикальная седиментация возникает при ослаблении поступления терригенно-обломочного материала с источников сноса. На удаленных от него участках бассейна возникают условия нехватки осадков, приводящих к утонению и выклиниванию формирующегося тела. Внутри тела в вертикальном сечении осадки образуют возрастную последовательность, а выклинивающаяся часть тела создает возрастную последовательность в горизонтальном сечении.

При латеральной седиментации осадконакопление происходит на ограниченной площади бассейна при выносе аномального количества терригенного обломочного материала, тогда как на смежных площадях оно отсутствует или на порядок ниже, и им практически можно пренебречь. Осадки ведут себя как сыпучие тела, возможно, за счет высокой скорости седиментации и перемещаются за счет речных водных струй, мутьевых и других видов подводных потоков. В горизонтальном сечении они образуют возрастную последовательность.

Намечаются два литодинамических главных генетических класса геологических тел: эпиконтинентальные и топодепрессии.

Первый слагает эпиконтинентальные бассейны (рис. 1.7.1). Они создаются за счет непрерывного компенсированного тектонического прогибания, чаще всего имеющего дифференцированный характер, и относительного повышения уровня моря. Глубина бассейна практически не меняется, а опускание дна или повышение уровня моря компенсируются осадками. Поверхность седиментации совпадает с базисом наземной и шельфовой эрозии. В зависимости от высотного положения дна происходит накопление континентальных, прибрежно-морских и мелководных морских осадков. В зонах максимальных опусканий накапливаются слои максимальной толщины. Отсюда они испытывают конседиментационное утонение к периферии бассейна или к его локальным осложнениям. Геологические тела эпиконтинентального бассейна играют основную роль в строении чехла древних и молодых платформ. Они достаточно уверенно намечаются по закономерному утонению слоев от центральных, наиболее глубоких районов бассейна к его периферии.

Тектоническое погружение является причиной осадконакопления эпиконтинентального бассейна. Оно строго доказывается физическими процессами, протекающими в недрах Земли, и независимостью расположения осадочных бассейнов и их наиболее погруженных зон от источников сноса. Изостатический вес осадков является лишь дополнительной составляющей тектонического прогибания. Глубины залегания подошвы осадочного чехла в них изменяются от сотен метров до многих километров. Анализ мощностей осадочного чехла платформ с успехом применяется для расшифровки конседиментационного палеоструктурного плана уже в течение многих десятилетий. Сейсмостратиграфия существенно продвигает определение его количественных параметров разработкой специальных математических программ палеотектонических реконструкций временных сейсмических разрезов.

Осадочный чехол эпиконтинентального бассейна слагается телами преимущественно вертикальной седиментации. Они компенсируют тектоническое прогибание, которое, следовательно, имеет конседиментационную природу. На удаленных от источников сноса участках бассейна при ослаблении поступления терригенно-обломочного материала возникают параллельно-слоистые клиноформы прерывисто-вер-

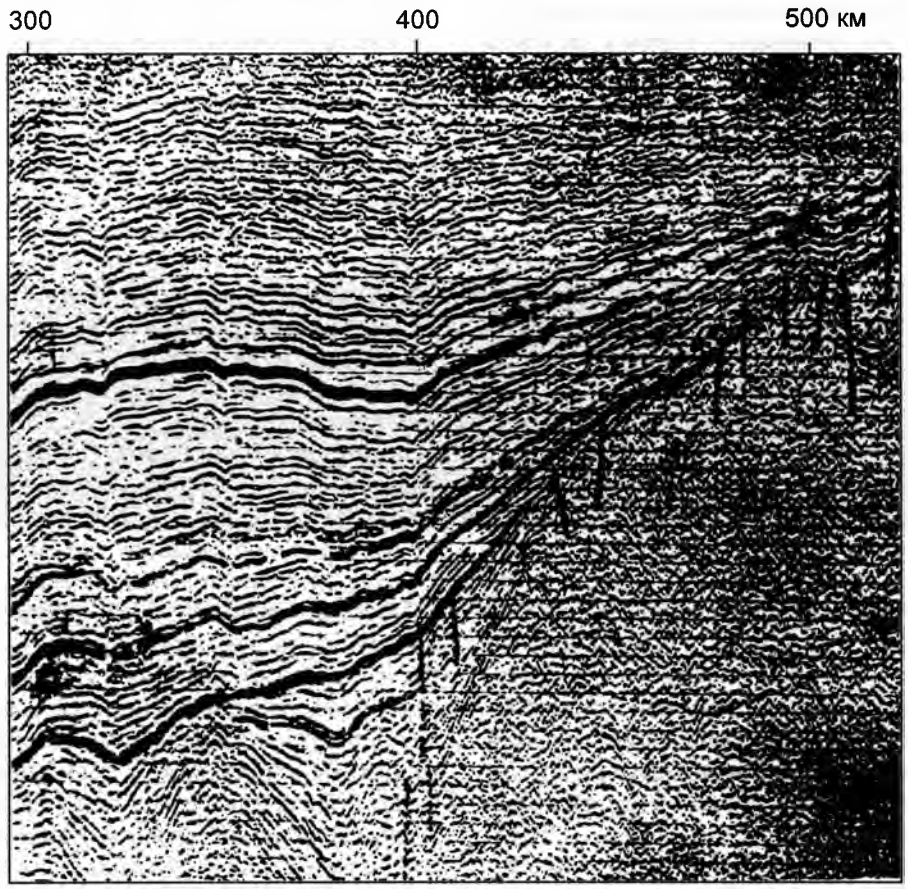


Рис.1.7.1. Фрагмент временного разреза восточной части Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий активный борт эпиконтинентального бассейна

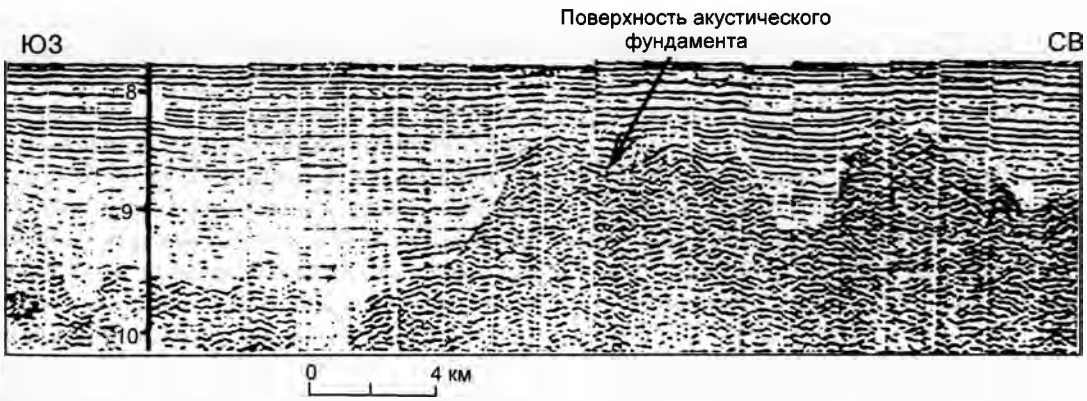


Рис.1.7.2. Фрагмент временного разреза западной континентальной окраины Центральной Атлантики, иллюстрирующий отложения турбидных течений, прислоняющихся к поверхности акустического фундамента

тикальной седиментации. Терригенные тела латеральной седиментации в пределах эпиконтинентального бассейна создаются дельтами рек, и их толщины не превышают первых десятков метров (элементарная дельта). Для дальнейшего их накопления необходимо тектоническое прогибание, приводящее к образованию мощных (до многих километров) дельтовых комплексов. Подробно элементарная дельта рассмотрена в главе 5.

В шельфовой части эпиконтинентального бассейна главным фактором переноса осадков являются волновые процессы. Они перераспределяют их, снося в зоны тектонического прогибания. В пределах суши главными агентами транспортировки служат речные артерии и временные водотоки.

Бассейн топодепрессии является готовой седиментационной ловушкой, в которой уровень осадконакопления располагается ниже базиса наземной и шельфовой эрозии. Он образуется за счет кратковременных нисходящих вертикальных тектонических движений, горизонтальных тектонических движений растяжения, кратковременных восходящих вертикальных тектонических движений, некомпенсированного осадками прогибания и экзогенных процессов, среди которых главную роль играют наземная и подводная эрозии.

Осадочный чехол бассейна топодепрессии состоит из тел вертикальной и латеральной седиментации. Первые из них составляют отложения турбидных течений (рис. 1.7.2). Они сложены алевритистыми, песчаными и, в меньшей степени, глинистыми отложениями, с крайней незначительной примесью наннофосилового материала. Для их образования главным является активность источников сноса. При благоприятных условиях отложения турбидных течений могут распространяться на многие сотни – первые тысячи километров по дну глубоководного бассейна.

Отложения турбидных течений накапливаются исключительно за счет растекания в виде вязкой жидкости терригенных осадков под действием гравитационных сил. Количество поступающих в них из воды осадков ничтожно мало, и ими можно практически пренебречь. Первоначально отложения турбидных течений выполняют наиболее низкие участки подводного рельефа. Они состоят из параллельно-слоистых тел, слои которых, если они не затронуты постседиментационными деформациями, залегают очень полого, практически горизонтально. Отложения турбидных течений распространяются на многие сотни и первые тысячи километров при толщинах до 10 км и более.

Такие глубоководные бассейны, как Черное, Японское, Берингово и другие моря, выполнены отложениями турбидных течений, равномерно перекрывающими их площадь. В океанах ограничениями отложений турбидного течения часто служат поднятия поверхности фундамента, связанные с срединно-океаническими хребтами. Для слоев отложений турбидных течений характерно повсеместное прислонение к поверхностям подстилающего субстрата на площадях подводного палеорельефа. Бортовые участки бассейна часто целиком захоронены прислоняющимися слоями турбидных течений (рис. 1.7.3). Например, в пределах глубоководного Черноморского бассейна их мощность превышает местами 10 км. При значительном удалении от источников сноса происходит постепенное утонение турбидных течений до полного выклинивания.

В зонах привноса терригенного обломочного материала на бортах (склонах) глубоководного бассейна при их наклонах менее 5° происходит резкое разрастание мощностей осадочного чехла, образующих склоновый шлейф (рис. 1.7.4) (обратные клиноформы). При увеличении крутизны бортов (свыше 5°) осадки на них не отлагаются, сносятся на днище котловины и входят в состав отложений турбидных течений, вследствие чего последние отделены от одновозрастных отложений шельфа разрывом сплошности слоев.

При крутизне бортов свыше 5° в зоне привноса терригенного обломочного материала и при любом наклоне в зонах его отсутствия отложений склонового шлейфа нет и бортовые ограничения захороняются прислоняющимися к подстилающему субстрату слоями турбидных течений. Отложения склонового шлейфа характеризуются наклонными слоями разной крутизны, с элементами подошвенного, внутреннего прислонения и обрывов. Аккумулятивное утонение отложений склонового шлейфа глубоководного бассейна топодепрессий следует отделять от конседиментационного выклинивания эпиконтинентального бассейна. В первом случае они всегда по латерали переходят в отложения турбидных течений и прислоняющих слоев. Во втором случае в любых сечениях фиксируется конседиментационное изменение толщины слоев и прислоняющиеся слои отсутствуют.

К телам вертикальной седиментации бассейнов топодепрессий относятся тела, сложенные осадками, выпадающими из водного слоя. Это

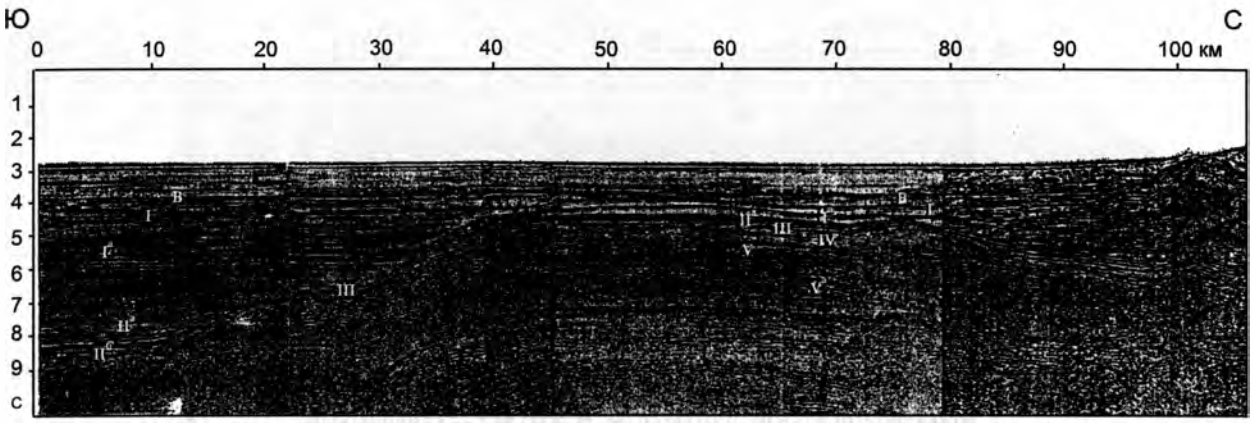


Рис.1.7.3. Фрагмент временного разреза восточной периферии Черного моря, иллюстрирующий прислоняющиеся слои (левый участок разреза)

Цифры и буквы – отражающие горизонты

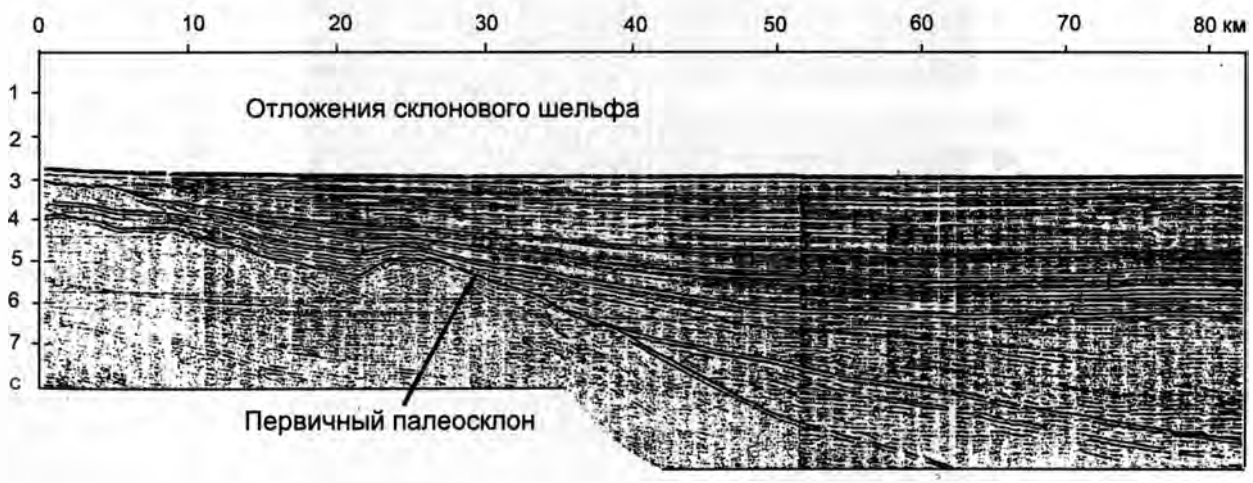


Рис.1.7.4. Фрагмент временного разреза южной части Черного моря, иллюстрирующий отложения склонового шельфа

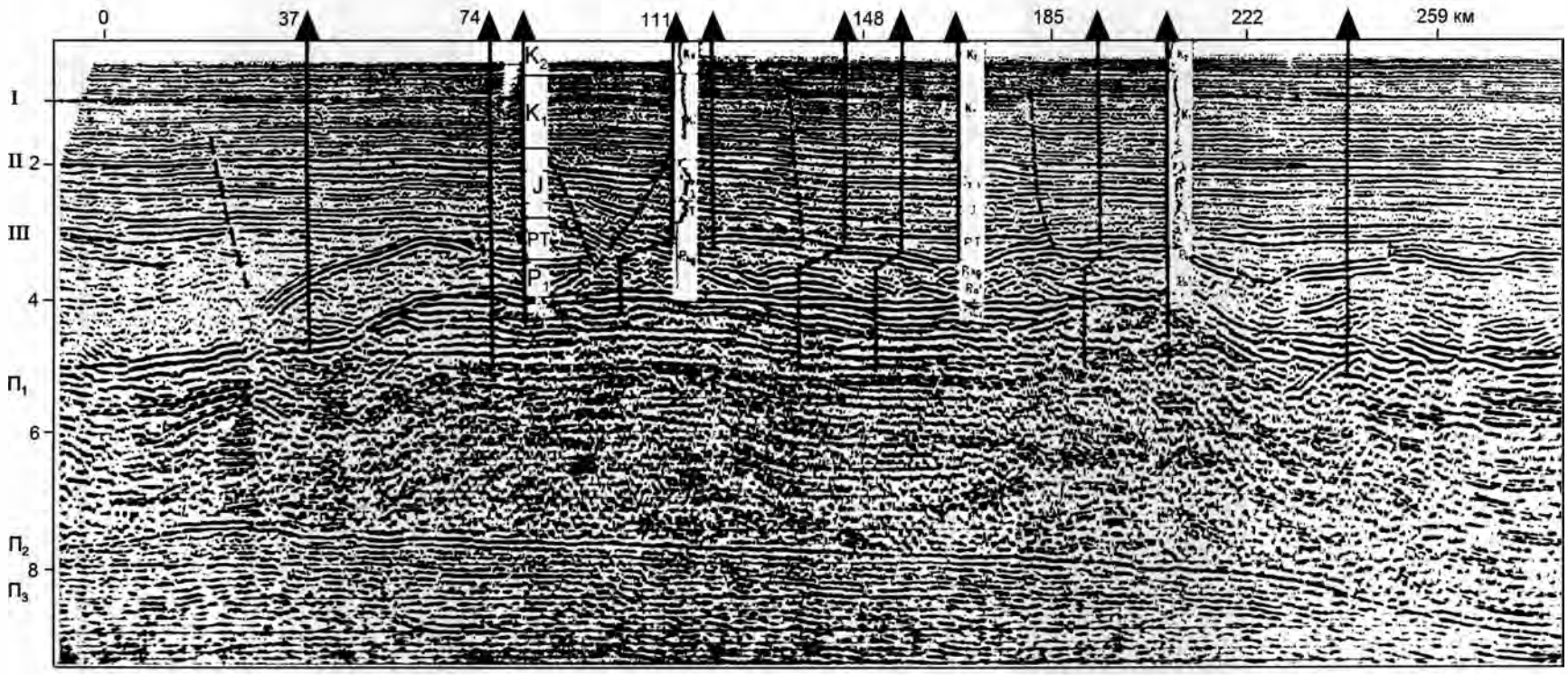


Рис.1.7.5. Фрагмент временного разреза через палеозойский карбонатный палеоатолл Тенгиз Прикаспийской впадины (нижняя часть разреза)

Цифры и буквы – отражающие горизонты

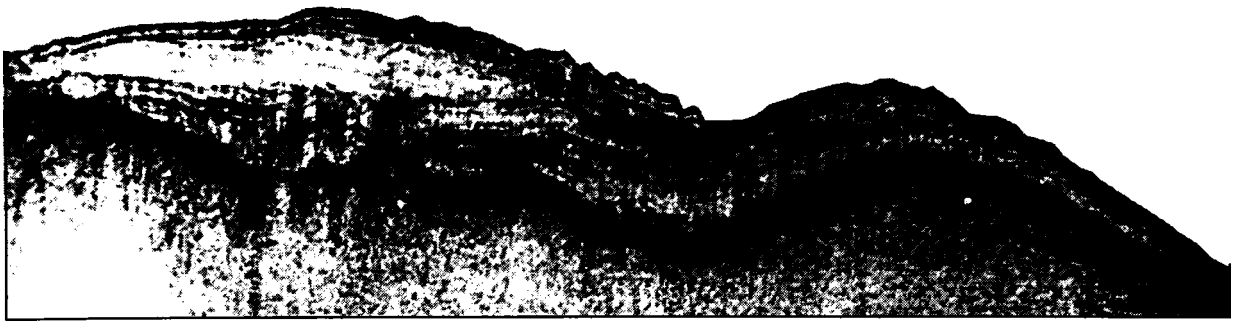


Рис.1.7.6. Фрагмент временного разреза района поднятия Шатского северо-западной части Тихого океана, иллюстрирующий карбонатную шапку пелагических отложений

мощные толщи соленосных отложений, которые обычно компенсируют бассейн на завершающей стадии его развития. Они наиболее хорошо изучены на территории Прикаспийкой впадины.

При редуцировании источников сноса в бассейне топодепрессии формируются маломощные депрессионные (бассейновые) или конденсированные тела. В пределах Мирового океана их генетическими аналогами являются тела пелагических (гидрогенных или частица за частицей) осадков. Депрессионные и пелагические осадки, в отличие от отложений турбидных течений, равномерно выпадают из водного слоя, и их мощность существенно меньше (обычно до первых сотен метров).

Депрессионные отложения слагаются маломощными глинисто-карбонатными осадками. Они переходят в мелководные биогенные карбонатные породы эпиконтинентальных частей бассейна, которые близ бровки шельфа часто ограничиваются барьерными рифами. Сопряжение мелководных карбонатов с депрессионным комплексом происходит по карбонатному уступу. Мощность первых из них чаще всего на порядок больше одновозрастных депрессионных отложений. Так, средне-верхнепалеозойские карбонаты бортовых зон Прикаспийской впадины имеют мощность 2–3 км, тогда как для глинисто-карбонатных депрессионных фаций центральных районов она не превышает первых сотен метров. Депрессионный комплекс, одновозрастный мелководным карбонатам, тонким плащом перекрывает глубоководный бассейн.

При формировании отложений турбидных течений располагающиеся на более высоком гипсометрическом уровне выступы днища и бортовые зоны глубоководных бассейнов могут перекрываться одновозрастным тонким плащом глинисто-карбонатных депрессионных отложений. Так, в пределах Прикаспийской впадины плоские погребенные вершины подводных возвышенностей, таких, как Тенгизское (рис. 1.7.5), Пустынное, Дюрткольский участок восточного борта, перекрыты маломощными нижнепермскими депрессионными отложениями. Гипсометрически ниже на днище распространены более мощные (сотни метров) терригенные одновозрастные образования турбидных течений, слои которых прислоняются к подножию карбонатных уступов.

Пелагический комплекс распространен во внутренних районах океанических бассейнов. Он слагается преимущественно различными видами илов, отличающимися небольшими мощностями (обычно не более первых сотен метров). В пределах подводных возвышенностей и хребтов пелагические отложения состоят преимущественно из биогенных наннофосиловых илов. В котловинах преобладают радиоляриево-диатомовые илы. Карбонатная составляющая в них резко подавлена. Роль терригенного материала в нем незначительна. Только в отдельных случаях появляется повышенное содержание алевритистой фракции.

В отличие от отложений турбидитного течения, слои которого повсеместно испытывают прислонение к неровностям подводного рельефа, слои пелагического комплекса его обычно облекают. Максимальная мощность пелагического комплекса часто приурочена к вершинам

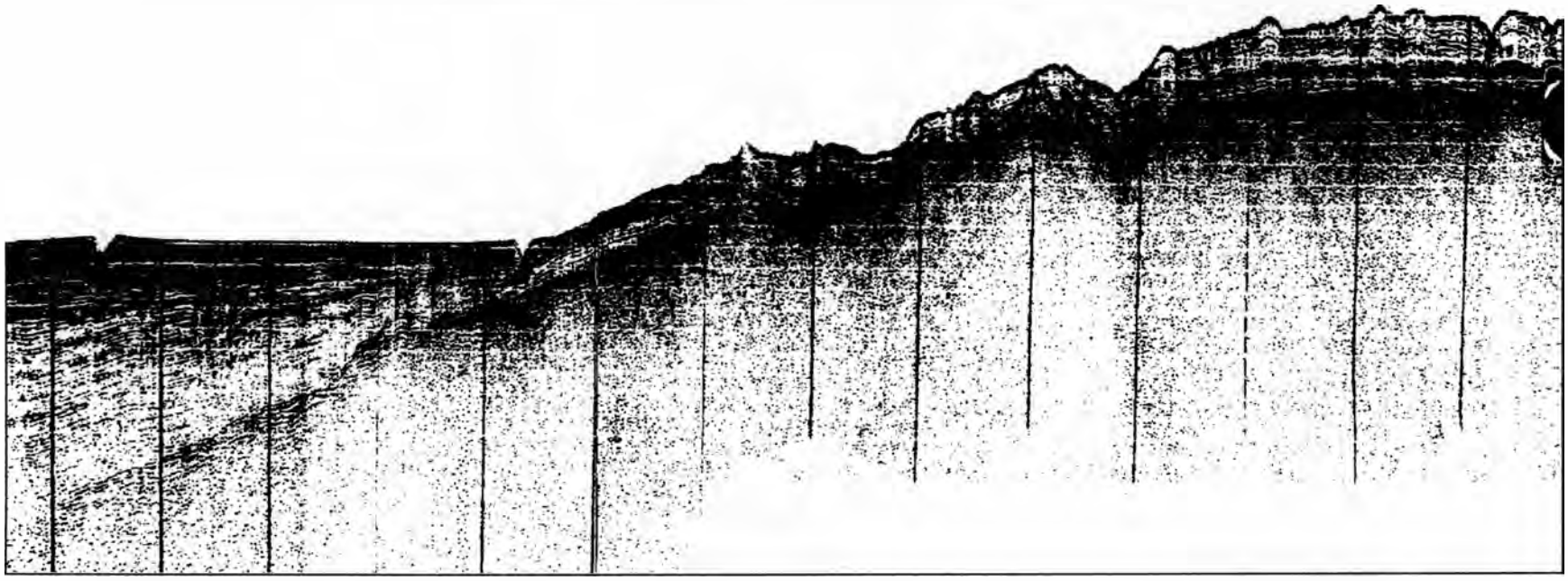


Рис.1.7.7. Фрагмент временного разреза района Восточно-Индийского подводного хребта, иллюстрирующий соотношение пелагических образований и отложений турбидных течений

плоских подводных возвышенностей (поднятия Шатского, Хесса, Восточно-Индийский хребет), где она достигает 1 км (рис. 1.7.6).

В смежных котловинах мощность синхронных отложений сокращается до первых сотен метров за счет расположения дна ниже уровня карбонатной компенсации. Вследствие этого карбонатные илы в его строении не принимают участия, поэтому скорость осадконакопления падает, приводя к общему сокращению мощности осадочного чехла.

При сопряжении пелагического комплекса подводных возвышенностей с отложениями турбидных течений наблюдаются другие соотношения. Например, на севере Восточно-Индийского подводного хребта карбонатные отложения (сотни метров) его вершин на западном склоне вначале утоняются, а затем переходят в резко разрастающиеся в мощности (до первых километров) терригенные отложения турбидных течений (рис. 1.7.7).

В пониженных участках котловин часто наблюдается увеличение мощности осадочного чехла в 2–3 раза, а на осложняющих возвышенностях он сокращается до полного выклинивания. Осадки пелагического комплекса на дне бассейна испытывают перераспределение. За счет гравитации они стекают в пониженные участки, где концентрируются их максимальные мощности. Гравитационное течение осадков приводит к захоронению отрицательного рельефа и прислонению слоев к подстилающему субстрату дна бассейна. Формирующиеся слои имеют первичные седиментационные наклоны. Их крутизна уменьшается вверх по разрезу и при захоронении отрицательного рельефа седиментационная составляющая наклона слоев приближается к нулю, так как они накапливаются на ровном дне бассейна.

На распределение мощностей осадочного чехла накладывается местная гидродинамика бассейна, и прежде всего подводные течения. Они могут создавать участки, благоприятные и неблагоприятные для осадконакопления. Именно за счет неблагоприятной гидродинамики возникает подошвенное прилегание слоев, приводящее к утонению и выклиниванию осадочного чехла. И, напротив, при благоприятной гидродинамике формируются повышенные мощности, часто образующие изолированные изометричные шапки.

Во внутренних районах океанов встречаются эндафогенные отложения с участием вулканомиктов, образующихся за счет разрушения вулканогенных пород океанического дна, и биогенные экстремумы (карбонатные и кремнисто-карбонатные) повышенной мощности.

Пелагические отложения формируются исключительно за счет выпадения осадков из воды. Количество терригенного материала отложений турбидных течений постепенно уменьшается по мере удаления от источников сноса, а роль выпадающих из воды осадков увеличивается. Гемипелагические отложения занимают промежуточное положение, тяготея к периферии океанов. В их образовании принимают участие терригенный и биогенно-терригенный материал.

Распространению в глубь океанов отложений турбидных течений могут препятствовать положительные формы рельефа дна бассейна. Тогда у их подножия распространены отложения турбидных течений, вершины слагаются пелагическими осадками при практически полном отсутствии гемипелагических отложений. Появление отложений турбидных течений, гемипелагических и пелагических образований обусловлено механизмом образования и практически не зависит от глубины бассейнов Мирового океана (за исключением красных глубоководных глин) и расстояния от берега [Антипов и др., 1995]. При прекращении поступления терригенного материала отложения турбидных течений не возникают и пелагические и гемипелагические образования непосредственно переходят в одновозрастные отложения шельфов эпиконтинентальных бассейнов.

Тела латеральной седиментации слагают клиноформы (бокового наращивания, проградации или ланарклины), подводные и наземные конуса выноса. Клиноформы протягиваются параллельно бортовому ограничению бассейна, а вторые перпендикулярны ему. Осадки латеральной седиментации ведут себя как сыпучие образования и охватывают ограниченные участки дна бассейна (первые десятки километров). В этом их принципиальное отличие от осадков вертикальной седиментации, покрывающих одновременно практически все дно бассейна. Осадки латеральной седиментации образуются при относительно низком уровне моря. Подробно тела латеральной седиментации топодепрессий будут охарактеризованы в главе 5.

Эпиконтинентальные конседиментационные бассейны от бассейнов топодепрессий по карбонатным образованиям отделяются резким градиентом их утонения с образованием карбонатных уступов. По терригенным образованиям наблюдается обратная картина. Однако, если с

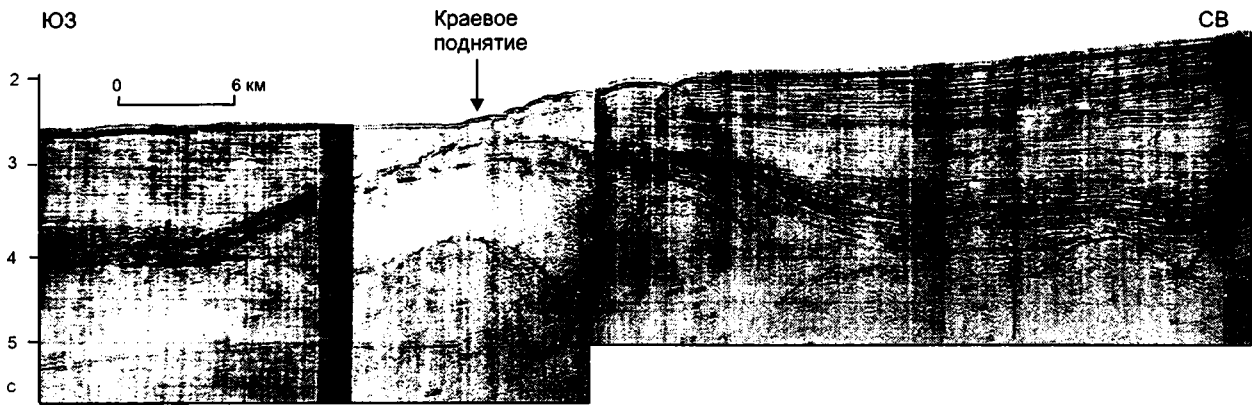


Рис.1.7.8. Фрагмент временного разреза восточной континентальной окраины Аравийского моря, иллюстрирующий соотношение Западно-Индийского прогиба – эпиконтинентальный бассейн (правая часть разреза) и одновозрастной глубоководной котловины, сложенной отложениями турбидных течений (левая часть разреза)

бассейном топодепрессий сопряжена активная прогибающаяся часть эпиконтинентального бассейна, то могут быть иные соотношения. А именно, в эпиконтинентальном конседиментационном бассейне распространены терригенные образования большей мощности, чем в сопряженном глубоководном бассейне (рис. 1.7.8).

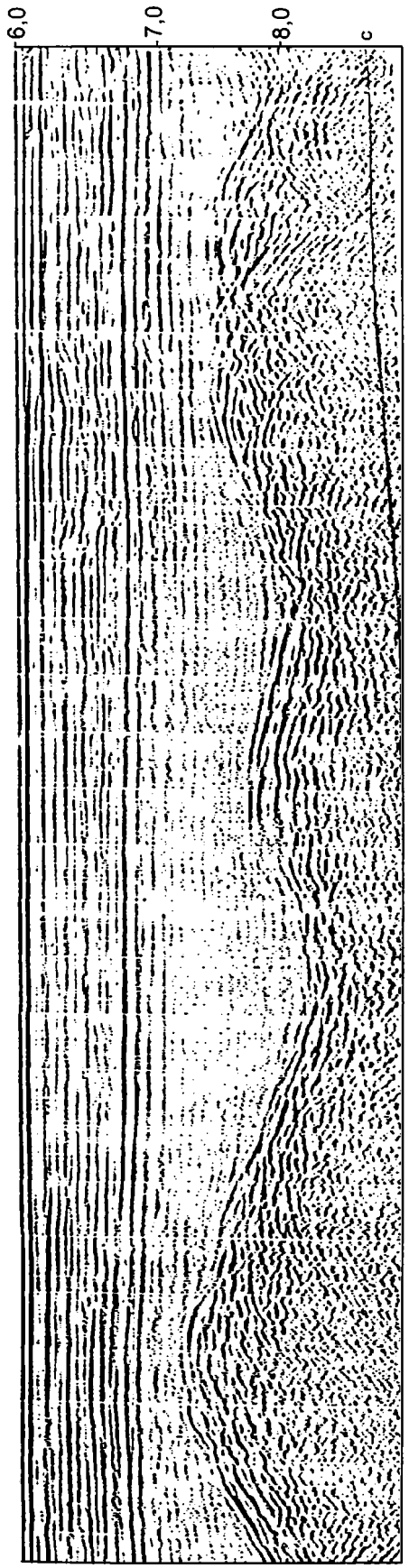
Такие соотношения наблюдаются практически на всем протяжении так называемых пассивных окраин океанов. На огромном расстоянии (десятки тысяч километров) в них развиты активные конседиментационные периокеанические бассейны, где мощность осадочного чехла достигает 10–15 км [Антипов и др., 1994]. Чаще всего со стороны океана они ограничены краевыми поднятиями. За периокеаническими бассейнами в сопряженных частях глубоководных океанических бассейнов мощность осадочного чехла не превышает первые километры. Таким образом, периокеанические бассейны являются естественными резервуарами, улавливающими терригенный обломочный материал, сносимый с суши. И в глубоководные океанические бассейны он поступает в умеренных количествах.

1.8. Фациальные (вещественные) аспекты

Рисунок сейсмической записи является наиболее тонким инструментом для расшифровки фациального облика и вещественного состава осадочного чехла. Однако он должен применяться с большой осторожностью, так как на него существенно влияют и другие факторы седиментогенеза, последующие процессы преобразования горных пород, поверхностные условия, частотный спектр и технология проводимых работ. Поэтому близкие рисунки сейсмической записи в разных регионах могут характеризовать отличные фациальные обстановки и вещественный состав и, наоборот, несхожие сейсмические записи могут отвечать близким фациальным обстановкам и вещественному составу отложений. Рисунок сейсмической записи надо обязательно рассматривать одновременно с палеогеоморфологическими критериями, аккумулятивными телами и данными бурения.

Следует вырабатывать свои региональные и локальные тесты, которые можно использовать лишь на относительно ограниченных территориях. В целом, крупные фациальные единицы характеризуются определенными закономерностями рисунка сейсмической записи. Выделяются следующие виды конфигураций отражений: параллельные, субпараллельные, расходящиеся, сигмовидные, косослоистые, черепицеобразные, холмовидные, бугристые, хаотичные и неслоистые (прозрачные), которые тяготеют к определенным фациальным единицам разреза осадочного чехла.

Прозрачная сейсмическая запись особенно часто встречается в осадочном чехле внутренних районов океанов [Антипов и др., 1992; Дергачев и др., 1990] (рис. 1.8.1). Проведенный сравнительный анализ сейсмических и буровых материалов показывает, что прозрачная и слоистая сейсмические записи не зависят от глубины залегания, состава и возраста отложений.



Структура, текстура, пористость, проницаемость, газонасыщенность и другие геологические и физические параметры не имеют существенных изменений и практически не могут влиять на изменение сейсмической записи. Применение разных модификаций сейсморазведки отраженных волн и частотный спектр принципиально не меняют характер сейсмической записи.

Прозрачная и слоистая сейсмические записи связаны с особенностью процессов седиментогенеза. Он может иметь резко импульсивный характер, когда временные отрезки осадконакопления разделяются четкими скрытыми перерывами. Тогда при прочих равных условиях изменение акустической жесткости происходит скачкообразно, что приводит к появлению слоистой среды с четкими динамически выраженными отражениями. При слабодифференцированном седиментогенезе, когда скрытые перерывы плохо выражены или не имеют резких ограничений, изменение акустической жесткости происходит плавно, что не будет способствовать формированию сейсмических отражений и приведет к появлению прозрачной сейсмической записи.

Граница прозрачной и слоистой сейсмической записей по латерали пересекает оси синфазности, смещаясь на разные возрастные уровни, т. е. является неизохронной и не может использоваться для стратиграфической корреляции. Тела прозрачной и слоистой сейсмических записей представляют собой рисунок отражений, обусловленный особенностяи седиментогенеза.

Отложения глубоководных океанических палеокотловин и изолированных бассейнов топодепрессий характеризуются насыщенными динамически выраженными отражениями и прозрачной средой. Переходы между ними происходят по вертикали обычно достаточно резко. По латерали их контакт изменяется по возрасту, т. е. является неизохронным. Чаще прозрачная сейсмическая запись приурочена к пелагическим отложениям. Депрессионным отложениям изолированных бассейнов топодепрессий отвечает сильное динамически выраженное отражение (рис. 1.8.2), обычно играющее роль опорного сейсмического горизонта. Отложения турбидных течений отличаются выдержанными динамически выраженными отражениями, насыщающими весь их разрез. Роль прозрачной записи им менее свойственна.

Рис.1.8.1. Фрагмент временного разреза восточной периферии Центральной Атлантики, иллюстрирующий прозрачную и слоистую сейсмические записи

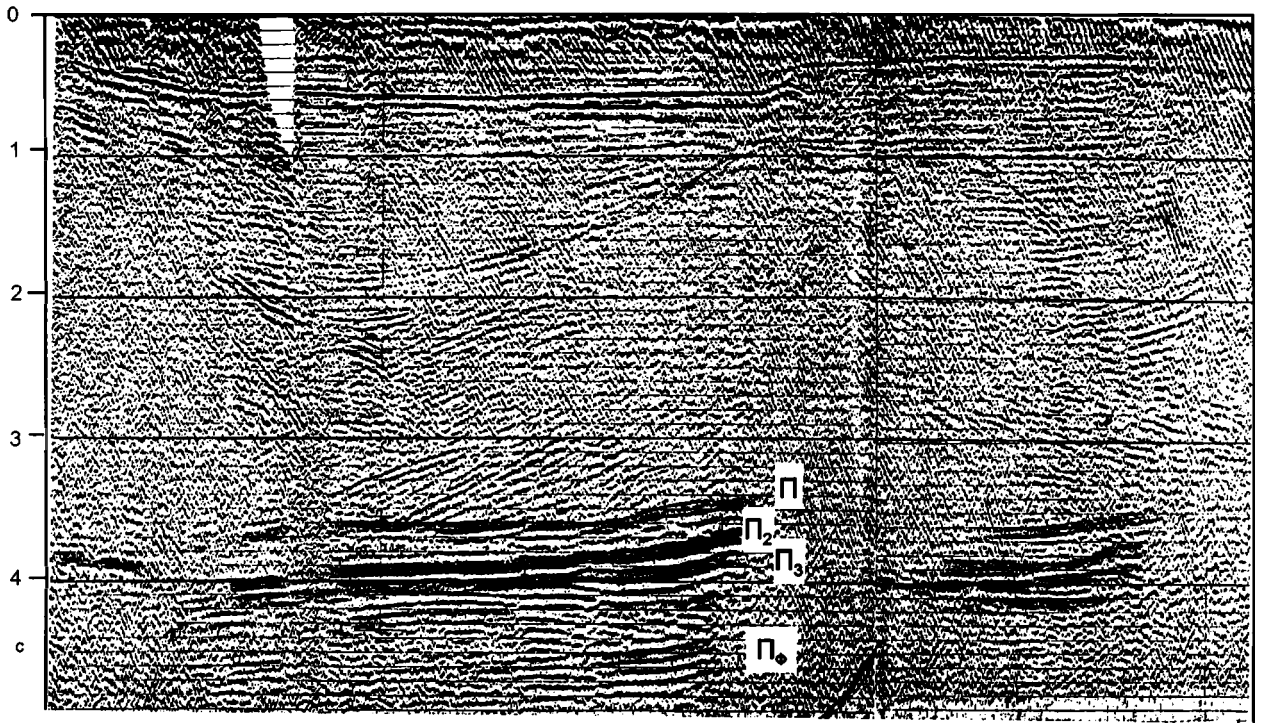


Рис.1.8.2. Фрагмент временного разреза внутренних районов Прикаспийской впадины, иллюстрирующий сближенные динамически выраженные отражения (отражающие горизонты $П_3$ и $П_2$)

Отложения палеосклонов характеризуются динамически плохо выраженными и невыдержанными сейсмическими отражениями. Для них типичны косослоистые, сигмовидные наклоны. Общий вид рисунка сейсмической записи приобретает вид "мусорной помойки".

Отложения палеошельфа отличает каркас динамически выраженных, выдержанных отражений среди пачек слабых отражений. Первые обычно приурочены к низкоэнергетическим слоям в терригенноом разрезе, обычно представленном глинистыми разностями. Более мощные пачки слабых отражений содержат грубые разности терригенных образований или биогенных высокоэнергетических пород в карбонатном разрезе.

В состав отложений палеошельфов входят образования элементарных дельт и баров. Первые из них характеризуются косыми отражениями и толщиной до первых десятков метров. Они переходят в одновозрастные слои продельты (до первых метров) и шельфовые отложения (сантиметры). Мощность баровых отложений также не превышает первых десятков метров при протяжении до нескольких километров. Обычно бары создают изометричные формы и имеют выпуклую кровлю и плоскую подошву (рис. 1.8.3). Их шельфовые возрастные аналоги выходят за разрешаемые возможности сейсморазведки. Рифы осложняют карбонатный палеошельф. Наиболее крупные из них являются барьерными и фиксируют бровку палеошельфа. Рифы отличаются повышенной толщиной, слегка выпуклой кровлей при плоской подошве (рис. 1.8.4). Для рифовых тел характерно ухудшение сейсмической записи. В них наблюдается искривление и прерывистость сейсмических отражений.

Для континентальных фаций (рис. 1.8.5) обычно характерно ухудшение сейсмической записи. Резко редуцируются выдержанные отражения, ослабляется их динамика и появляется искривленность. Оси синфазности рассыпаются на отдельные небольшие площадки, не коррелируемые друг с другом. В молассах они часто приобретают хаотичные наклоны (рис. 1.8.6). Петроцветным континентальным образованиям свойственна прозрачная и полупрозрачная сейсмические записи. Озерные образования отличаются, напротив, выдержанными отражениями. В состав континентальных отложений входят тела речных артерий (рис. 1.8.7). Они отличаются повышенной мощностью (до десятков метров) при протяженной извилистой форме. Кровля тел речных артерий слегка выпукла, а подошва

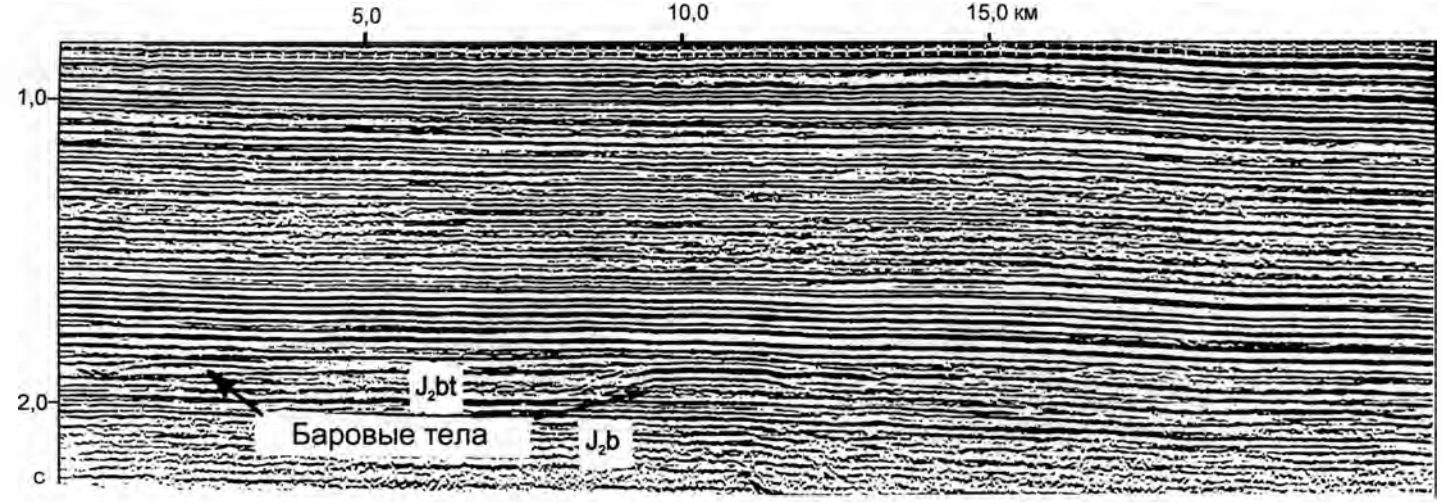


Рис.1.8.3. Фрагмент временного разреза Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий баровые тела

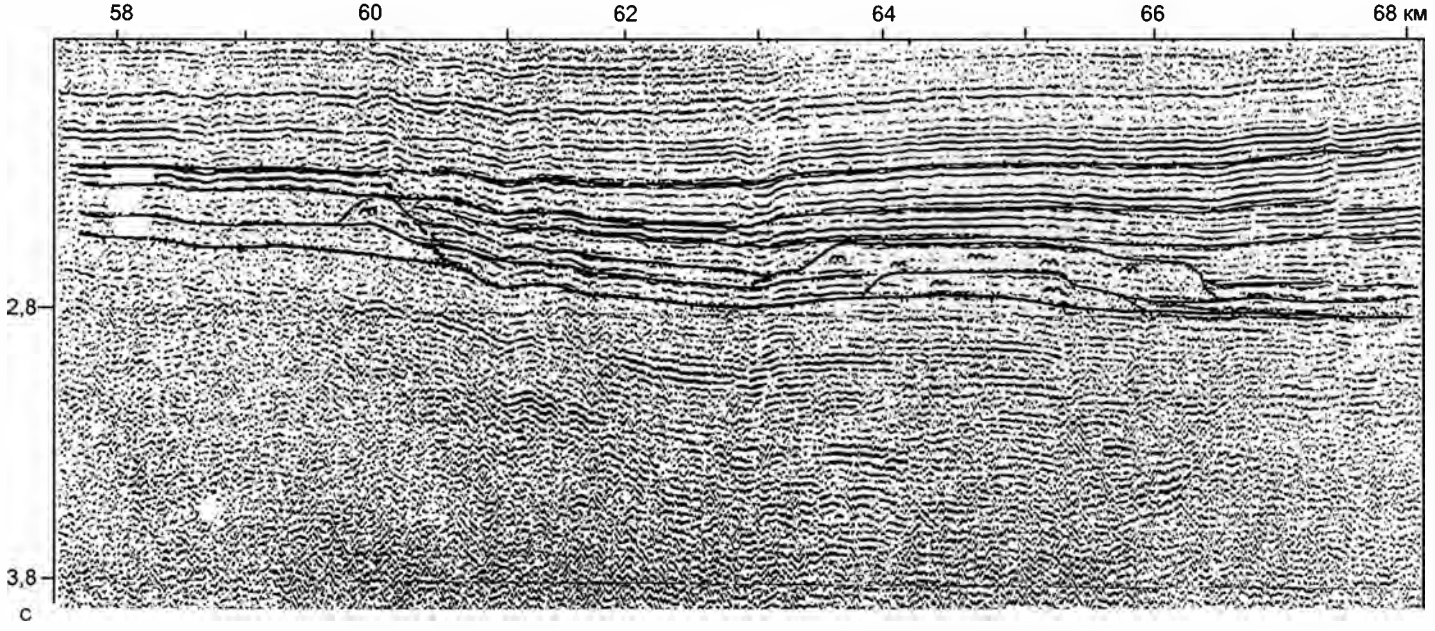


Рис.1.8.4. Фрагмент временного разреза Юго-Восточной Туркмении, иллюстрирующий рифы

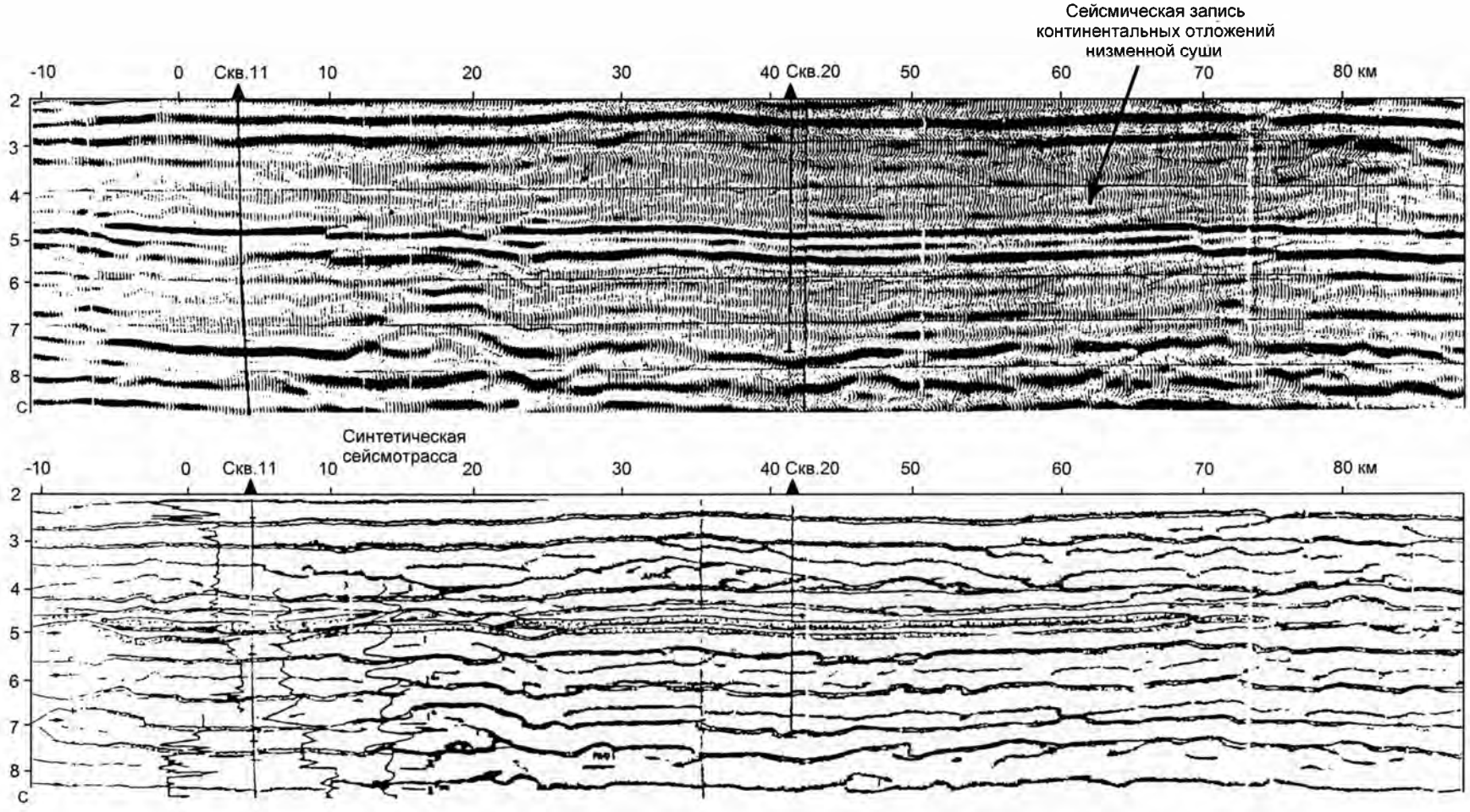


Рис.1.8.5. Фрагмент временного разреза Тимано-Печорского региона, иллюстрирующий невыдержанные отражения, связанные с континентальными верхнепермскими отложениями низменной палеосуши, в разных модификациях

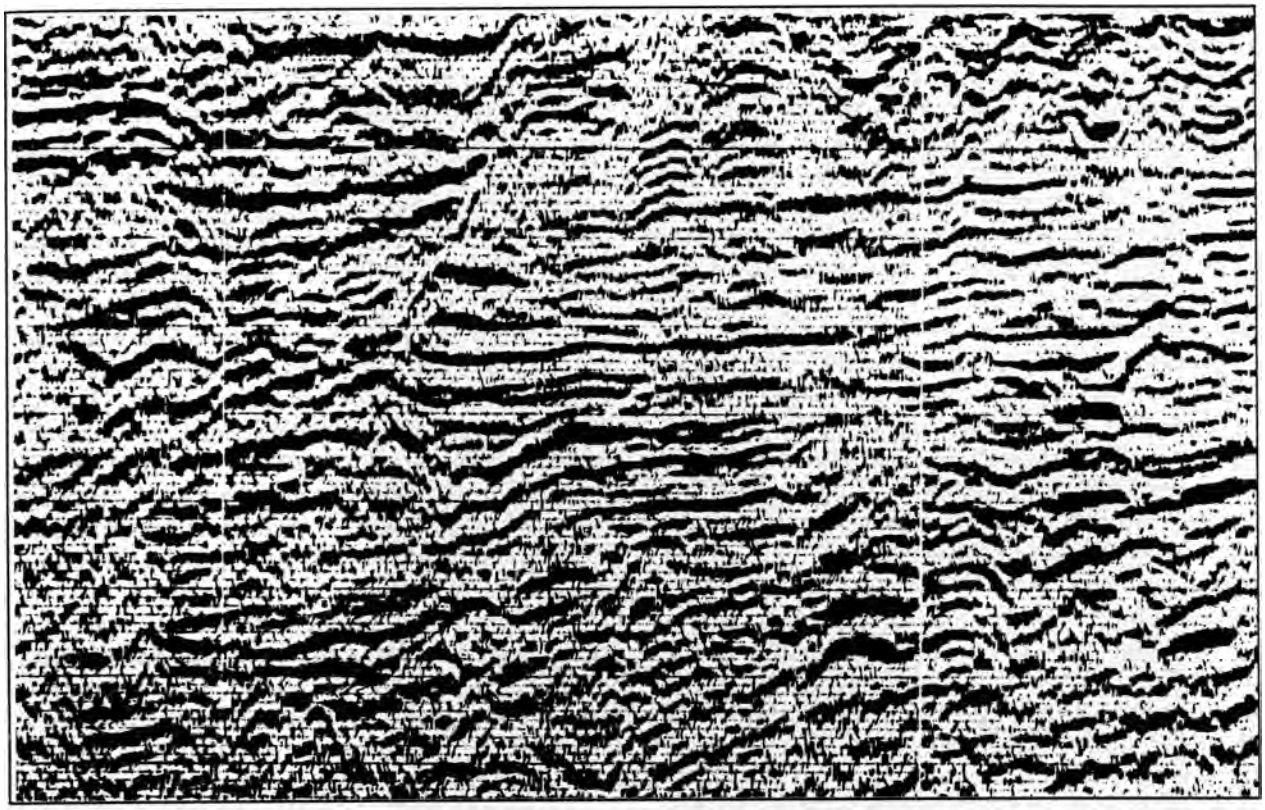


Рис.1.8.6. Фрагмент временного разреза Предгималайского краевого прогиба, иллюстрирующий хаотичные наклоны отражений, связанные с кайнозойской молассой

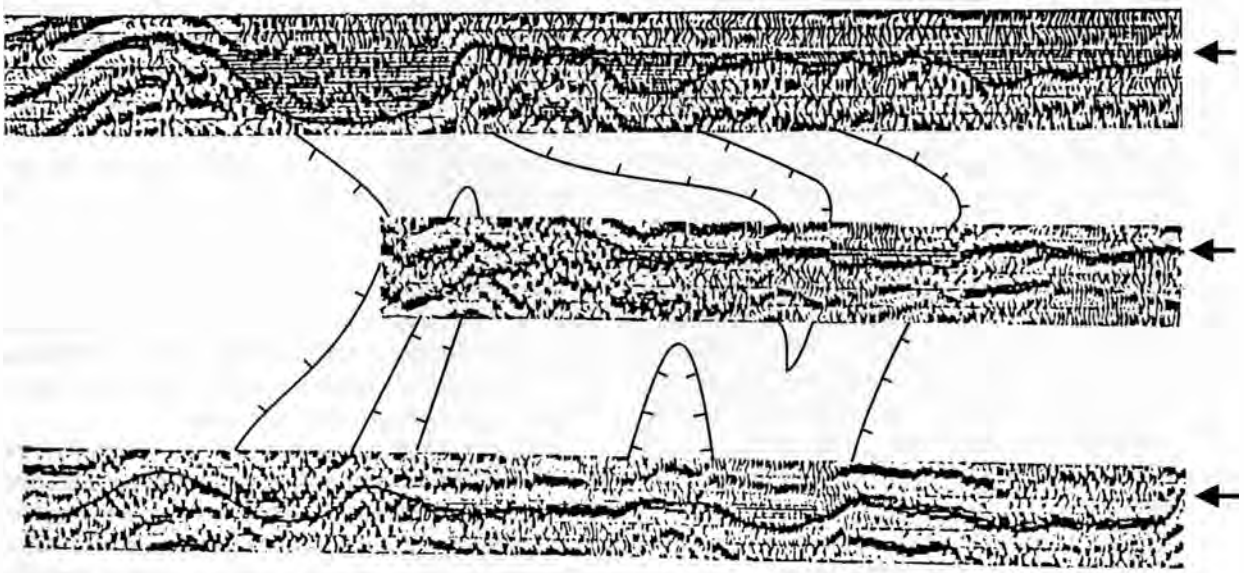


Рис.1.8.7. Фрагмент временного разреза Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий речные отложения, выполняющие врезы

ровная или слегка вогнутая. Для них характерно отсутствие выдержанных отражений и присутствие прерывистых искривленных отражений. Наземные конуса выноса отличаются увеличенной мощностью (десятки и первые сотни метров) и линейной удаленностью. Они имеют выпуклую кровлю и ровную подошву. Для них типично или полное отсутствие сейсмической записи, или отрывочные хаотичные отражения. Наземные конуса выноса обычно приурочены к периферийным частям осадочного бассейна.

Хаотическая сейсмическая запись характерна для карбонатных построек вулканических и оползневых тел. Вырисовывающиеся тела с хаотической сейсмической записью обычно имеют выпуклую верхнюю поверхность и вогнутую нижнюю. Палеоканалы представляют собой тела с плоской или вогнутой нижней поверхностью и выпуклой или плоской верхней. Внутренние отражения в них имеют субсогласное залегание и испытывают схождение и выклинивание на периферии. Палеоканалы в плане образуют удлиненные извилистые формы. Описанные тела являются одновременно возрастными единицами разреза. Они создаются в самых различных обстановках. Малоамплитудные тела холмовидной формы характерны для низменной равнины, прибрежно-морских и шельфовых условий осадконакопления. Высокоамплитудные холмовидные формы более свойственны бровкам шельфа и относительно глубоководным частям бассейна.

1.9. Палеогеоморфологические аспекты

Геоморфология и тектоника (соответственно, палеогеоморфология и палеотектоника) находятся в тесной взаимосвязи и часто трудно разграничиваются. На суше их разделение более четкое. Тектоника изучает деформации разного ранга горных пород, а геоморфология – рельеф, значительная часть которого создана экзогенными (нетектоническими) процессами. Подводный рельеф дна Мирового океана тесно связан с тектоническими движениями и ими в значительной степени обусловлен. Таким образом, в пределах дна Мирового океана интересы тектоники и геоморфологии тесно переплетаются и взаимосвязаны.

Палеогорные системы намечаются только по типу осадков. Для них характерны молассы. Последние в волновом поле отображаются нерегулярной сейсмической записью, искривленными прерывистыми осями синфазности (см. рис. 1.8.6). Однако на отдельных уровнях они расслаиваются выдержанными отражениями.

Низменная палеосуша намечается по наличию в разрезе континентальных фаций. Последние характеризуются чаще прерывистыми искривленными осями синфазности с относительно слабой динамической выраженностью (см. рис. 1.8.5). Еще более надежным сейсмостратиграфическим критерием являются наземные палеоврезы. Они выделяются по срезанию подстилающих слоев и прислонению заполняющих слоев (рис. 1.9.1). Наземные палеоврезы следует отделять от подводных палеоканьонов. Последние всегда тяготеют к палеосклонам, что является их объективным признаком. Наземные палеоврезы вблизи палеопобережья водного бассейна затухают. Неровные, изрезанные поверхности угловых несогласий являются диагностическим признаком палеосуши.

Шельф в геологическом понимании представляет собой поверхность чехла или фундамента эпиконтинентальных бассейнов и захороненную часть глубоководных бассейнов (аккумулятивное приращение погребенного склона) под водным слоем толщиной до первых сотен метров.

Таким образом, шельфы могут быть разделены на первичные, связанные с развитием эпиконтинентальных бассейнов и относительными колебаниями моря (рис. 1.9.2), и вторичные, аккумулятивные, возникшие при захоронении склонов и днища глубоководных котловин (рис. 1.9.3).

Шельф обычно является идеально ровной поверхностью дна. На нем вырабатывается равновесие между аккумуляцией и подводной эрозией (размывом, главным образом за счет волновых процессов). Для осадконакопления необходимо относительное повышение уровня моря или конседиментационное прогибание. В противном случае сносимые на шельф осадки будут транзитом переноситься в глубоководные части акватории или в прогибающиеся его участки. Аккумулятивные тела типа подводных дельт или баров не превышают первых десятков метров. Дальнейший их вертикальный рост прекращается подводной эрозией.

При относительном опускании уровня моря или дифференцированном тектоническом подъеме его дна начинается подводная эрозия, главным образом за счет волновых процессов. Она приводит к уничтожению горных пород и к образованию поверхностей срезов (см. рис. 1.9.2). Последние представляют собой ровные плоскости. При относительном опускании уровня моря

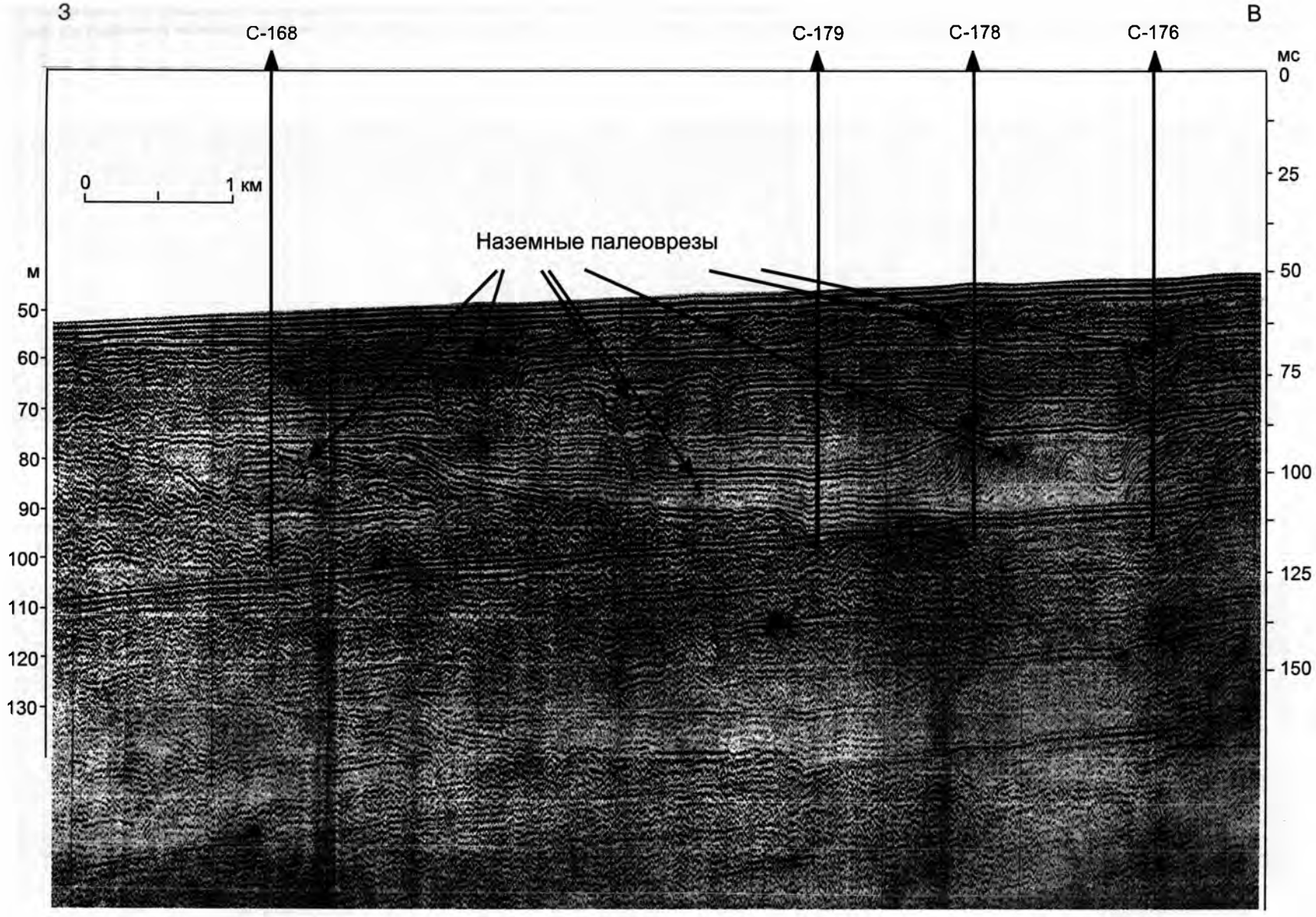


Рис.1.9.1. Фрагмент временного разреза Приморского шельфа Японского моря, иллюстрирующий неземные палеоврезы

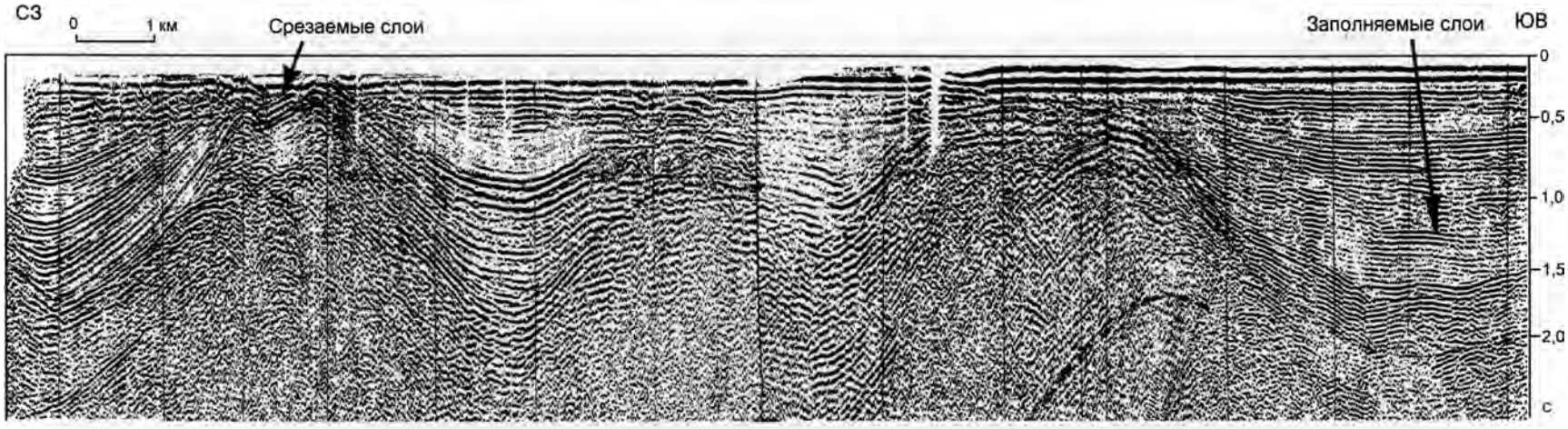


Рис.1.9.2. Фрагмент временного разреза северо-восточного шельфа Черного моря, иллюстрирующий первичный шельф с участками дифференцированного прогибания с заполняемыми слоями и дифференцированного подъема со срезаемыми слоями

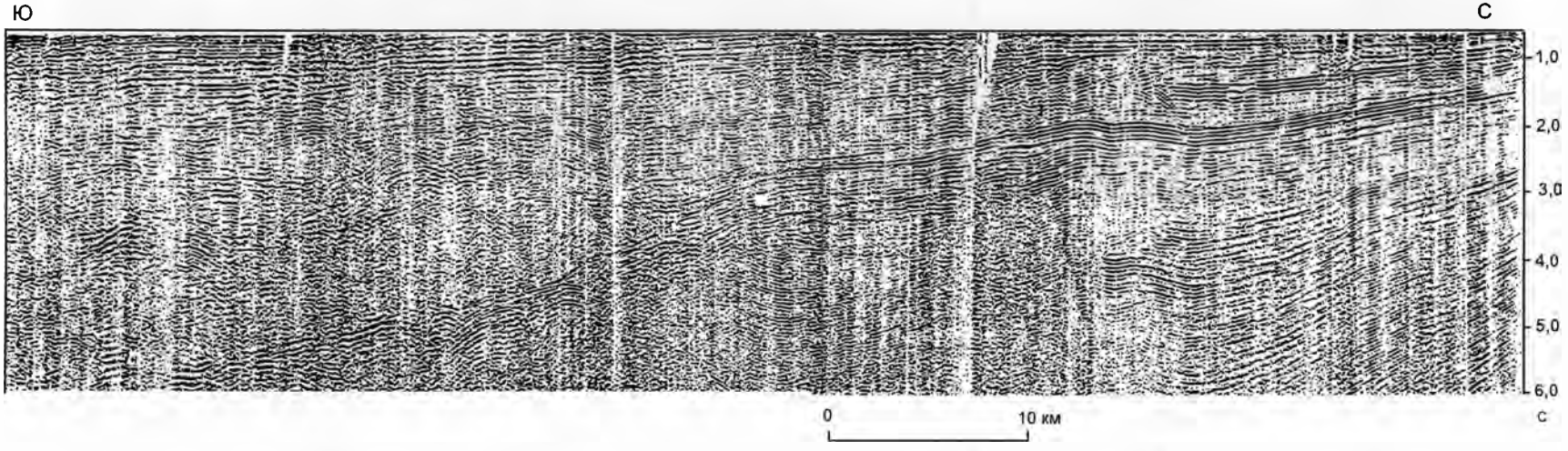


Рис.1.9.3. Фрагмент временного разреза северо-западного шельфа Черного моря, иллюстрирующий вторичный аккумулятивный шельф, созданный кайнозойскими отложениями, захоронившими докайнозойский континентальный склон и сопряженные участки глубоководной котловины

величина среза обычно постоянна и составляет десятки метров.

При дифференцированном тектоническом подъеме дна шельфа величина среза переменна и достигает сотен и тысяч метров. При последующем его погружении поверхность эрозионного среза захороняется более молодыми осадками, что приводит к образованию углового несогласия. Последние широко распространены в разрезах осадочных чехлов бассейнов. Только при орогенезе восходящие тектонические движения интенсивны и достигают большой величины; подводная эрозия может не успевать уничтожать поднимающиеся участки дна акватории.

Шельф осушается и превращается в низменную сушу, а затем и в горную страну. При относительно быстром подъеме уровня моря трансгрессия приводит к выработке нового профиля дна шельфа, а, следовательно, и к частичному срезанию ранее накопившихся отложений [Есин и др., 1986]. Обычно срез трансгрессией не выходит за пределы первых десятков метров. Он сосредоточивается преимущественно на площади, сопряженной с бровкой шельфа.

Аккумуляция и подводная эрозия приводят к выработке ровной поверхности дна шельфа. Только очень молодые шельфы, где указанные процессы не успели сгладить неровности наземного рельефа, сохраняют значительную расчлененность. Например, шельф Баренцевого моря, возникший в конце четвертичного времени, имеет сложный ледниковый рельеф. Внешние части шельфов часто прорезаются подводными каньонами, идущими со стороны склонов.

Существует несколько объективных сейсмостратиграфических критериев выделения в разрезе палеошельфов. Первым служит конседиментационное утонение, выклинивание и налегание слоев. Оно однозначно доказывает эпиконтинентальный класс бассейна, а следовательно шельфовую или континентальную палеогеографическую обстановку. Вторым критерием расшифровки обстановки шельфа является рисунок сейсмической записи. Для него характерны выдержанные на значительных расстояниях динамически выраженные сейсмические отражения. И, наконец, третьим диагностическим критерием палеошельфа являются плоскости структурных (угловых) несогласий и несогласий, связанных с трансгрессией. Только в условиях шельфа за счет волновых процессов образуются ровные поверхности несогласий. В условиях суши возникают поверхности структурных несогласий, имеющие неровный изрезанный характер. Ниже бровки шельфа поверхности структурных несогласий практически образовываться не могут из-за отсутствия волновой деятельности. Восходящие вертикальные и сжимающие горизонтальные движения в условиях глубоководья создают положительные формы подводного рельефа.

Склоны являются формами рельефа, разделяющими положительные и отрицательные его элементы. Глобальное значение имеют континентальные (островные) склоны. Они отделяют шельф от глубоководных котловин (батиальных, абиссальных равнин). Континентальные склоны представляют собой флексурно-разрывные зоны, возникшие за счет резких кратковременных опусканий. В этом случае они являются первичными тектоническими, ограничивающими первичный шельф.

Современные континентальные склоны Мирового океана имеют преимущественно очень молодой (часто верхнечетвертичный) возраст. Последнее объективно доказывается подобным наклоном слоев осадочного чехла и его поверхности [Шлезингер, 1981; Яншин и др., 1979, 1980]. Так, на континентальном склоне Южно-Каспийского глубоководного бассейна верхнеплейстоценовые слои и дно моря от шельфа в сторону глубоководной котловины испытывают региональное погружение (первые градусы), осложненное системой флексурных изгибов. Верхнехвалынские и голоценовые отложения резко несогласно перекрывают деформированные нижнехвалынские отложения и в дислокациях не принимают участия. Следовательно, образование современного Южно-Каспийского континентального склона произошло на рубеже раннего и позднехвалынского времени.

Палеосклоны являются погребенными формами палеорельефа, захороненными отложениями осадочного чехла. Они практически всегда однозначно устанавливаются сейсморазведкой отраженных волн, являясь наиболее надежным и объективным параметром сейсмостратиграфического анализа. Нередко палеосклоны ограничивают структурные элементы. Их следует отделять от бортовых зон структурных элементов, выраженных в слоях осадочного чехла. Последние находились практически на близком гипсометрическом уровне дна бассейна осадконакопления, а следовательно не создают рельефа.

Палеосклоны формируются различными геологическими процессами и представляют собой разнородные генетические формы палеорельефа. Первый класс составляют первичные палеосклоны, возникшие на плоском дне палеобассейна.

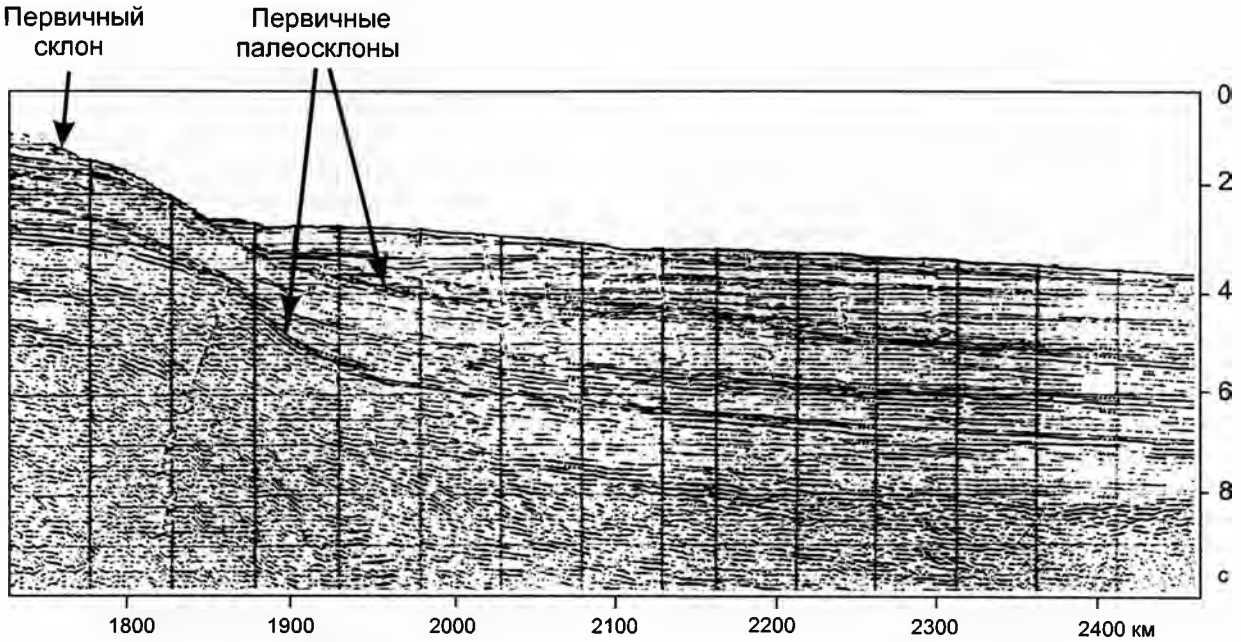


Рис.1.9.4. Фрагмент временного разреза западной континентальной окраины Северной Атлантики, иллюстрирующий первичные континентальные палеосклоны

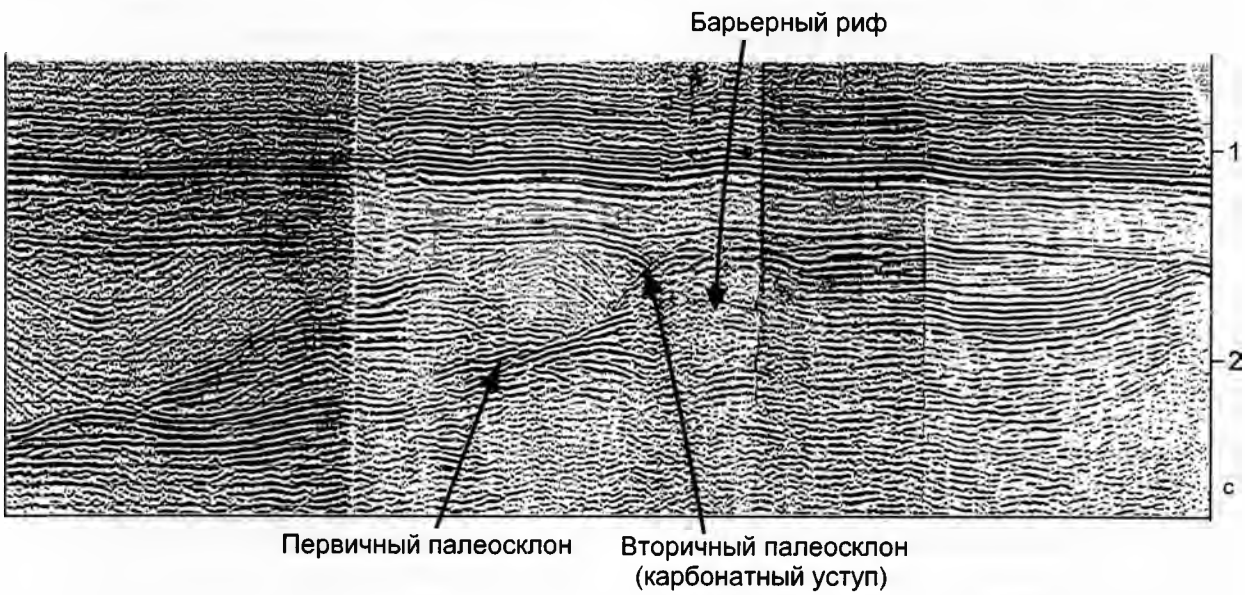


Рис.1.9.5. Фрагмент временного разреза юго-восточной периферии Прикаспийской впадины, иллюстрирующий карбонатный уступ

Среди них наибольшее значение имеют глобально распространенные палеосклоны, ограничивающие глубоководные бассейны океанических котловин, внутренних и краевых морей высотой до многих сотен метров и километров. Они являются погребенными флексурно-разрывными зонами, образующимися за счет интенсивных кратковременных опусканий (рис. 1.9.4). Скорость последних была несоизмеримо выше скорости осадконакопления, вследствие чего формируются топодепрессии тектонического палеорельефа. На территориях, сопряженных с фанерозойскими подвижными поясами, континентальные палеосклоны отличаются большой крутизной (до многих десятков градусов) с обилием разрывных нарушений. Напротив, на территориях, сопряженных с платформами, палеосклоны отличаются существенно меньшими углами наклона, обычно не выходящими за пределы нескольких градусов.

В межгорных и предгорных депрессиях фанерозойских подвижных поясов распространены первичные палеосклоны, образованные за счет интенсивных кратковременных поднятий. Тектонические движения, создающие палеосклоны флексурно-разрывных зон, практически оторваны от седиментации вследствие кратковременности своего проявления. Образованные ими формы рельефа становятся ареной осадконакопления и последующего захоронения. В пределах осадочного бассейна могут иметь место несколько импульсов кратковременных опусканий, создающих возрастные генерации палеосклонов, латерально разобщенных друг от друга. Однако они могут быть сближенными, практически образуя единый разновозрастный палеосклон.

В пределах эпиконтинентальных бассейнов известны палеосклоны, связанные с некомпенсированным прогибанием. Их высота измеряется десятками, реже, первыми сотнями метров. Они возникают при карбонатном осадконакплении и терригенном осадконакоплении при образовании проградационных тел. Крутизна палеосклонов некомпенсированного прогибания не выходит за пределы первых градусов, часто измеряясь его долями при высоте до первых сотен метров.

Эрозионные палеосклоны образованы процессами наземной и подводной эрозии. В плане они имеют извилистые очертания при высоте до многих сотен метров и крутизне до десятков градусов.

Первичные палеосклоны в области привноса терригенного обломочного материала и крутизне менее 5° захоронены отложениями склоновых шлейфов и проградационными телами, образующими вторичные аккумулятивные склоны. Крутизна склоновых шлейфов снизу вверх выполаживается. Отложения склоновых шлейфов на площади палеокотловины сменяются образованиями турбидных течений. Последние в области отсутствия привноса терригенно-обломочного материала захороняют первичные палеосклоны прислоняющимися слоями. Проградационные тела на площади палеокотловин замещаются маломощными пелагическими образованиями. Аккумулятивные палеосклоны внешне схожи с ограничениями структурных элементов, выраженными в слоях осадочного чехла. Однако последние во всех сечениях представлены трансгрессивно или регрессивно конседиментационно-налегающими слоями и никогда не сменяются прислоняющимися отложениями турбидных течений, в чем и заключается их принципиальное отличие и объективная диагностика.

Первичные палеосклоны при карбонатном осадконакоплении вертикально наращиваются седиментационными уступами (рис. 1.9.5). Они образуются за счет замещения мелководных карбонатов за бровкой шельфа глинисто-карбонатными, относительно глубоководными фациями существенно меньших толщин. Бровка шельфа является благоприятным участком для создания барьерных рифов. Последние существенно увеличивают высоту (до 2–3 км) и крутизну (до 50–60°) карбонатных уступов. Карбонатные уступы практически всегда круче подстилающих первичных палеосклонов. Колебания уровня моря играют существенную роль в латеральной миграции карбонатных уступов. При его подъеме они могут отступать к периферии бассейна (трансгрессивные карбонатные уступы), при понижении – могут отступать внутрь бассейна (регрессивные карбонатные уступы). Системы наложенных подводных конусов выноса формируют терригенные седиментационные уступы (рис. 1.9.6).

При крутизне более 5° первичные и вторичные седиментационные палеосклоны осложнены плоскостным эрозионным срезом (рис. 1.9.7). За их пределами, т. е. выше бровки и ниже подножия, эрозионное несогласие не фиксируется. В пределах аккумулятивных склонов эрозионное несогласие отсутствует. Склоновое несогласие вырабатывается за счет площадной и линейной эрозии осадками подводных потоков. Его величина измеряется по вертикали многими сотнями метров, а по латерали – десятками километров. В первую очередь уничтожаются относительно

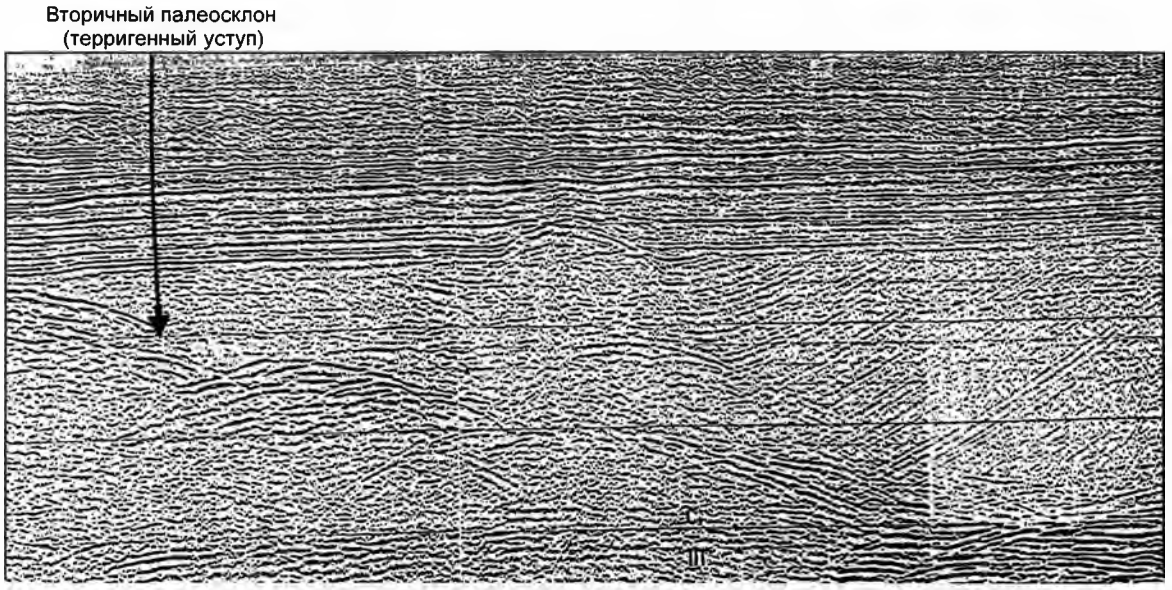


Рис.1.9.6. Фрагмент временного разреза юго-западной периферии Прикаспийской впадины, иллюстрирующий терригенный уступ

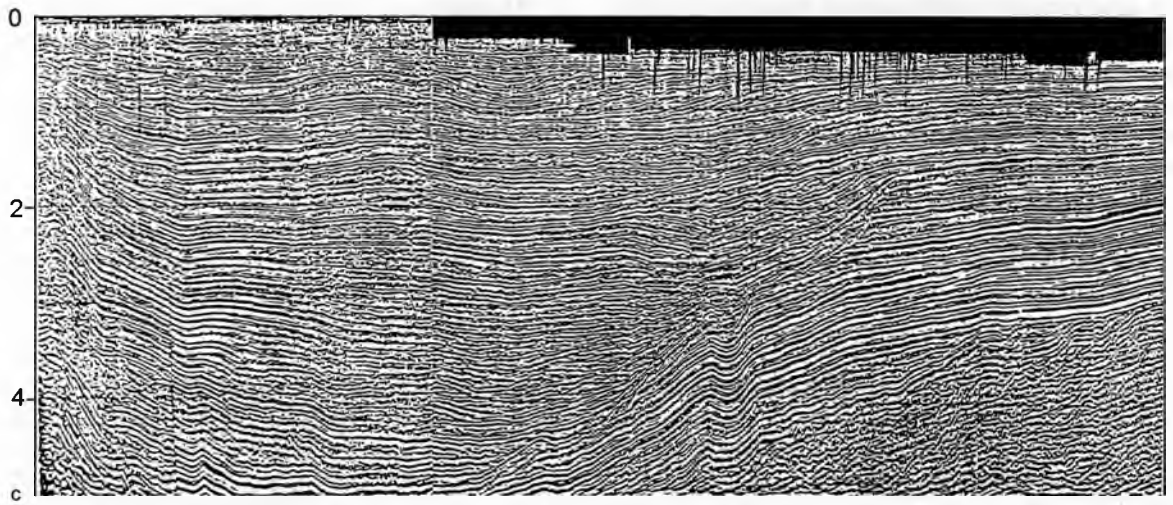


Рис.1.9.7. Фрагмент временного разреза Западно-Кубанского краевого прогиба, иллюстрирующий склоновый эрозионный срез (правая часть разреза)

Рис.1.9.8. Фрагмент временного разреза восточной окраины Южного Каспия, иллюстрирующий тела латеральной седиментации (клиноформы), образующие вторичные аккумулятивные палеосклоны и современный вторичный аккумулятивный склон

более мягкие породы (глины, пески), а затем более жесткие (известняки, песчаники). Плоскостной срез континентальных склонов обусловлен стекающими равномерно по его поверхности осадками. В зоне действия турбидных потоков возникают линейные врезы, образующие подводные каньоны. Плоскостные подводные срезы и линейные врезы взаимно связаны и являются типичными морфологическими формами континентальных склонов. На континентальных палеосклонах подводные каньоны имеют максимальную глубину вреза. Базисом их эрозии служат днища глубоководных котловин.

Палеосклоны являются наиболее важным элементом палеогеоморфологии, позволяющим разграничивать эпиконтинентальные и глубоководные бассейны. Существуют несколько объективных сейсмостратиграфических критериев для их однозначного выделения. Первым являются прислоняющиеся слои. Они возникают в зоне отсутствия привноса терригенного обломочного материала или его относительной крутизны (свыше 5°). Слои захороняют склоны, прислоняясь к его поверхности. При привносе терригенного обломочного материала и относительно небольшой крутизне склона (менее 5°), слои увеличиваются в мощности к их подножию, образуя склоновый шлейф. Следовательно, последние являются диагностическим признаком палеосклонов. При карбонатном осадконакоплении за бровкой шельфа создаются карбонатные уступы. Они являются объективными маркерами первичных тектонических склонов.

Континентальные склоны и сопряженные участки днища котловин представляют собой участки проявления лавинной седиментации. На них образуются тела латеральной седиментации (рис. 1.9.8). Следовательно, их можно использовать для выделения и трассирования палеосклонов. При относительно большой крутизне (свыше 5°) континентальные склоны подвергаются плоскостной склоновой эрозии. Образуются поверхности угловых несогласий.

В отличие от структурных несогласий эпиконтинентальных бассейнов, строго вписывающихся в тектонический план, плоскостные склоновые срезы этому плану не подчиняются. Они прослеживаются на относительно ограниченных участках, затухая по восстанию и падению слоев и образуют в плане вытянутые извилистые полосы.

И, наконец, для континентальных склонов характерны гравелиты, оползневые тела и линейные каньоны. Они также должны быть использованы для распознавания континентальных палеосклонов.

Палеосклоны – это формы палеорельефа Земли, образованные за счет разных геологических процессов. Поверхности первичных и вторичных седиментационных палеосклонов являются несогласиями, к которым приурочены опорные отражающие шероховатые границы с многочисленными дифракционными осложнениями. Они не регистрируются вне палеосклонов. Возраст палеосклонов определяется диапазоном самых молодых составляющих его слоев и самых древних перекрывающих слоев. Первичные палеосклоны возникают до накопления перекрывающих слоев. Поэтому тектонические движения не могут изменить его форму без изменения наклона последних.

Палеосклоны являются наиболее объективным критерием оценки палеорельефа. Если последний занят водными бассейнами, они позволяют определить минимальные палеоглубины, поскольку их палеодно может продолжать испытывать уклон ниже палеоподножия. Восстановление этого уклона вызывает значительно большие трудности и более субъективно, чем реконструкция палеосклонов. При оценке палеоглубин по первичным тектоническим палеосклонам требуется их разделение на возрастные генерации, что достигается восстановлением их положения в плане путем картирования в пределах всего бассейна. Тогда намечаются участки латерально сближенных разновозрастных палеосклонов, которые следует исключить из объектов восстановления палеобатиметрии бассейна.

Глубоководные палеокотловины парагенетически связаны с континентальными палеосклонами. Последние являются главным и надежным критерием их выделения. Кроме того, им свойственны выдержанные на значительных расстояниях динамически выраженные отражения, часто образующие маркирующие сейсмические горизонты. Хорошо стратифицированная сейсмическая запись часто чередуется в разрезе с прозрачной. Глубоководным палеокотловинам, особенно базальным частям разреза, свойственно прислонение слоев к неровностям.

1.10. Перерывы и несогласия осадочного чехла

Перерывы и несогласия осадочного чехла связаны с различными геологическими процессами и локализуются в пространстве. Намечается

несколько генетических классов перерывов и несогласий.

Седиментационные перерывы возникают за счет проявления разных процессов, препятствующих отложению осадков. Перерывы осадконакопления широко распространены в осадочных чехлах океанов. Их длительность местами достигает нескольких десятков миллионов лет. Чаще всего они происходят без размыва ранее накопившихся осадков. Главным, создающим их фактором являются придонные течения, многие из которых имеют глобальный характер и длительность проявления. Они зависят от эвстатических колебаний уровня Мирового океана.

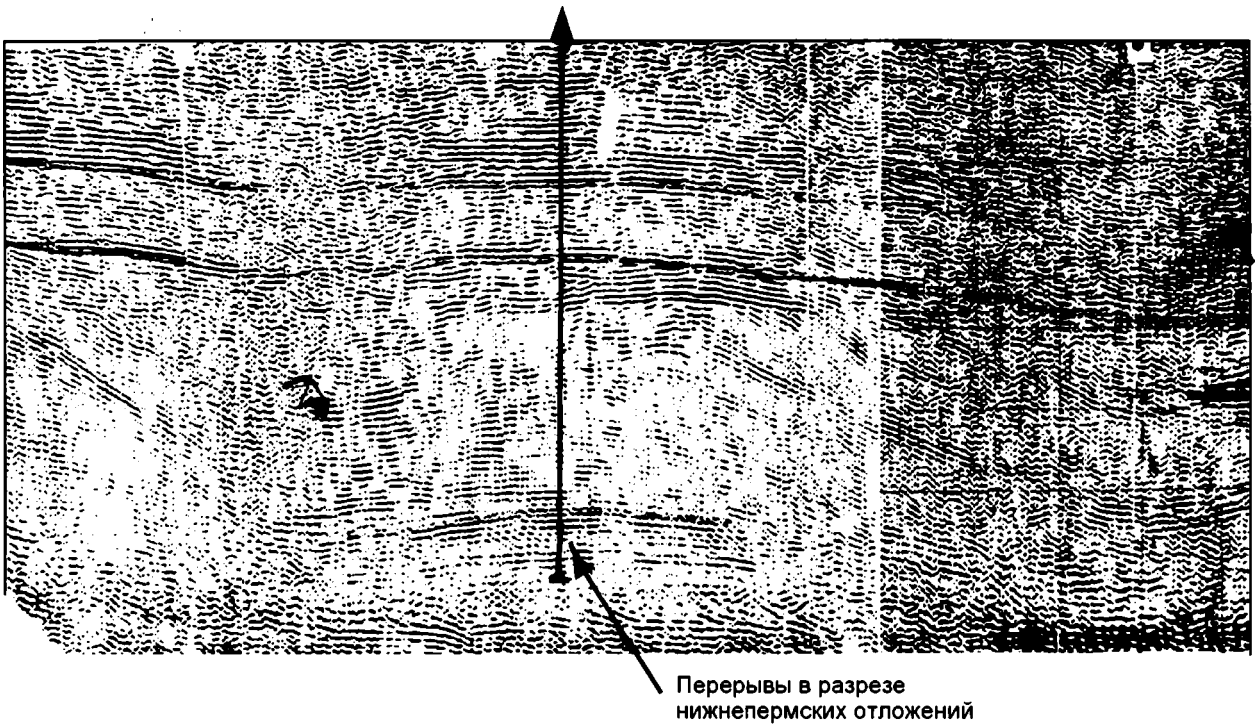
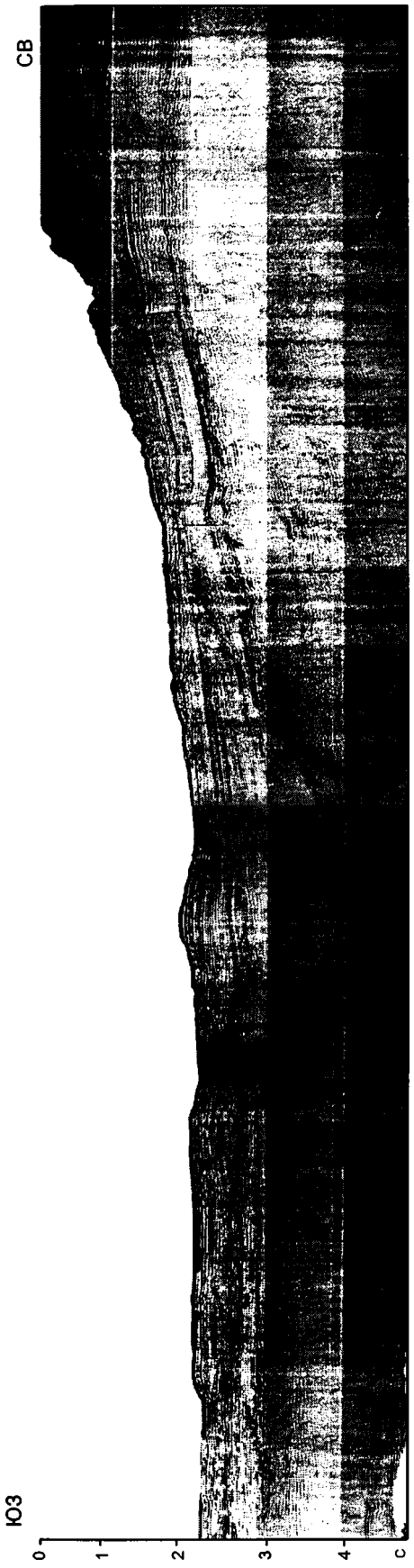


Рис.1.10.1. Фрагмент временного разреза северной периферии Прикаспийской впадины, иллюстрирующий перерывы в разрезе нижнепермских отложений, связанные с колебаниями уровня моря и не приводящие к размыву и несогласиям

На шельфе при отсутствии конседиментационного прогибания и относительных изменений уровня моря осадконакопления не происходит. Терригенные осадки транзитом переносятся за его бровку или в зоны, испытывающие прогибание. Обширные области шельфа на протяжении многих десятков миллионов лет находятся в пассивном состоянии, и в их пределах не происходит осадконакопления и размыва ранее накопившихся отложений. На карбонатном шельфе за счет относительного подъема уровня моря возникают многочисленные местные перерывы осадконакопления. Мелководные биогенные карбонаты при этом сменяются по разрезу маломощными депрессионными глинисто-карбонатными отложениями, или осадки практически перестают откладываться (рис. 1.10.1). Седиментационные перерывы улавливаются по биостратиграфическим материалам. Сейсмостратиграфия позволяет устанавливать присутствие или отсутствие размыва. В первом случае фиксируются шероховатые (некогерентные) отражения, во втором они являются гладкими (когерентными) зеркальными.

Экзогенные несогласия возникают за счет различных процессов как в подводных, так и в наземных условиях. Первые из них особенно широко распространены на крутых участках континентальных склонов (рис. 1.10.2). Они подвергаются подводной эрозии, вызванной воздействием движущегося обломочного материала и вовлечением в движение масс горных пород, потерявших связанность. Существенную роль может играть размокание пород в поверхностном



слое (при соприкосновении с водой) и их переход в нелитифицированное состояние. Указанные процессы приводили к плоскостной эрозии континентальных (островных) склонов. При последующем их захоронении осадками в осадочном чехле фиксируются поверхности угловых несогласий, затухающие за бровкой шельфа и за подножием склона. Плоскостные эрозионные срезы континентальных (островных) склонов и палеосклонов играют существенную роль в строении бортовых зон глубоководных бассейнов [Есин и др., 1987].

Часто бровку шельфа составляют барьерные рифы. Их внешний край также подрезается плоскостной склоновой эрозией или абразией при падении уровня моря. Плоскостные склоновые срезы определяются по их приуроченности к палеосклонам, срезанию поверхностью несогласия подстилающих слоев и прислонению к ней перекрывающих слоев. Они картируются в виде линейных полос, имеющих размеры до первых десятков километров в поперечнике и значительную протяженность (многие десятки и сотни километров). Континентальные (островные) склоны обычно осложнены многочисленной системой подводных каньонов. Они часто прорезают и смежные участки шельфа (рис. 1.10.3), приближаясь иногда к побережью. Их глубина обычно измеряется сотнями метров.

Подводная эрозионная сеть создается деятельностью мутьевых потоков, приводящей к образованию линейных врезов. Во внутренних частях океанов эрозионные врезы образовывают течения. В основном эти врезы осложняют подводные возвышенности, но иногда встречаются на днищах котловин. Впоследствии подводные каньоны могут захороняться осадками; так, в осадочном чехле образуются несогласия типа врезов.

Экзогенные несогласия создаются и в континентальных условиях за счет различных внешних агентов. Наибольшее значение имеет водная эрозия, в результате которой образуются линейные формы отрицательного рельефа. Ледниковые процессы, карст, ветровая деятельность и другие экзогенные процессы также создают отрицательный рельеф, приводя к уничтожению ранее сформированных слоев осадочного чехла, а впоследствии захороняются осадками. В осадочном чехле запечатляются погребенные врезы, представляющие собой экзогенные несогласия.

Рис.1.10.2. Фрагмент временного разреза юго-восточной (Гудаутской) периферии Черного моря, иллюстрирующий плоскостной склоновый срез (центральная часть разреза)

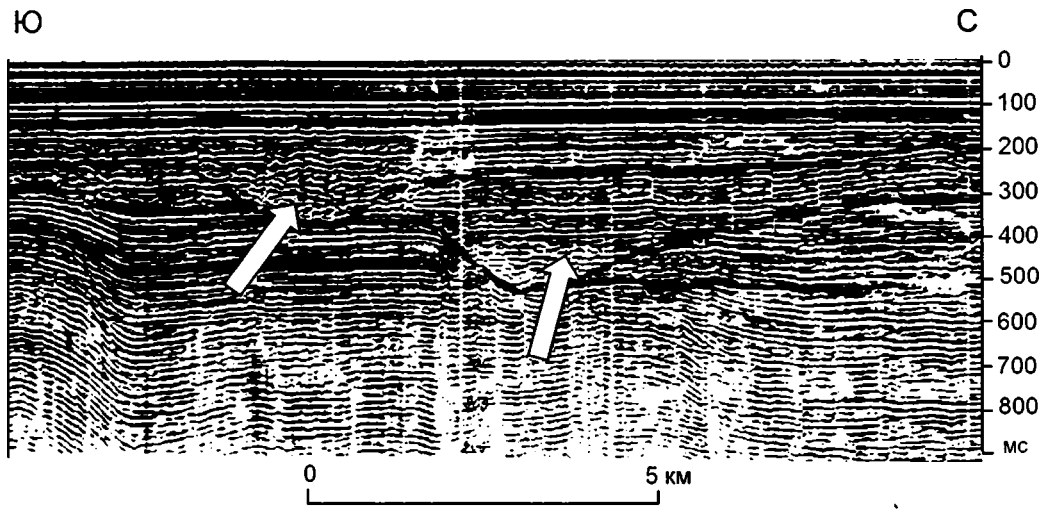


Рис.1.10.3. Фрагмент временного разреза северо-западного шельфа Черного моря, иллюстрирующий подводные каньоны, прорезающие дно шельфа

Экзогенные несогласия как подводного, так и наземного происхождения, имеют локальное распространение. В плане они отличаются линейными извилистыми или изометричными очертаниями. Экзогенные несогласия выражены преимущественно врезами, в пределах которых подстилающие слои осадочного чехла срезаются поверхностью несогласия и к ней прислоняются выполняющие слои.

Наибольшее распространение имеют перерывы и несогласия, обусловленные тектоническими процессами. Самым крупным по величине и практически повсеместным тектоническим несогласием является раздел: осадочный чехол и фундамент. Он связан со сменой различных видов эндогенных процессов и, прежде всего, тектонических движений. К разделу осадочный чехол и фундамент практически всегда приурочен перерыв в осадконакоплении. Восходящие вертикальные и сжимающие горизонтальные тектонические движения в условиях шельфа создают ровные поверхности эрозионных срезов. Поднимающееся дно бассейна абрадируется волновой деятельностью, приводящей к уничтожению слоев осадочного чехла. Дифференцированный характер восходящих тектонических движений уничтожает разные толщины осадочного чехла. В зонах наибольшего подъема, связанных с положительными тектоническими структурами, они максимальны, а в зонах наименьшего подъема, связанных с отрицательными тектоническими структурами, они минимальны.

При последующем перекрытии дифференцированных эрозионных срезов осадками образуются угловые (структурные) несогласия. В них более круто залегающие слои срезаются подошвой пологолежащих покрывающих образований, базальные слои которых залегают параллельно плоскости эрозионного среза. В случае последующих постседиментационных тектонических движений они приобретают деформированность.

Эрозионные срезы и связанные с ними поверхности угловых несогласий могут иметь как локальное (рис. 1.10.4), так и региональное (рис. 1.10.5) распространение. В первом случае они обязаны росту локальных поднятий, а в сопряженных отрицательных структурах сходят на нет. При региональном распространении тектоническими движениями захватываются крупные блоки земной коры, и угловые несогласия прослеживаются на многие сотни и тысячи километров.

В условиях суши восходящие вертикальные и сжимающие горизонтальные тектонические движения не приводят к выработке ровной поверхности эрозионного среза. Она имеет неровный изрезанный характер, поскольку, в отличие от волновых процессов шельфа, наземная денудация особенно при относительно кратковременном проявлении, как правило, не создает ровные поверхности (рис. 1.10.6).

Дифференциация по латерали нисходящих вертикальных тектонических движений часто расширяет площади конседиментационного прогибания. Более молодые слои осадочного чехла увеличивают размеры бассейна. Они последовательно налегают на поверхность подстилающего субстрата дна бассейна. Создается несогласие трансгрессивного конседиментационного налегания. В бассейнах топодепрессий широкое

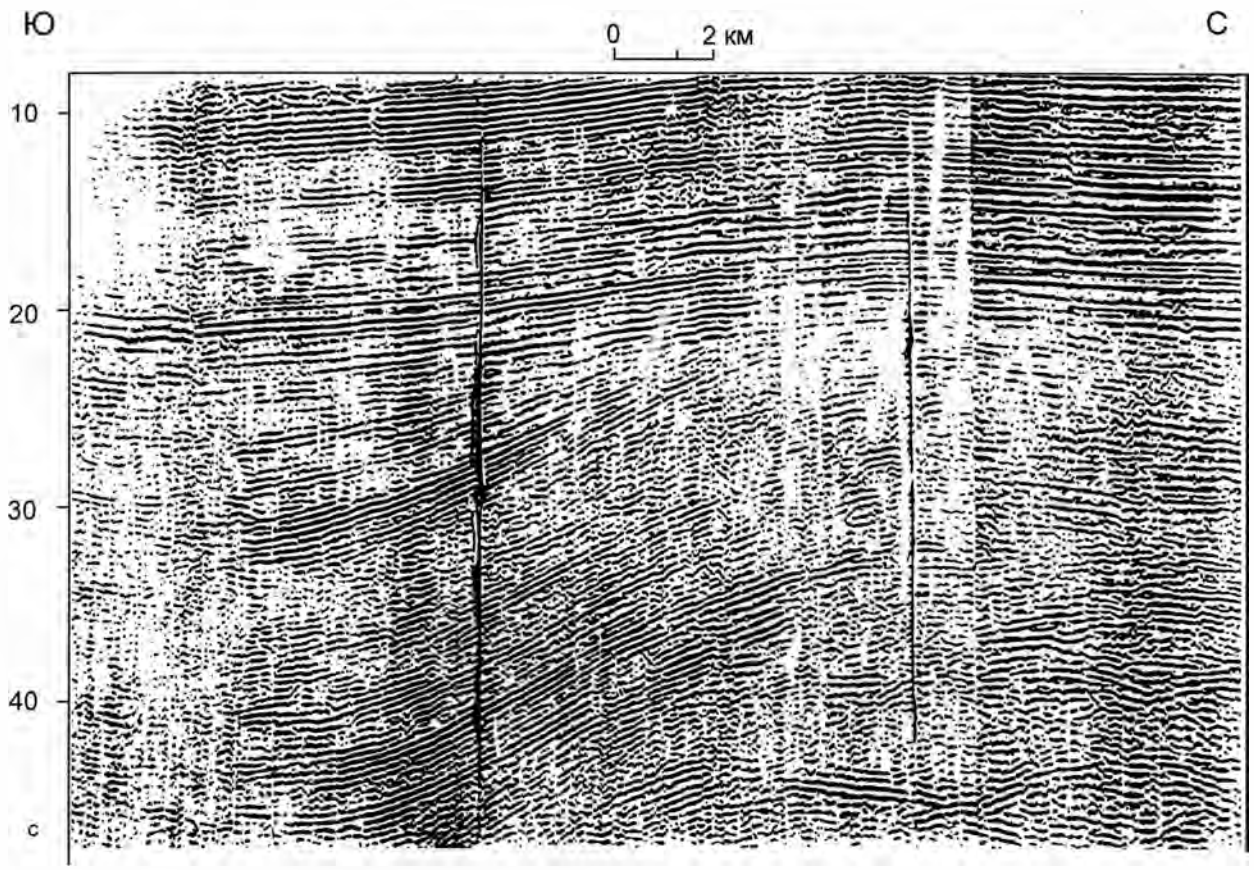


Рис.1.10.4. Фрагмент временного разреза Северного Устюрта, иллюстрирующий локальное угловое несогласие

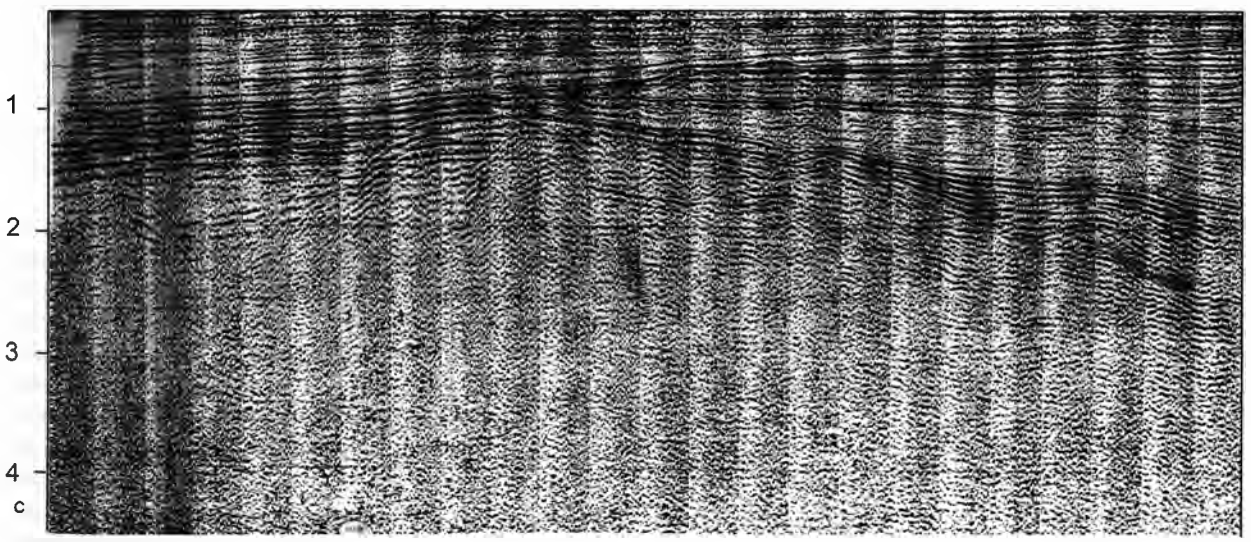


Рис.1.10.5. Фрагмент временного разреза северо-западного шельфа Черного моря, иллюстрирующий региональное предплиоценовое несогласие

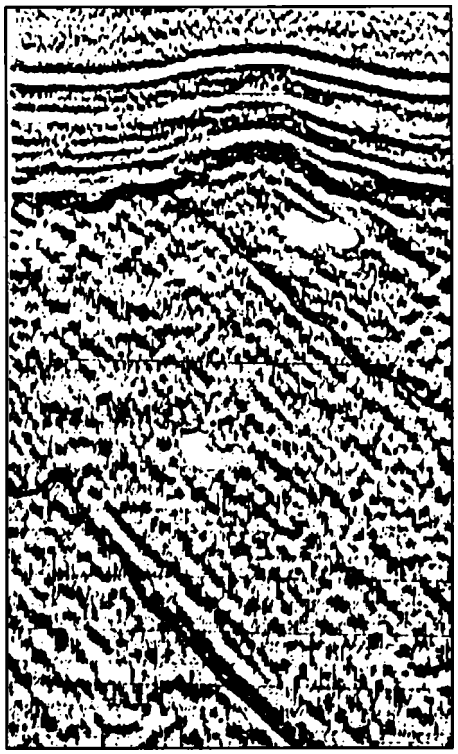


Рис.1.10.6. Фрагмент временного разреза Баренцева моря, иллюстрирующий неровную изрезанную поверхность углового несогласия

распространение получает угловое несогласие прислонения. Оно создается резкими кратковременными вертикальными или горизонтальными тектоническими движениями, образующими эндогенный рельеф дна бассейна. Перекрытие его слоями осадочного чехла приводит к возникновению на их контакте с поверхностью подстилающего субстрата несогласия прислонения. Максимальные его величины фиксируются в зонах бортовых ограничений бассейнов топодепрессий.

Растяжение консолидированной земной коры в осадочном чехле реализуется листрическими сбросами и веерообразными слоями. При затухании растяжения образованные структурные формы несогласно перекрываются слоями осадочного чехла. Е.В.Артюшков и М.А.Беэр [1983] предлагают называть данную форму угловым несогласием растяжения.

Относительные колебания уровня моря приводят к перерывам и несогласиям в осадочном чехле. Относительные подъемы (трансгрессии) на шельфе вырабатывают новый уклон [Есин и др., 1986]. Он приводит к срезанию слоев осадочного чехла. При последующем его захоронении образуется поверхность углового несогласия. В отличие от углового (структурного) несогласия, созданного вертикальными восходящими или сжимающими горизонтальными тектоническими движениями, угловое несогласие, обусловленное трансгрессией, не вписывается в структурный план региона. Оно, как правило, параллельно бровке склона и береговой линии и слабо дифференцировано по площади. Подъем дна неструктурными тектоническими движениями [Гладенков, Шлезингер, 1993] и эвстатические понижения уровня Мирового океана приводят к срезанию слоев в пределах шельфа волновыми процессами. В отличие от тектонических поверхностей срезов они равномерно захватывают дно бассейна, обычно не выходят за пределы первых десятков метров и не создают угловых несогласий (параллельное несогласие).

Относительные колебания уровня моря образуют несогласия подошвенного (прибрежного) налегания. При его подъеме возникает несогласие трансгрессивного подошвенного налегания, а при понижении – регрессивного подошвенного налегания. Первое охватывает значительный диапазон сейсмических отражений и перекрывает на большом расстоянии поверхность несогласия размыва. Несогласие регрессивного прибрежного налегания обычно выражено одним-двумя сейсмическими отражениями и фиксируется на ограниченном расстоянии. Это связано со значительно большей длительностью относительного подъема уровня моря по сравнению с относительным его понижением.

За счет вулканических процессов как в пределах суши, так и в пределах акваторий, образуется сложный положительный рельеф. Последующее его захоронение фиксируется четким несогласием. Вулканические процессы создают и отрицательные структуры – кольдеры. Последующее их захоронение осадками приводит к образованию несогласия на контакте с вулканитами.

При латеральной седиментации, когда вертикальная составляющая ничтожно мала и ею можно пренебречь, образуются быстро выклинивающиеся по падению и восстанию геологические тела. С подстилающими и покрывающими слоями вертикальной седиментации они сопряжены соответственно по несогласию типа подошвенного и кровельного прилегания. В изолированных частях разреза осадочного чехла за счет седиментации вырисовываются разнонаклоненные слои. Создается четко выраженное угловое несогласие, которое следует выделять под названием седиментационного. В зонах подошвенного и кровельного прилегания седиментационного несогласия слои резко утоняются и

могут выходить за разрешающиеся возможности сейсморазведки или выклиниваться. В последнем случае седиментационное несогласие будет сопровождаться перерывом в осадконакоплении.

Постседиментационные несогласия связаны с различными геологическими процессами. В осадочном чехле имеют широкое распространение поверхности дисгармонии, выраженные деформированными слоями, перекрывающими более пологие подстилающие отложения. Они образуются при горизонтальном сжатии и срыве верхней части разреза по пластичной или жесткой поверхности подстилающих образований. Поверхность дисгармонического несогласия создается у подошвы диапировых структур. Плоскости пологих разрывных нарушений в осадочном чехле выражаются постседиментационными несогласиями. Пластовые интрузии часто отклоняются от залегания вмещающих слоев, что приводит к образованию постседиментационных несогласий. Подошва залежи углеводородов часто создает постседиментационное несогласие.

С сейсмостратиграфических позиций рассмотренные генетические типы перерывов и несогласий можно охарактеризовать определенным набором параметров. Перерывы седиментации без уничтожения отложений фиксируются преимущественно биостратиграфическими методами исследования разрезов осадочного чехла. В волновом поле они обычно приводят к усилению динамической выраженности гладких сейсмических отражений. Уничтожение сформированных отложений приводит к образованию несогласий размывов. Они фиксируются появлением шероховатых сейсмических границ.

Несогласия разделяются на палеоврезы и палеосрезы. Первые имеют вогнутую поверхность и созданы наземной или подводной линейной эрозией. Палеоврезы обычно имеют вытянутые извилистые очертания. Они протягиваются на многие десятки и сотни километров при поперечнике, чаще всего не превышающем первые десятки километров. Палеосрезы имеют ровную поверхность. Многие палеосрезы являются угловыми несогласиями. Региональные угловые несогласия охватывают пространства до десятков и сотен тысяч квадратных километров. Локальные угловые несогласия, связанные с одиночными положительными структурами, измеряются десятками и сотнями квадратных километров и не выходят за пределы этих структур. Параллельное несогласие палеосреза по величине существенно ниже (до порядка и более) по сравнению с угловым несогласием.

Несогласие конседиментационного налегания обусловлено изменением ареала прогибания. При его расширении создается несогласие трансгрессивного конседиментационного налегания, а при его сужении – несогласие регрессивного конседиментационного налегания. Они могут быть региональными, захватывая преимущественно обширные пространства периферии осадочных бассейнов, и локальными, приурочиваясь к крыльям осложняющих структур. Особенно характерно несогласие трансгрессивного конседиментационного налегания для базальных слоев осадочного чехла. Несогласие прислонения выражено отложениями турбидных течений или отложениями шлейфа склонов. Несогласие растяжения (постриftовое) фиксируется листрическими сбросами и веерообразными слоями. Седиментационное несогласие выделяется по подошвенному и кровельному прилеганиям. Оно характеризуется отсутствием размыва. Постседиментационные несогласия намечаются по отсутствию перерывов и седиментационных несогласий.

1.11. Относительные колебания уровня моря

Зарубежные исследователи уделяют большое внимание определениям относительных колебаний уровня моря, что красной нитью проходит практически через всю монографию "Сейсмическая стратиграфия" [1982; Seismic Stratigraphy..., 1977].

На первый взгляд кажется странным такой пристальный интерес казалось бы к чисто теоретическим вопросам, далеко отстоящим от практических прагматических задач сейсмостратиграфии. Однако при внимательном его изучении становится понятным, почему зарубежные специалисты так скрупулезно изучают относительные колебания уровня моря.

По построенным кривым относительных колебаний уровня моря они считают возможным стратифицировать разрез осадочного чехла не изученных или плохо изученных бурением бассейнов, а низкие палеоуровни являются поисковым признаком обнаружения неантиклинальных ловушек углеводородов. Колебание уровня моря происходит как на относительно изолированных площадях, так и в глобальном масштабе. В первом случае оно обусловлено изменением гипсометрии дна бассейна за счет тектонических движений или привноса терригенного обломочного материала.

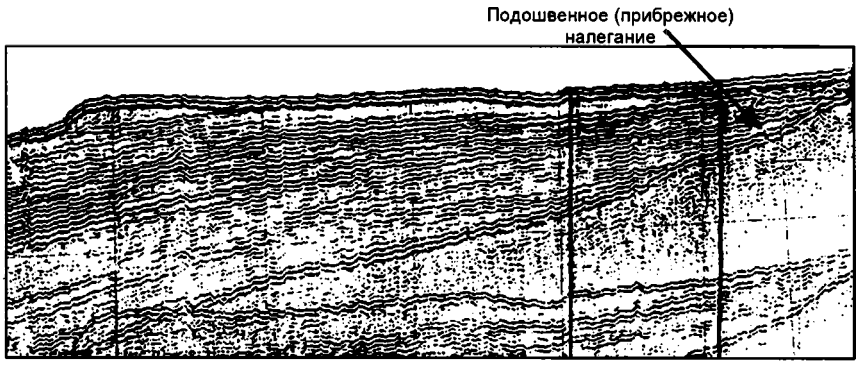


Рис.1.11. Фрагмент временного разреза Приморского шельфа Японского моря, иллюстрирующий подошвенное (прибрежное) налегание

Глобальные эвстатические колебания обусловлены подъемом и понижением кровли водного слоя и связаны с изменением объема воды или емкостей в системе Мирового океана. Сейсмостратиграфия пока не может их разделять, и поэтому в дальнейшем речь будет идти только об относительных колебаниях уровней, независимо от того, какими процессами они вызваны.

Реконструкция высотных положений палеоуровней моря можно проводить только по палеошельфам, особенно в зонах их сопряжения с палеосушей. В пределах шельфа сохраняется равновесие между аккумуляцией и подводной эрозией, которое нарушается за счет тектонических движений, эвстатических колебаний уровня моря и привноса терригенного обломочного материала. При погружении его дна или повышении уровня моря активизируются процессы осадконакпления. При подъеме дна шельфа или понижении уровня моря за счет волновых процессов происходит подводная эрозия. Обильный привнос терригенно-обломочного материала может привести к нарушению равновесий, аккумуляции, относительному понижению уровня моря и смещению береговой линии в сторону моря.

Наиболее точным и объективным критерием определения относительных колебаний уровня моря является подошвенное или прибрежное налегание (рис. 1.11). Именно по нему П.Р.Вейлом и др. [Сейсмическая стратиграфия..., 1982; Seismic Stratigraphy..., 1977] построены кривые изменения уровня моря. Подошвенное налегание устанавливается по прекращению прослеживания слоев осадочного чехла в сторону побережья. Они ограничиваются дном бассейна, на которое налегают. При относительном подъеме уровня моря происходит последовательное продвижение подошвенного налегания в сторону суши (трансгрессивное подошвенное налегание). При относительном опускании уровня моря прибрежное налегание отступает от суши в сторону внутренних районов бассейна (регрессивное подошвенное налегание). Трансгрессивное подошвенное налегание характеризуется, как правило, несколькими отражениями, тогда как регрессивное подошвенное налегание практически всегда фиксируется одной-двумя осями синфазности, что доказывает более плавные длительные относительные подъемы уровня моря, сменяемые резкими кратковременными его падениями. При подошвенном налегании слои осадочного чехла параллельны друг другу.

Наблюдаются последовательные латеральные переходы от прибрежно-морских фаций к фациям внутреннего и внешнего шельфа. Первые из них могут отсутствовать при относительно большой крутизне дна прибрежной зоны. Тогда шельфовые слои могут непосредственно испытывать подошвенное налегание, и для восстановления палеогипсометрии береговой линии надо вводить поправку, т. е. прибавлять несохранившуюся в разрезе высоту прибрежной зоны, что не выходит за пределы первых десятков метров. К поправкам следует отнести уменьшение толщины слоев за счет постседиментационного уплотнения пород, приводящего к их утонению. Подошвенное налегание – наиболее надежный сейсмостратиграфический критерий определения относительных колебаний уровня моря. Однако оно крайне редко сохраняется в разрезе, так как в большинстве случаев периферии бассейнов подвергаются процессам эрозии и уничтожению слоев осадочного чехла.

Прибрежное налегание следует отличать от конседиментационного налегания, обусловленного латеральной миграцией тектонического прогибания. В отличие от прибрежного налегания, при конседиментационном налегании слои осадочного чехла увеличиваются в мощностях в

сторону бассейна при минимальных изменениях фациального состава, т. е. при конседиментационном налегании толщина водного слоя не меняется, а погружение дна бассейна компенсируется осадками. Близкую геометрию к прибрежному налеганию имеют прислоняющиеся слои, захороняющие отрицательные формы рельефа. Прислоняющиеся слои обычно на порядок больше по мощности слоев прибрежного налегания. Для первых характерен относительно крутой палеосклон, тогда как для вторых – значительно более пологая поверхность палеошельфа.

Относительное повышение уровня моря приводит к трансгрессии и выработке нового профиля шельфа. Поверхностные слои осадочного чехла подвергаются срезанию и создается поверхность углового несогласия, протягивающаяся пареллельно береговой линии к бровке шельфа. Она не совпадает со структурным планом региона. Накапливающиеся при трансгрессии слои захороняют эрозионные срезы и приводят к появлению в разрезе несогласий, часто свидетельствующих об относительных колебаниях уровня моря. Их надо отделять от угловых (структурных) несогласий, образованных тектоническими движениями и не приводящими к относительному изменению уровня моря. Последние строго вписываются в структурный план региона, тогда как угловые несогласия, созданные трансгрессиями, с ним не совпадают.

В разрезе осадочного чехла широкое распространение имеют клиноформы. Они разделяются на трансгрессивные клиноформы (клинопокровы) и регрессивные клиноформы (клиноциклиты) [Гогоненков и др., 1984; Игошкин, Шлезингер, 1990 а, б]. Первые из них по восстанию переходят в одновозрастные шельфовые слои. Вторые практически не имеют возрастных аналогов на шельфе, так как он представлял собой область транзита осадков. Образование клинопокровов и их шельфовых аналогов связано с повышением уровня моря, за счет чего шельф превращается в область седиментации, а его палеобровки смещаются вверх по разрезу. Образование регрессивных клиноформ связано с понижением уровня моря, когда площадь шельфа или низменной палеосуши подходит к склону и являлась областью транзита осадков. Таким образом, трансгрессивные и регрессивные клиноформы и положение палеобровок шельфа в разрезе являются объективными индикаторами колебаний уровня моря и по ним можно производить их качественную оценку.

В разрезе морских и прибрежно-морских отложений встречаются наземные палеоврезы. Они возникают за счет падения уровня моря и превращения области шельфа в сушу, захватывающуюся эрозионными процессами. Наземные палеоврезы следует отделять от подводных палеоканьонов, возникающих за счет мутьевых и турбидитных потоков, так как последние не фиксируют колебания уровня моря. Можно предложить следующие критерии их разделения. Наземные палеоврезы вблизи палеоберега водного бассейна затухают и перестают выделяться в разрезе осадочного чехла. Подводные палеоканьоны имеют наибольшую глубину врезов на палеосклонах, затухая у подножия днища котловин. На шельфе в сторону берега их глубина уменьшается. Таким образом наземные палеоврезы являются качественными индикаторами падения уровня моря.

Переход морских фаций в континентальные фиксируется по изменению картины сейсмичес кой записи. Хорошо выдержанные сейсмические отражения сменяются менее регулярными, протяженными и часто искривленными осями синфазности. Во времени точки перехода смещаются по латерали. При подъеме уровня моря они сдвигаются к периферии, а при снижении – в сторону центральных частей бассейна. Плановое положение точек перехода морских фаций в континентальные позволяет построить график колебаний уровня моря, принимая за постоянные величины средние уклоны дна шельфа. Однако чаще этот критерий дает лишь качественные оценки, так как установление точек перехода морских фаций в континентальные весьма субъективно.

Смена фаций по вертикали, аккумулятивные и седиментационные тела типа баров, подводных дельт и рифов, дают материал для качественной оценки высотного положения и относительных изменений палеоуровней моря. При его подъеме фации приобретают более мористый облик. При падении уровня моря наблюдается их последовательный переход к прибрежно-морским и континентальным осадкам.

Приведенные критерии должны применяться при комплексном сейсмостратиграфическом анализе временных сейсмических разрезов.

Исследованиями П.Р.Вейла и др. [Сейсмическая стратиграфия..., 1982; Seismic Stratigraphy..., 1977] установлено, что цикличность геологического разреза не всегда совпадает с относительными подъемами и понижениями уровня моря и смещениями береговой линии (трансгрессии и

регрессии). Трансгрессивная и регрессивная последовательности разреза и миграции литофации зависят от количества поступающего в бассейн терригенно-обломочного материала, связанного с работой источников сноса. При относительном подъеме уровня моря (трансгрессии) и значительном поступлении терригенно-обломочного материала прибрежные фации смещаются в море и в разрезе фиксируется регрессивная последовательность. Наоборот, при относительном понижении уровня моря (регрессии) при снижении привноса материала тонкие морские фации могут смещаться в сторону суши и в разрезе будет фиксироваться трансгрессивная последовательность. Поэтому использовать цикличность геологического разреза для восстановления относительных колебаний уровня моря (трансгрессий и регрессий) в осадочных бассейнах неправомерно.

Анализ подошвенных налеганий показывает, что цикл относительного изменения уровня моря состоит из постепенного подъема (до 3–5 млн лет), относительно кратковременной стабилизации (до первых сотен тысяч лет) и быстрого (геологически мгновенного) понижения. Подъем фиксируется по продвижению подошвенного налегания в сторону суши. Стабилизация маркируется кровельным прилеганием. Понижение уровня моря определяется смещением подошвенного налегания в сторону моря. Плавные и длительные относительные подъемы и резкие кратковременные понижения, вероятно, связаны тектоническими движениями, приводящими к изменению емкости Мирового океана. Нисходящие вертикальные тектонические движения часто имеют импульсивный кратковременный характер [Шлезингер, 1990 б].

Рассмотренные сейсмостратиграфические параметры определяют лишь относительные колебания уровня моря. Для перехода к абсолютной эвстазии необходима статическая обработка по относительным колебаниям уровня моря данных по всему осадочному бассейну или его крупным частям. Такая работа проведена П.Р.Вейлом и др. [Сейсмическая стратиграфия..., 1982; Seismic Stratigraphy..., 1977]. Она позволила составить график эвстазии Земли.

Региональные тектонические движения, захватывающие открытый осадочный бассейн или его части (т.е. входящие в систему Мирового океана), приводят лишь к относительным колебаниям уровня моря, которые захватывают отдельные участки поверхности Земли. Они изменяют батиметрию дна бассейна и его береговую линию при постоянном положении поверхности водного слоя Мирового океана. Тектонические движения, изменяющие уровень моря, отличаются обычно незначительной амплитудой (первые метры – десятки метров), незначительной дифференцированностью, охватом сравнительно обширных территорий (многие сотни километров). Они не создают структурный план бассейна и резко на него наложены, однако предопределяют направление береговой линии.

Тектонические движения, приводящие к относительным колебаниям уровня моря, часто связываются с местной изостазией. Так, неокомские тектонические движения Западно-Сибирской плиты, вызвавшие относительные колебания уровня моря, обусловлены изостатической нагрузкой одновозрастных клиноформ [Игошкин, Шлезингер, 1990 а, б]. Высокоамплитудные вертикальные орогенические движения, приводящие к образованию горных сооружений и осушению обширных территорий, приводят к относительному понижению уровня моря и регрессии. Так, орогенические движения олигоцена – четвертичного времени привели к осушению обширных территорий Урало-Монгольского пояса палеозоид и отступлению береговых линий в сторону сопряженных территорий платформ. Раскрытие морских и океанических бассейнов (спрединг) и кратковременные опускания приводят к образованию новых водоемов и ограничивающих их береговых линий. Так, кайнозойские палеобереговые линии краевых морей Азиатской континентальной окраины обусловлены указанными процессами [Атлас..., 1992].

Относительные изменения уровня моря, связанные с изменениями гипсометрии его дна, могут совпадать с эвстатическими колебаниями поверхности водного слоя, усиливая результирующую составляющую. В таких случаях фиксируются максимальные перемещения береговых линий. Напротив, при их разнонаправленности суммарный эффект редуцируется и при большей величине первой составляющей могут возникнуть аномальные региональные отклонения глобальных закономерностей.

Значительно большую роль в пределах осадочных бассейнов играют тектонические движения, формирующие структурный план [Михайлов, Шлезингер, 1989; Гладенков, Шлезингер, 1993]. Нисходящие тектонические движения образуют осадочный чехол и приводят к дифференциации его мощностей. Вертикальные восходящие и горизонтальные сжимающие тектонические движения эродируют слои осадочного

чехла. Структурообразующие тектонические движения практически не изменяют толщину водного слоя и не приводят к миграциям береговых линий. В зонах наибольшего конседиментационного прогибания накапливались максимальные мощности отложений, а при его ослаблении они утончаются до полного выклинивания на сопряженных площадях.

Конседиментационные нисходящие тектонические движения являются главным фактором в создании структурного плана осадочного бассейна. Нулевые значения нисходящих конседиментационных вертикальных тектонических движений определяют границу осадконакопления, но не береговую линию. За ней могут располагаться обширные акватории дна шельфа, на которых седиментация не происходила. Поэтому конседиментационное выклинивание слоев не может использоваться для палеогеографических реконструкций. Исключение составляют крутые участки суши, сопряженные с шельфом. Там, несмотря на погружение, осадконакопления не происходило и терригенный обломочный материал сносился на акваторию шельфа. В данном случае конседиментационное выклинивание являлось одновременно и подошвенным (прибрежным) налеганием [Заболотников, 1989; Шлезингер, 1989 б].

Вертикальные восходящие и горизонтальные движения сжатия на акватории шельфа приводят к подводной эрозии поднимающегося участка дна. За счет подводной волновой эрозии дно шельфа остается на том же гипсометрическом уровне, а уничтожаются слагающие его породы. Создаются подводные эрозионные срезы. При последующем захоронении их осадками возникают поверхности угловых (структурных) несогласий. Тектонические элементы, созданные структурообразующими движениями, не совпадают с береговой линией. Они могут пересекать ее, причем более мощные слои осадочного чехла могут формироваться в пределах суши, а максимальной величины эрозионные срезы образовываются в пределах шельфа. Только при очень интенсивных вертикальных восходящих тектонических движениях (орогенез), измеряемых многими сотнями метров и первыми километрами за интервал времени, не превышающий сотен тысяч лет, подводная эрозия не справляется с поднимающимся дном, что приводит к относительному понижению уровня моря и изменению береговой линии. Конседиментационные нисходящие вертикальные движения являются определяющим фактором в формировании мощностей осадочного чехла эпиконтинентальных бассейнов. В то же время, изменение толщины водного слоя в основном влияет на фациальный состав отложений.

1.12. Сейсмостратиграфические типы ограничений слоев осадочного чехла

1.12.1. Конседиментационное налегание и склинивание

Разрастание и сокращение тектонического прогибания во времени приводит к конседиментационному налеганию базальных слоев осадочного чехла на поверхность подстилающего субстрата. Связанные с ними оси синфазности последовательно снизу вверх по разрезу расширяют (при разрастании) или сужают (при сокращении) ареал распространения от палеопрогибов и палеовпадин к палеоподнятиям, с образованием конседиментационного налегания, за счет дифференциации тектонического прогибания внутренние слои внутри осадочного чехла утоняются и выклиниваются. Связанные с ними оси синфазности от палеопрогибов и палеовпадин в сторону палеоподнятий испытывают схождение вплоть до полного конседиментационного склинивания. В зонах интенсивного прогибания за счет редуцирования скрытых перерывов седиментации количество осей синфазности может сокращаться по сравнению со смежными более пассивными участками.

1.12.2. Прислонение

Палеосклоны котловин и подводных возвышенностей ограничивают площадь формирования глубоководных слоев осадочного чехла. В этом случае соответствующие им оси синфазности испытывают прислонение к поверхности субстрата, служащего дном бассейна. При прислонении оси синфазности параллельны друг другу, что отличает его от конседиментационного налегания, где они испытывают расхождение.

1.12.3. Эрозионные срезы

Эрозионные срезы представляют собой относительно ровные плоскости ограничения осей синфазности. Они возникают за счет различных процессов. Из них главное значение имеют восходящие вертикальные тектонические движения, создающие поверхности угловых (структурных) несогласий.

1.12.4. Врезы

Врезы являются неровными часто сложной геометрической формы поверхностями, которые прерывают корреляцию осей синфазности. Они

возникают за счет различных экзогенных процессов, среди которых главное значение имеет эрозия.

1.12.5. Подошвенные и кровельные прилегания

В разрезе осадочного чехла имеют достаточно широкое распространение быстро выклинивающиеся по падению и восстанию тела латеральной и прерывисто-вертикальной седиментации. Составляющие их оси синфазности по падению и восстанию сближаются с покрывающими и подстилающими образованиями. Схождение по падению выделяется под названием подошвенного прилегания. Оно происходит за счет нехватки осадков и фиксирует перерыв седиментации или накопление маломощных депрессионных фаций, выходящих за разрешаемые возможности сейсморазведки. Схождение по восстанию осей синфазности выделяется под названием кровельного прилегания. Оно происходит за счет выклинивания тел латеральной седиментации или их перехода обычно с существенным утонением в шельфовые возрастные аналоги.

1.12.6. Подошвенное (прибрежное) налегание

В прибрежных участках шельфа, не вовлеченных в активное конседиментационное прогибание, формирование осадочного чехла идет преимущественно за счет относительных колебаний уровня моря. При его подъеме слои продвигаются в сторону суши с образованием трансгрессивного подошвенного (прибрежного) налегания. При относительном понижении уровня моря слои отступают в сторону бассейна и образуют регрессивное подошвенное (прибрежное) налегание. Трансгрессивное подошвенное налегание обычно охватывает несколько осей синфазности, в то время как регрессивное не выходит за пределы одной-двух осей синфазности.

1.12.7. Ограничение локальных аккумулятивных тел

Осадочный чехол эпиконтинентальных бассейнов формируется или разрушается за счет тектоничесих движений или относительных колебаний уровня моря. Без них осадочный бассейн будет находиться в состоянии равновесия между аккумуляцией и эрозией. Однако отдельные геологические процессы могут нарушать это равновесие и создавать локальные аккумулятивные тела толщиной до десятков или первых сотен метров. К ним, в первую очередь, следует отнести дельты, бары, речные косы, наземные конуса выноса и другие аккумулятивные формы. Они отражаются локальным распространением осей синфазности, причем их кровельные ограничения всегда приобретают выпуклую форму. Аккумулятивные тела по латерали ограничиваются склиниванием подошвенными и кровельными осями синфазности. Рассмотренные типы появления и исчезновения на временных сейсмических разрезах осей синфазности имеют стратиграфическое значение, и их можно использовать как сейсмокванты, т. е. наиболее дробные возрастные единицы данного волнового спектра.

1.12.8.Сейсмические параметры, не имеющие стратиграфического значения

Литофациальные замещения по латерали приводят к изменению перепадов акустической жесткости, а следовательно и к динамике сейсмических отражений. Оси синфазности за счет этого фактора могут усиливаться или ослабляться вплоть до полной потери корреляции. Обычно литофациальные замещения приурочиваются к определенным возрастным частям разреза и исчезают в подстилающих и покрывающих отложениях. Физические свойства пород, флюидонасыщение и современное напряженное состояние земной коры существенно влияют на акустическую жесткость и ее перепады по вертикали и латерали.

Физическое разрушение пород в виде усиления трещиноватости, кавернозности, пористости и других параметров, флюидонасыщение и увеличение современного напряженного состояния земной коры приводят к выравниванию перепадов акустической жесткости по вертикали и к усилению влияния напластования разреза на формирование сейсмических отражений.

Динамика осей синфазности в таких зонах резко ослабевает местами до полного прекращения их корреляции.

Зоны физического разрушения пород и увеличения современного напряженного состояния земной коры, как правило, образуют на временных разрезах изометричные формы. Чаще всего они получают максимальное развитие в фундаменте и нижних частях осадочного чехла, постепенно затухая вверх по разрезу. Зоны физического разрушения пород и увеличения современного напряженного состояния земной коры широко распространены в юрских отложениях Нюрольской впадины Западно-Сибирской плиты, постепенно редуцируясь снизу вверх по разрезу.

Глава 2

СПЕЦИАЛЬНАЯ (КОЛИЧЕСТВЕННАЯ) СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

2.1. Общие положения

Специальная (количественная) сейсмостратиграфия занимает важнейшее место в решении широкого круга прикладных задач. Она позволяет выделять нефтегазолокализующие объекты, что служит основой планирования геологоразведочных работ на этапе поисков и разведки залежей нефти и газа. Общая методология специальной сейсмостратиграфии сформировалась на экспериментально-эмпирической основе как синтез частных достижений прямых поисков и прогнозирование геологического разреза (ПГР). Она включает: 1) качественный анализ сейсмических материалов для выделения ловушек углеводородов различного типа, обоснования их перспективности с общих позиций процесса формирования и сохранения залежей нефти и газа; 2) количественный анализ динамических параметров волнового поля по программам прямых поисков и ПГР с целью выделения объектов, характеристики которых находят логичное объяснения в рамках представлений об аномалиях типа залежь (АТЗ); 3) ранжирование нефтегазолокализующих объектов по степени их перспективности.

Специальная сейсмостратиграфия выполняется после завершения визуального сейсмостратиграфического анализа. Она разделяется на несколько этапов. На первом этапе выявляются возможные типы ловушек углеводородов и раскрываются их седиментационные модели, на втором – устанавливаются АТЗ и на третьем этапе дается оценка степени их перспективности.

2.2. Выделение возможных ловушек углеводородов и их типизация

Выделение ловушек выполняется на базе визуального анализа временных разрезов МОГТ по нестрого сформулированным критериям. Его эффективность при фиксированном качестве материала определяется прежде всего квалификацией исполнителя. Избежать субъективность анализа можно путем перехода к широкому использованию количественных оценок, что, в принципе, позволит автоматизировать решение поставленной задачи. В этом направлении в настоящее время ведутся интенсивные научные исследования и имеются первые положительные результаты, однако они пока не подкреплены достаточным фактическим материалом, иллюстрирующим их эффективность (СВАН-анализ, Дина и др.). Для выделенных типов нефтегазолокализующих объектов составляются седиментационные модели первого приближения и путем математического моделирования определяются закономерности размещения в их пределах ловушек углеводородов, их формы и размеры, а также характер выражения в волновом поле.

2.3. Выделение аномалий типа залежь

Выделение АТЗ выполняется на основе обработки материалов сейсморазведки по программам прямых поисков и ПГР на совместном использовании данных скважинных исследований (ГИС, в том числе АК и ВСП) и высокоразрешающей сейсморазведки при повышенном соотношении сигнал–помеха (3–5 и более). При этом решаются довольно тонкие задачи по изучению отдельных пластов, оценке их вещественного состава, включая флюидонасыщенность, мощность, физические параметры и т.д.

Более перспективным представляется использование на этапе поиска методики прямых поисков. Она позволяет при обработке сети профилей выделять АТЗ, представляющие собой локализированные в пространстве участки сейсмической записи, параметры которой претерпели

изменения, с высокой вероятностью объясняемые влиянием нефтегазовой залежи. Существенной его помехой служит появление аномалий сейсмической записи, обусловленной причинами, не связанными с нефтегазоносностью (латеральная изменчивость разреза, тектонические нарушения, неоднородности в покрывающей толще и т.п.). Их величины могут превышать АТЗ. В этих условиях разделение истинных и ложных АТЗ становится трудноразрешаемой задачей, требующей привлечения дополнительной информации.

2.4. Ранжирование нефтегазолокализующих объектов по степени их перспективности

Ранжирование нефтегазолокализующих объектов по степени их перспективности проводится путем сопоставления пространственного положения выделенных АТЗ и ловушек углеводородов с учетом таких параметров этих объектов, как их интенсивность, размер и генезис ловушки, гидродинамический режим и др. Выбор критериев и оценка их информативности для каждого района проводится индивидуально на специальных полигонах. Полигон должен иметь большое разнообразие типов ловушек. Желательно, чтобы они отвечали ловушкам, прогнозируемым в пределах данного осадочного бассейна. В пределах полигона должно размещаться хотя бы одно месторождение, а также присутствовать ловушки углеводородов, для которых убедительно доказано бурением отсутствие залежей нефти и газа. По своим размерам он должен быть достаточно большим и обеспечивать уверенное установление не только абсолютных фоновых значений параметров прямых поисков, но и особенности структуры поля этих параметров (спокойное, равнонапряженное, градиентное равнонаправленное, зеброидное, слабонапряженное и т.д.). Сейсмогеологические условия полигона должны соответствовать общим параметрам осадочного бассейна или его наиболее высокоперспективных зон нефтегазонакопления. Проведение работ на полигонах должно завершиться проверкой выданных рекомендаций бурением. Это позволит для изученных условий обосновать более эффективную методику обнаружения залежей нефти и газа структурного и неантиклинального типов.

2.5. Спектрально-временной анализ

СВАН-анализ является одним из методов специальной сейсмостратиграфии [Мушин и др., 1990]. Он выполняется по фрагменту временно (мигрированного) разреза, включающего обычно 12–24 сумм от трасс МОГТ. Совокупность фрагментов, полученных при различных фильтрациях, позволяет построить СВАН-колонку. Анализ последних проводится путем сопоставления различных фильтраций с комплексированием всех других видов сейсмических материалов (разрезов МОГТ в разных полярностях, мгновенных амплитуд, частот, фаз, псевдоакустики и др.).

СВАН-анализ позволяет прежде всего расшифровывать цикличность разреза осадочного чехла. Циклиты выделяются по характеру направленного изменения существенного свойства. При их выделении одним из важнейших признаков является характер границ между слоями.

Выделяются две группы циклитов: однонаправленные и разнонаправленные. В первой группе выделяются типы с прямой, прогрессивной (трансгрессивной) и обратной регрессивной направленностью изменения существенного свойства. Соответственно, первые получили название прогрессивные циклиты (проциклиты), а вторые – регрессивные циклиты (рециклиты). Во второй группе циклитов по комбинации направленности непрерывного изменения существенного свойства выделяются также два типа. Первый назван прогрессивно-регрессивным циклитом (прорециклитом), а второй – регрессивно-прогрессивным циклитом (репроциклитом). При анализе структуры циклитов устанавливается, что более тонкому гранулометрическому составу отвечают меньшие толщины синхронных слоев. Проциклиты прибрежной зоны постепенно сменяются прорециклитами, а затем в зонах батиали и абиссали – рециклитами. В континентальных условиях чаще всего формируются рециклиты. СВАН-анализ является количественным инструментом возрастной корреляции вертикальных фрагментов сейсмической записи. Особенно его роль возрастает на участках, где прекращается прослеживание отражения и невозможна визуальная фазовая корреляция. Там он значительно более объективен, чем визуальное сопоставление по положению и динамике отражений.

Глава 3

СЕКВЕНТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ*

Секвентная стратиграфия как новое направление геологических исследований родилось в середине 80-х годов на базе сейсмостратиграфии. Ее теоретические и методические основы были разработаны П.Р.Вейлом [Vail, 1987]. Секвентная стратиграфия базируется на данных сейсмических исследований отраженных волн, геофизических исследованиях скважин, бурового керна и естественных обнажений. Она не является составной частью сейсмостратиграфии, а представляет собой самостоятельную научную дисциплину, корни которой базируются на основных понятиях и положениях сейсмостратиграфии.

Методы сейсмостратиграфии находят применение и в секвентной стратиграфии. Единицы секвентного стратиграфического и сейсмостратиграфического расчленения разреза несут разную генетическую нагрузку. Первые отражают цикличность, обусловленную относительными колебаниями уровня моря, а вторые представляют собой одновозрастные единицы, имеющие чисто корреляционное значение. Часто границы секвентных стратиграфических и сейсмостратиграфических единиц не совпадают в разрезе.

Основной единицей секвентной стратиграфии является седиментационный комплекс, который представляет собой трехмерное геологическое тело. Он ограничивается несогласными или соответствующими им согласными поверхностями, связанными с относительными изменениями уровня моря[1]. Седиментационный комплекс разделяется на напластования низкого уровня, трансгрессии и высокого уровня моря (рис. 3.1). В них, в свою очередь, могут быть выделены более мелкие единицы в виде седиментационных подкомплексов. Седиментационные комплексы секвентной стратиграфии, созданные эвстазией, отвечают третьему–четвертому циклам колебаний уровня Мирового океана (от 1–2 до 10 млн лет). Их подошву и кровлю определяет регрессивное подошвенное (прибрежное) налегание [Беляков и др., 1993; Гладенков, Шлезингер, 1993]. Мощность, возрастные интервалы и генезис не используются для выделения седиментационных комплексов.

Секвентные стратиграфические единицы, созданные эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, по данным П.Р.Вейла [Vail, 1987], могут являться реперным каркасом для глобальной корреляции осадочных бассейнов. Тогда секвентная стратиграфия представит независимый объективный метод стратиграфии, способный корректировать и уточнять другие виды возрастного расчленения разреза. Однако методика отделения глобальных эвстатических колебаний уровня Мирового океана от региональных относительных изменений уровня моря, запечатленных в разрезах осадочного чехла, остается практически не разработанной при анализе конкретных бассейнов. Только на значительных территориях при статистической обработке большого объема материала можно произвести их разделение [Seismic Stratigraphy..., 1977].

Секвентные стратиграфические несогласия создаются при низком уровне моря и отвечают точке изгиба кривой относительного изменения уровня моря. Выделяются поверхности несогласий, связанные с субаэральной (первый тип) и подводной (второй тип) эрозией. Подводная эрозия вызывается трансгрессией, приводящей к выработке нового уровня шельфа [Есин и др., 1986]. В глубоководных условиях подводная эрозия связывается с подводными течениями, на

---

* Раздел написан совместно с В.А. Друщиц.

[1] Большинство зарубежных исследователей рассматривают их в качестве эвстатических колебаний.

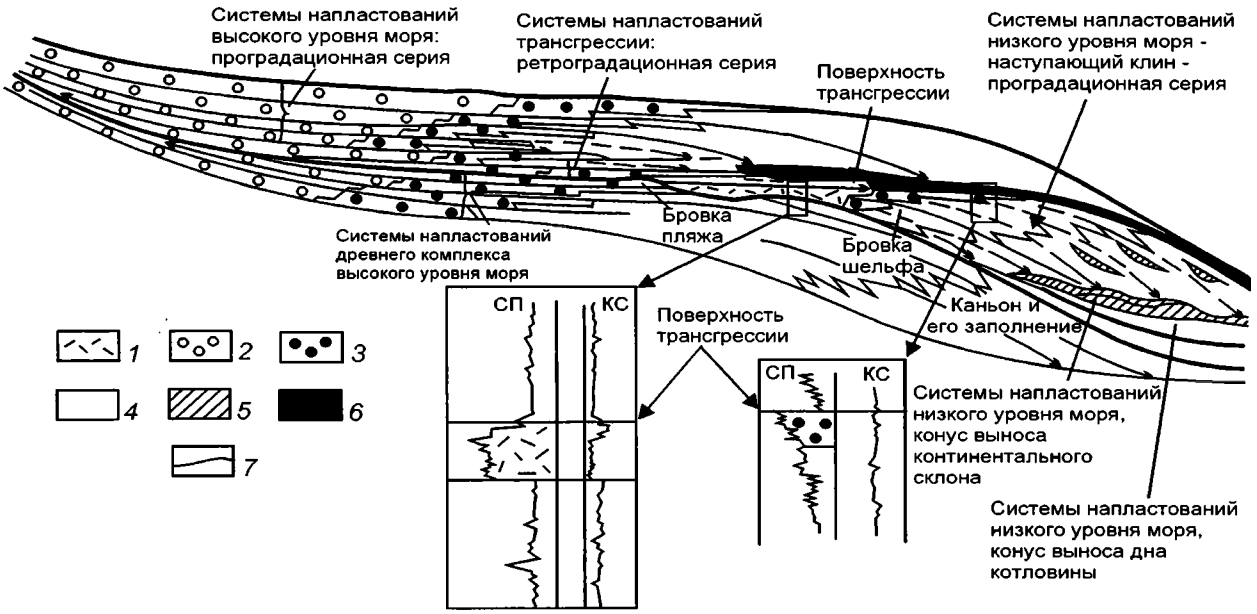


Рис.3.1. Принципиальный разрез седиментационного комплекса

1 – песчаники русел и эстуариев врезанных долин; *2* – песчаники и аргиллиты прибрежной равнины; *3* – мелководно-морские песчаники; *4* – шельфовые и склоновые слои песчаников; *5* – песчаники подводных конусов; *6* – конденсированные отложения; *7* – границы седиментационного комплекса. Буквы – кривые ГИС

которые влияют колебания уровня Мирового океана. Подошву седиментационного комплекса секвентной стратиграфии определяют подошвенное регрессивное налегание и связанная с ним поверхность несогласия, когда осадконакопление смещается в сторону моря. При отсутствии несогласия подошва седиментационного комплекса может быть восстановлена по смене проградационных фаций аградационными и ретроградационными.

В зависимости от характера подошвы выделяются два типа седиментационных комплексов. Первый снизу ограничивается субаэральной поверхностью несогласия. Подошву второго составляют поверхность подводного несогласия или согласная поверхность. Седиментационный комплекс первого типа составляют системы напластований низкого уровня моря, трансгрессии и высокого уровня моря. Седиментационные комплексы второго типа слагают системы напластований внешнего палеошельфа (края палеошельфа), трансгрессии и высокого уровня моря. Низкий и высокий уровни моря имеют относительные значения и не привязываются к конкретным циклам эвстатических колебаний.

Подошва седиментационного комплекса первого типа представляет собой захороненный палеорельеф. Он изменяется от десятков сантиметров до нескольких метров. Уровень палеорельефа имеет возрастные аналоги на прибрежной равнине и в котловине. Часто там синхронные ему поверхности можно установить по корреляции подстилающих и покрывающих слоев.

Система напластований низкого уровня моря седиментационного комплекса первого типа перекрывает поверхность подстилающего седиментационного комплекса и выклинивается у палеобереговой линии. Ее составляют конус выноса котловины, конус выноса склона, клиноформы (наступающий клин) и заполнение врезанных долин. Первый из них представляют невысокие вытянутые палеохолмы, сложенные кремнисто-обломочными отложениями, в составе которых преобладают грубые пески и карбонатные обломки. Они минуют шельф и склон и через долины и каньоны выносятся на дно котловины.

Конус выноса склона состоит из отложений турбидитов или гравитационных потоков. Его образование может происходить одновременно с таковым конуса выноса котловины или одновременно с начальной стадией формирования клиноформ. Последние сложены меняющимися от проградационных к аградационным сериями слоев. Вверх по разрезу слагающий их терригенный материал становится более тонким. Клиноформы захороняют врезанные долины палеошельфа. За его палеобровкой средние и верхние части клиноформ с подошвенным прилеганием перекрывают кровлю конусов выноса склона и котловины. При отсутствии склона и котловины

система напластования низкого уровня моря представлена нижними и верхними клиноформами. Последние захороняют врезанные долины.

Система напластований внешнего палеошельфа седиментационного комплекса второго типа слагается слоями клиноформ от слабопроградационных до аградационных. Они характеризуются в основании подошвенным налеганием в сторону суши и подошвенным прилеганием в сторону моря. Система напластований палеошельфа последовательно наступает в сторону внешнего моря и захороняет склон.

Трансгрессивная система напластования занимает среднюю часть седиментационных комплексов первого и второго типов. Она характеризуется проградационными слоями. В сторону суши слои трансгрессивной системы напластования налегают на границу седиментационного комплекса, а в сторону моря через подошвенное прилегание к поверхности подстилающих отложений системы напластования низкого уровня моря утоняются местами до полного выклинивания. В трансгрессивной системе напластований широко распространены конденсированные (депрессионные) отложения. Они слагаются тонкими гемипелагическими и пелагическими слоями, накапливающимися с очень малыми скоростями. Максимальная их мощность фиксируется в зоне подошвенного налегания. В общем мощность более молодых слоев постепенно уменьшается из-за сокращения привноса осадочного материала. Следовательно, мощность слоев трансгрессивной системы напластования уменьшается в сторону палеосклона и палеокотловины и вверх по разрезу. Врезанные палеодолины окончательно захоронены слоями трансгрессивной системы напластования.

Венчает разрез седиментационного комплекса система напластований высокого уровня моря. Она слагается аградационными слоями, сменяемыми проградационными, имеющими геометрию наступающих клиноформ. В сторону палеосуши в прибрежной зоне слои системы напластования высокого уровня моря через подошвенное налегание перекрывают границу седиментационного комплекса, а в сторону палеоморя они через подошвенное прилегание перекрывают поверхность подстилающей трансгрессивной системы напластований. В разрезе высокого уровня моря выделяются нижние и верхние клиноформы и субаэральные слои. Нижние клиноформы имеют сигмоидальное строение, а верхние – наклонное. Субаэральные слои синхронны верхним клиноформам и образовались выше уровня моря.

Системы напластований седиментационного комплекса связываются с определенными частями кривой уровня моря. Конус выноса палеокотловины системы напластования низкого уровня моря соответствует быстрому падению; конус выноса палеосклона и клиноформы – позднему падению или раннему подъему; трансгрессивная система напластования – стремительному подъему; система напластования высокого уровня моря – поздней фазе подъема, равновесию и начальной фазе падения.

Система напластования низкого уровня моря характеризуется широким распространением песчаных коллекторов. Они приурочены практически ко всем типам геологических тел. Пески, слагающие палеохолмы подводного конуса выноса палеокотловины, являются прекрасными коллекторами, с которыми связаны крупные залежи углеводородов в структурных и стратиграфических ловушках. Палеовозвышенности служат преградами турбидных потоков, несущих пески, приводя к их утонению и выклиниванию.

Стратиграфические ловушки зависят от наличия покрышек в кровле и подошве. Отложения конуса выноса палеосклона, которые часто перекрывают образования конуса выноса палеокотловины, представлены турбидитными песками. Стратиграфические ловушки не прослеживаются в сторону палеосклона и положительных палеоструктур.

Выклинивающиеся по восстанию пески конуса котловины не улавливают углеводородов, так как последние мигрируют в турбидиты конуса выноса палеосклона. Коллекторы нижней части разреза конуса выноса палеосклона часто включают крупные запасы углеводородов. Верхняя часть разреза содержит тонкие прослои турбидитов, не обладающие коллекторскими свойствами. Пески палеоканалов, прорезающих поверхность конуса выноса палеосклона, являются превосходными резервуарами. Но их очень трудно выделить до бурения. Первой покрышкой для них является тыловая часть перекрывающих клиноформ. Стратиграфические ловушки связаны с тыловыми частями клиноформ. Они содержат мелководные и глубоководные пески. Превосходными коллекторами являются мелководные прибрежные пески дельт и пески врезанных долин.

Трансгрессивная система напластования содержит пласты-коллекторы, приуроченные к прибрежной зоне осадконакопления. К ним приурочены продуктивные пласты многих месторождений. Перекрывающие глинистые отложения

системы напластования высокого уровня моря формируют прекрасные покрышки. Стратиграфические ловушки возникают в береговых аккумулятивных валах в трансгрессивно залегающих песках и в срезанных слоях, трансгрессивно перекрытых глинистыми образованиями.

Конденсированные (депрессионные) слои трансгрессивной системы напластований представляют собой лучшие нефтематеринские породы. В возрастном отношении с ними ассоциируются континентальные слои, с которыми связаны угли.

Секвентное стратиграфическое расчленение разреза в практических целях и в научном плане имеет свою специфику. Первое направление основывается на поисках низких палеоуровней моря на временных сейсмических разрезах отраженных волн. Основным его параметром является выделение регрессивных подошвенных (прибрежных) налеганий. Последние обычно представлены одиночной осью синфазности, в то время как трансгрессивное подошвенное (прибрежное) налегание обычно представлено пакетом отражений. Регрессивное подошвенное налегание объективно намечается по смещению одиночных осей синфазности внутрь бассейна по отношению к подстилающим и покрывающим отражениям трансгрессивного подошвенного налегания, последовательно снизу вверх продвигающихся в сторону суши.

Подошвенное налегание, обусловленное относительными колебаниями уровня моря, близко по форме проявления к конседиментационному выклиниванию, связанному с тектоническим прогибанием, компенсированным осадконакоплением. Последнее практически не приводило к относительным колебаниям уровня моря, и, следовательно, оно не может быть использовано для секвентного стратиграфического расчленения разреза. При подошвенном налегании слои параллельны друг другу. При конседиментационном выклинивании они испытывают расхождение, причем их уклон уменьшается снизу вверх по разрезу.

Система напластований низкого уровня моря в прибрежной части бассейна фиксируется наземными эрозионными врезами, далеко продвигающимися в сторону внутренних частей бассейна. Их следует отделять от подводных эрозионных врезов (каньонов). Последние не связаны с относительными колебаниями уровня моря. Наземные эрозионные врезы затухают у палеоберега. Подводные эрозионные врезы усиливаются от палеошельфа к палеосклону и затухают в зоне сопряжения палеосклона с палеокотловиной. Отсутствие в разрезе палеосклона является надежным критерием отнесения эрозионных врезов к наземному типу. К низким палеоуровням моря приурочены подводные конуса выноса и регрессивные клиноформы (клиноциклиты) палеосклонов и палеокотловин. Они слагают проградационные серии. Регрессивные клиноформы практически не имеют шельфовых аналогов и объективно устанавливаются по выклиниванию слоев в районе палеобровки.

Подводные конуса выноса палеокотловин достаточно хорошо определяются по характерной волновой картине. Она представлена довольно четким параллельно-слоистым рисунком сейсмозаписи, а в некоторых случаях наблюдается полого волнистый слегка куполообразный рисунок. Подводные конуса выноса палеосклонов выделяются по хорошо читаемому холмистому рисунку сейсмозаписи, который при хорошей разрешающей способности может иметь специальное название "крылья чайки".

Установление конденсированных отложений существенно облегчает распознавание кровли и подошвы седиментационных комплексов, поскольку они приурочены к средней части (напластование трансгрессии) его разреза. Конденсированные отложения характеризуются регулярным и нерегулярным рисунком сейсмозаписи и проградационным типом слоев. Их выделение и фазовая корреляция на временных сейсмических разрезах отраженных волн дают объективную информацию для секвентно-стратиграфического анализа.

Для напластований высокого уровня моря характерны трансгрессивные клиноформы, которые объективно устанавливаются по наличию утоненных (до 2–3 раз) шельфовых аналогов. В целом, разрез системы напластований высокого уровня моря характеризуется существенным утонением материала и практическим отсутствием коллекторов, необходимых для формирования неантиклинальных ловушек УВ.

Классический седиментационный комплекс со всеми вышевыделенными системами напластований формируется при довольно мощном источнике обломочного материала и при изменении уровня моря на несколько десятков метров. Седиментационные секвентные стратиграфические комплексы за счет постседиментационных процессов на временных разрезах часто представлены в усеченном виде. В них выпадают отдельные виды напластований, что существенно затрудняет секвентное стратиграфическое

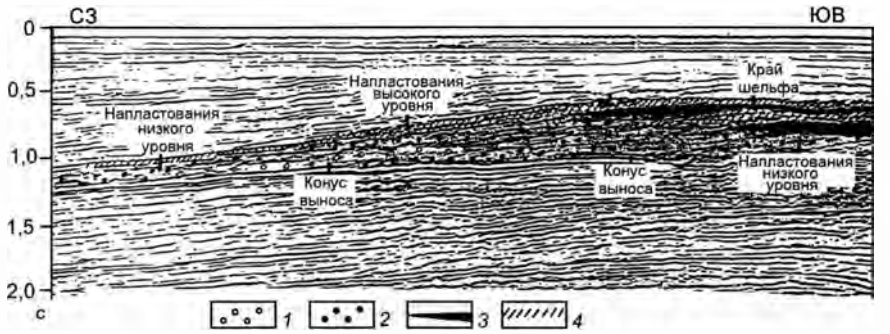


Рис.3.2. Фрагмент временного разреза бассейна Дампьер, Австралия (нижнемеловая толща)
1–4 – напластования: *1* – конусов выноса, *2* – низкого уровня моря, *3* – трансгрессий, *4* – высокого уровня моря

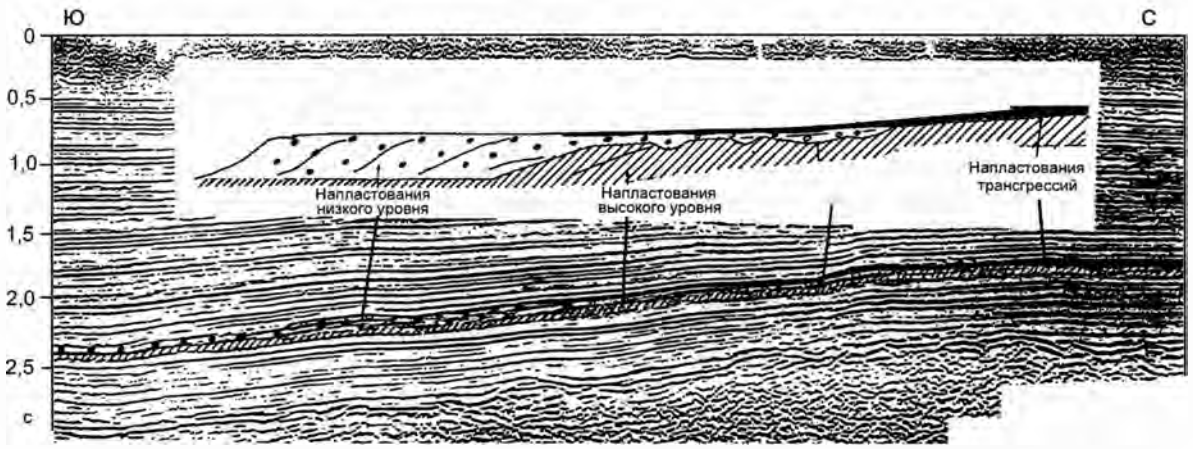


Рис.3.3. Фрагмент временного разреза бассейна Сан-Хоакин, Калифорния (миоценовая толща)
Условные обозначения см. на рис.3.2

Рис.3.4. Фрагмент временного разреза бассейна Сан-Хоакин, Калифорния (верхнемиоценовая толща)
Условные обозначения см. на рис.3.2

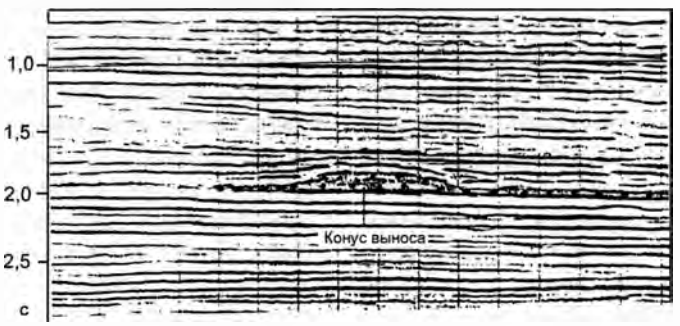


Рис.3.5. Фрагмент временного разреза шельфа Аляски (среднемеловая толща)
Условные обозначения см. на рис.3.2

расчленение разреза. Поэтому практическое применение разработок секвентной стратиграфии обычно предусматривает выделение одного-двух, реже трех седиментационных комплексов суммарной мощностью в первые сотни метров. Остальная часть разреза осадочного чехла с позиций секвентной стратиграфии остается неинтерпретированной (рис. 3.2 – рис. 3.5). Выделенные седиментационные комплексы по рассмотренным выше параметрам связаны с относительными колебаниями уровня моря. Поэтому для глобальной геологической корреляции они использованы быть не могут.

Секвентное стратиграфическое расчленение разреза в научных целях ставит своей задачей осветить весь разрез осадочного бассейна. Оно базируется на его цикличности с последующей привязкой к эвстатическим колебаниям уровня моря. Однако методические приемы данной операции остаются практически нераскрытыми. Хотя полное секвентное стратиграфическое расчленение осадочного чехла по отдельных регионам Земли без обоснования их выделения и вскрытия связи с глобальными или региональными колебаниями уровня моря приводятся во многих работах [Trabant, 1993; Hampson et al., 1994; Reymond, Stampfli, 1994]. В них намечаются секвентные стратиграфические единицы разных рангов, отвечающие эвстатическим колебаниям уровня Мирового океана до трех-четырех и более низких порядков.

Наиболее благоприятными объектами применения секвентного стратиграфического расчленения осадочного чехла являются пассивные периферии бассейнов с хорошо выраженными палеобереговыми линиями, палеошельфами и их палеобровками, палеосклонами и сопряженными частями палеокотловин. Конседиментационное тектоническое прогибание, не приводящее к относительному изменению уровня моря, их не должно было захватывать. Осадочный чехол в них образуется за счет относительных колебаний уровня моря. Сложнее применение секвентного стратиграфического расчленения разреза в глубоких активных тектонических бассейнах, где осадочный чехол формируется за счет конседиментационного прогибания. В них, как правило, плохо выражены палеобереговые линии и палеогеоморфологические элементы дна. В активных осадочных бассейнах регрессивные и трансгрессивные поверхности подошвенного (прибрежного) налегания не восстанавливаются и выклинивание слоев обусловлено прекращением тектонического погружения. Следовательно, главный параметр секвентного стратиграфического расчленения разреза в них отсутствует. Поэтому нахождение низких палеоуровней моря в активных тектонических бассейнах вызывает большие трудности. Оно основывается на установлении наземных эрозионных врезов, их стратиграфических эквивалентах и фациальной вертикальной последовательности разрезов.

Начинается разработка возможности применения секвентного стратиграфического расчленения для континентальных отложений. Она требует специальных исследований на площадях сопряжения морских и континентальных фаций, позволяющих провести корреляцию секвентных стратиграфических единиц; в первую очередь это касается речных отложений. Строение речных долин и заполняющих их осадочных толщ находится в прямой зависимости от положения базиса эрозии, уровня моря или озера. Положения секвентной стратиграфии легко вписываются в приемы стратиграфического расчленения континентальных толщ: при низком стоянии уровня или базиса эрозии активизируются денудационные процессы на сопряженных участках, источниках обломочного материала, и аккумулируются грубообломочные осадки. При высоком стоянии уровня седиментационная обстановка стабилизируется, накапливается более тонкий материал, который захоронят или сглаживает следы низкого стояния и запечатывает их углеводородные ловушки и россыпи. Секвентное стратиграфическое расчленение континентальных толщ возможно только при непосредственной их связи с одновозрастными морскими образованиями. При потере доминанты относительных колебаний уровня моря интерпретация строения континентальной толщи может превратиться в фациальный анализ. Важное значение приобретают положения секвентной стратиграфии при изучении озерных толщ. Колебания уровня озер часто совпадают с эвстатическими явлениями и обусловлены ими .

Особый интерес представляет сопоставление строения аллювиальных толщ прибрежной равнины с кривой изменения уровня моря и одновозрастными морскими осадками, переинтерпретация природы и происхождения различных типов эоловой стратификации и выявление различий между озерными фациями, сформированными во время высокого и низкого стояния уровня. Получены результаты (с применением концепции секвентной стратиграфии) при изучении аллювиальных толщ, в частности, при поисках залежей угля и россыпей [Karpeta, 1994].

Глава 4

СТАДИЙНОСТЬ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ПРОЦЕССА И СВЯЗАННЫЕ С НИМ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

4.1. Общие поиски

4.1.1. Общие положения

Общие поиски проводятся для анализа геолого-геофизической информации с целью изучения общих закономерностей строения литосферы. Закономерности распределения полезных ископаемых в недрах Земли во многом зависят от процессов, проходящих в глубинных слоях земной коры и мантии. Непосредственные геологические наблюдения позволяют изучать строение земной коры максимум на 2–3 км по вертикали. Поэтому основными методами изучения литосферы являются геофизические и бурение скважин. Последующим логическим шагом в анализе генезиса геологических параметров и распределения полезных ископаемых является выяснение геологических и физико-химических процессов в литосфере, что должно предусматриваться общими поисками.

4.1.2. Анализ геолого-геофизической информации с целью изучения общих закономерностей строения литосферы

Основой общих поисков являются геолого-геофизические профили геотраверса, пересекающие главные тектонические регионы Земли и выходящие на структуры обрамления. На них проводятся сейсмические измерения (ГСЗ, КМПВ, МОГТ), гравимагнитные и термические наблюдения по полосе 50–100 км. В результате анализа геолого-геофизических материалов строятся разрезы земной коры и верхней мантии с указанием петрофизических параметров в масштабе 1 : 2 500 000 и мельче. Для изучения вещественного состава основных слоев верхней части земной коры возможно глубинное параметрическое бурение. После изучения материалов бурения осуществляется экстраполяция данных по разрезам земной коры.

При выполнении системы пересекающихся геотраверсов строятся региональные карты (схемы) основных границ и разрезов в земной коре и верхней мантии, к которым относятся подошвы литосферы, земной коры и осадочного чехла в масштабе 1 : 2 500 000 и мельче. Проводится анализ карт (схем), направленный на выявление основных структурных форм и взаимосвязей по латерали и вертикали. На основе полученной информации (геотраверсы, карты и схемы) осуществляется построение карты блоковой структуры литосферы по времени становления консолидированной коры в масштабе 1 : 2 500 000 и мельче. Устанавливается характер строения блоков литосферы и сочленения блоков друг относительно друга. Выделяются зоны глубинных разломов и время их активной деятельности и затухания. Устанавливаются, в региональном плане, осадочные бассейны, их генетический класс и режим седиментации.

В заключение анализа геолого-геофизической информации представляются сведения о возможном распределении твердых, жидких и газообразных полезных ископаемых в исследуемом регионе. Основой для общих поисков является тектоническое районирование литосферы с учетом времени становления блоков консолидированной коры с построением карты (схемы) тектонического районирования.

4.2. Нефтепоисковые работы

4.2.1. Региональные нефтепоисковые исследования

Региональные нефтепоисковые исследования приводят к построению модели осадочного бассейна на базе визуального анализа временных разрезов МОГТ, комплексированных с другими видами геофизической информации и бурения. Их результатом является выделение

нефтегазолокализующих зон и перспективных комплексов. Исследователь прежде всего должен проанализировать сейсмическую запись и выделить в ней отражения, связанные с напластованиями пород (гладкие зеркальные отражения); отражения, приуроченные к поверхностям несогласий (шероховатые отражения); отражения поверхностей и тел постседиментационной природы и сейсмические границы, возникающие за счет сопряжения разноориентированных или смещенных отражений первых двух типов. Важным элементом является установление площадного распространения поверхностей несогласий.

Комплексирование с данными бурения позволяет провести стратификацию временных сейсмических разрезов. При отсутствии стратиграфических данных, главным образом в глубоких частях осадочных бассейнов, не достигнутых скважинами, возрастная привязка отражающих горизонтов производится условно, исходя из общих соображений и сравнения с близкими по строению известными объектами. Временной сейсмический разрез разделяется на возрастные единицы. Их анализ позволит построить хроностратиграфическую схему. Извлечение тектонической информации даст возможность выделить структурные подразделения. Они позволят в осадочном чехле наметить его доплитную (дорифтовую и синрифтовую) и плитную (пострифтовую) части и разделить их на структурные этажи. Отчетным материалом будет служить схема тектонического и палеотектонического районирования (1:1 000 000 и крупнее), которые раскроют местоположение и генетические классы структурных элементов.

Извлечение литодинамической информации позволит установить континентальные, мелководно-морские чехлы, чехлы межгорных впадин и глубоководные чехлы (ниже действия волновых процессов). Фациальная (вещественная) информация даст возможность выделить сейсмические фации и составить литолого-фациальные схемы (1:1 000 000 и крупнее). Извлечение палеогеоморфологической информации позволит восстановить одноименные элементы прошлого. На стадии региональных нефтепоисковых исследований следует расшифровывать палеогеоморфологические элементы ранга горных систем, межгорных и предгорных депрессий, денудационной и аккумулятивной низменной суши, первично-тектонического и вторично-аккумулятивного склонов и глубоководных котловин эпиконтинентальных бассейнов, внутренних и окраинных морей и океанов. Площадное их распространение должно отражаться схемами геоморфологического и палеогеоморфологического районирования (1:1 000 000 и крупнее).

Перерывы и несогласия должны быть выделены и откартированы в пространстве. Сейсмостратиграфические критерии и комплексирование с данными биостратиграфии позволят объективно раскрыть их генетическую природу и оценить роль в развитии осадочного бассейна. Первостепенное значение имеет установление перерывов и несогласий, обусловленных эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Извлечение информаций по колебаниям уровня прошлого позволит построить кривую его изменения. Последняя может служить дополнительным инструментом для стратификации не вскрытых бурением частей разреза осадочного чехла.

4.2.2. Поисково-разведочные исследования

В практике геологоразведочного процесса принято выделять две стадии поисково-разведочных работ. На первой стадии выделяются и локализуются нефтегазоперспективные объекты, на второй – дается оценка их продуктивности. Первая стадия предварительных поисков проводится на базе планомерных площадных сейсмических исследований МОГТ, имеющих своей целью картирование перспективной территории, выделенной на этапе региональных работ. В первую очередь картированию подлежат все типы структурных ловушек, а затем, по мере исчерпания фонда последних, изучаются неантиклинальные ловушки. В ходе первой стадии роль сейсмостратиграфических исследований резко изменяется, возрастает по мере необходимости выделение и картирование неантиклинальных ловушек. Методической основой сейсмостратиграфических исследований на первой стадии служит визуальный и полуколичественный методы анализа. Перед исследователем стоит задача не только выделить и закартировать все вероятные типы ловушек, определить их генетическую природу, но и дать прогнозную оценку их ресурсов. Последняя задача на данной стадии решается методом аналогии, что требует поиска и обоснования эталонных объектов как в пределах исследованной территории, так и в смежных регионах.

На стадии детальных поисков, когда с помощью бурения выполняется оценка прогнозных запасов месторождения, сейсмостратиграфические исследования выполняются с целью экономии метража бурения и решают задачи по оконтуриванию месторождения. Основным методом

анализа являются количественные оценки параметров волнового поля, выделение АТЗ, их картирование и ранжирование по степени перспективности.

4.2.3. Разведка месторождений (резервуаров)

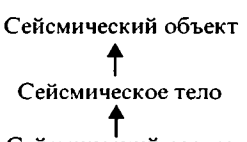
Модель месторождения строится по комплексированию данных бурения и сейсморазведки. Недостаточная разрешаемая способность последней компенсируется материалами скважинных исследований, что позволяет объективно раскрыть объем и вещественный состав резервуара. Комплексирование сейсморазведки и бурения значительно сокращает ошибки и неточности на начальных этапах проектирования разработки месторождений. При бурении каждой новой скважины сейсмическая модель корректируется и уточняется. Трехмерные сейсмические исследования обеспечивают высокую плотность измерений по горизонтали. В зависимости от глубины залегания изучаемого объекта расстояния между узлами сетки сейсмических измерений на дневной поверхности могут колебаться от 5 до 50 м. Рациональная сеть скважин, совмещенная с трехмерной сейсморазведкой, может обеспечить измерение фильтрационно-емкостных свойств и объемной конфигурации резервуаров с требуемой точностью и надежностью. Оно базируется на установлении кровли и подошвы продуктивных пластов, толщин и водо- и нефтегазонасыщенности коллекторов, на возрасте, литологическом составе и генезисе резервуара, на типе флюида и площади залежи.

4.3. Сейсмостратиграфические подразделения

4.3.1. Сейсмостратиграфические подразделения общего пользования (неясной специализации)

Сейсмостратиграфические подразделения общего пользования (неясной специализации) применяются при начальном анализе временных разрезов, когда не установлен генезис волнового поля и вырисовывающихся по нему более частных деталей (схема 1).

Схема 1

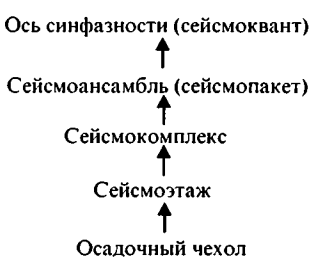


Наиболее крупной единицей, намечаемой на стадии общих поисков, является сейсмический разрез, измеряемый в неглубоких осадочных бассейнах первыми секундами, а в глубоких осадочных бассейнах – многими секундами. При стадии региональных исследований нефтепоисковых работ сейсмостратиграфической единицей общего пользования служит сейсмическое тело, выделяемое в интервале от сотен миллисекунд до 1 с. И наиболее мелкой единицей сейсмостратиграфических подразделений общего пользования, используемого на стадии поисково-разведочных работ, является сейсмический объект. Он характеризуется временным интервалом менее 100 мс.

4.3.2. Сейсмостратиграфические подразделения стратиграфической специализации

Сейсмостратиграфические подразделения стратиграфической специализации начинают устанавливаться на стадии региональных исследований нефтепоисковых работ (схема 2).

Схема 2



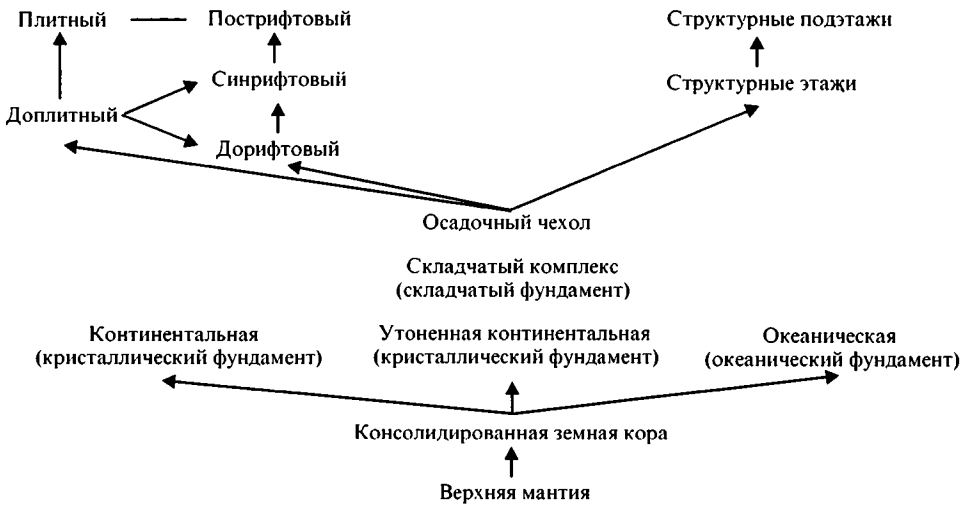
Наиболее крупными единицами являются осадочный чехол, сейсмоэтаж и сейсмокомплекс. Последний начинается опорным отражающим горизонтом, приуроченным к поверхности несогласия или ее согласному эквиваленту. Сейсмокомплекс не имеет строгих соответствий с общей стратиграфической шкалой. Обычно он близок к возрастному интервалу отдела или его части, но может охватывать большие стратиграфические отрезки, вплоть до системы. Более дробными возрастными единицами сейсмостратиграфии является сейсмоансамбль (сейсмопакет). Наименьшую возрастную единицу сейсмостратиграфии составляет сейсмоквант (ось синфазности). Они анализируются на стадии поисково-разведочных работ. Большая их часть обычно представлена слабыми сейсмическими отражениями. В зависимости от частотного спектра ось синфазности может отвечать разным по мощностям и возрастному интервалу единицам разреза осадочного чехла.

4.3.3. Тектонические подразделения

На стадии общих поисков по опорной преломляющейся границе намечается поверхность Мохоровичича, отделяющая породы верхней мантии от консолидированной коры (схема 3).

По данным глубинного МОГТ, обычно к ней приурочен динамически выраженный отражающий горизонт. Консолидированная кора на стадии общих поисков по материалам сейсморазведки преломленных и отраженных волн объективно подразделяется на континентальную, утоненную континентальную и океаническую. Самостоятельную тектоническую единицу разреза земной коры, намечаемую на стадии общих поисков, составляет складчатый комплекс, имеющий прерывистое распространение. К его подошве приурочена опорная преломляющая граница, фиксирующая кровлю консолидированной коры. Складчатый комплекс в силу своей значительной деформированности характеризуется нерегулярным волновым полем, что позволяет его объективно отделять от осадочного чехла.

Схема 3



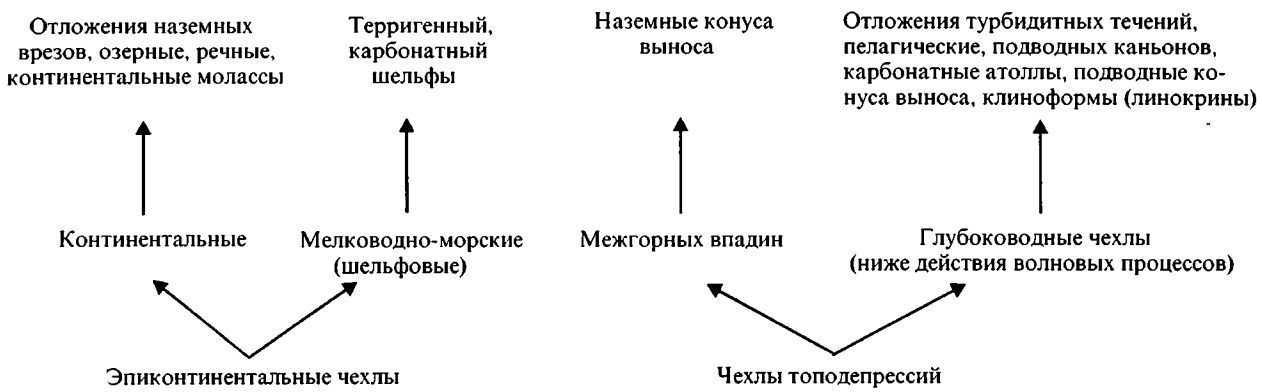
Осадочный чехол устанавливается на стадии общих поисков. Он характеризуется регулярным волновым полем и является предметом сейсмостратиграфического анализа. Его подстилают породы консолидированной коры с опорной преломляющей границей или породы складчатого комплекса с нерегулярным волновым полем. По латерали отложения осадочного чехла местами переходят в одновозрастные образования складчатого комплекса и породы консолидированной коры. На стадии региональных исследований нефтепоисковых работ устанавливаются доплитный и плитный осадочные чехлы. Первый из них отличается фрагментарным распространением, повышенной деформированностью и ухудшением сейсмической записи. Плитный осадочный чехол имеет повсеместное развитие на территории бассейна. Для него характерна динамически выраженная волновая запись. Доплитный и плитный осадочные чехлы обычно разделяет поверхность регионального углового (структурного) несогласия. Во многих бассейнах по листрическим сбросам и веерообразным слоям выделяется синрифтовый осадочный чехол. Он может располагаться в основании осадочного чехла и тогда иметь доплитную природу. Но может находиться и внутри плитного осадочного чехла. В этом случае осадочный чехол разделяется на дорифтовый, синрифтовый и постриftовый.

На стадии региональных исследований нефтепоисковых работ внутри рассмотренных осадочных чехлов по региональным поверхностям угловых несогласий следует выделять структурные этажи, а на стадии поисково-разведочных работ внутри последних по более тонким тектоническим параметрам намечать структурные подъэтажи.

4.3.4. Литодинамические подразделения осадочного чехла

На стадии общих поисков осадочные чехлы разделяются на эпиконтинентальные и топодепрессии (схема 4). Первые из них создаются при постоянном погружении дна бассейна, компенсируемом осадками, за счет которых оно практически остается на одном и том же гипсометрическом уровне. Для эпиконтинентальных чехлов

Схема 4



характерной особенностью является конседиментационное утонение и выклинивание слагающих его слоев. Осадочные чехлы топодепрессий формируются в условиях готового отрицательного рельефа, последовательно его захороняя. Для них характерны прислоняющиеся слои, отложения склоновых шлейфов, тела латеральной седиментации и другие сейсмостратиграфические параметры готовых ловушек седиментационного материала.

На стадии региональных исследований нефтепоисковых работ эпиконтинентальные чехлы в основном по рисунку сейсмической записи разделяются на континентальные и мелководно-морские (шельфовые). Для первых из них более характерны невыдержанные отражения, их искривления, ослабление динамики и другие параметры. Мелководно-морские (шельфовые) чехлы отличаются насыщенностью и выдержанностью отражений. Чехлы топодепрессий подразделяются на два типа: чехлы межгорных впадин, основой которых являются наземные конуса выноса, и глубоководные чехлы (ниже действия волновых процессов). Последние характеризуются указанными выше параметрами. На стадии поисково-разведочных работ устанавливаются более частные и мелкие литодинамические подразделения, такие, как отложения наземных врезов, терригенные шельфы, отложения турбидных течений и др. В основе лежат тонкие приемы визуального сейсмостратиграфического анализа и их сейсмостратиграфические критерии.

4.3.5. Сейсмостратиграфические подразделения фациальной (вещественной) специализации

Сейсмостратиграфические подразделения фациальной (вещественной) специализации не ограничиваются изохронными поверхностями (схема 5), т. е. по латерали их возрастной диапазон меняется. Хотя на отдельных участках, местами весьма протяженных, границы сейсмостратиграфических подразделений фациальной (вещественной) специализации могут совпадать с возрастными напластованиями. Их выделение основывается на визуальном анализе сейсмической записи и количественных сейсмических параметров, входящих в систему ПГР.

Схема 5

На стадии общих поисков намечаются сейсмические формации, обычно охватывающие интервал разреза осадочного чехла до первых секунд и возрастной диапазон до первых сотен миллионов лет. На стадии региональных исследований поисково-разведочных работ выделяются сейсмофации, обнимающие разрез до нескольких сотен миллисекунд и возрастной диапазон до нескольких миллионов лет. И, наконец, на стадии поисково-разведочных работ сейсмостратиграфическим подразделением вещественной специализации является сейсмослой. Он не превышает первых миллисекунд, а его возрастной диапазон измеряется сотнями тысяч лет и менее. В основе выделения сейсмоформаций и сейсмофаций лежит визуальный анализ рисунка сейсмической записи и скоростные параметры разреза. Сейсмослой расшифровывается по количественному набору сейсмических параметров, входящих в систему ПГР.

4.3.6. Палеогеоморфологические подразделения

На стадии общих поисков устанавливаются палеогеоморфоогические элементы высшего ранга. К ним относятся горная суша, низменная

суша, шельф, склон, глубоководная котловина и срединно-океанические хребты. Их выделение основывается на анализе рисунка сейсмической записи (схема 6), морфологии тел и взаимоотношении слоев.

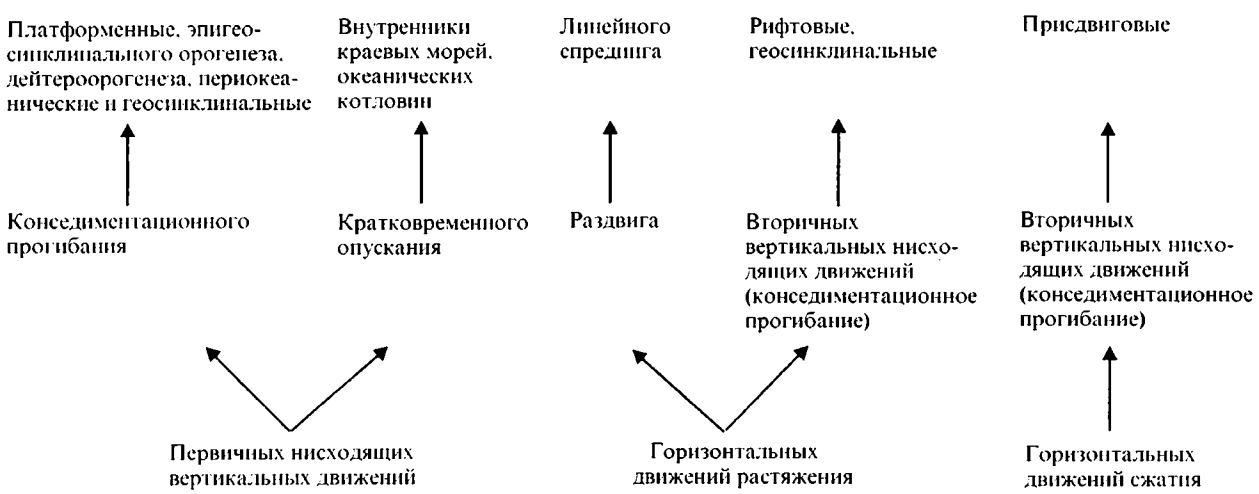
Интерпретация вещественных подразделений одновременно приводит к реконструкции палеогеоморфологических элементов. На стадии региональных исследований нефтепоисковых работ намечаются более частные палеогеоморфологические элементы, к которым можно отнести горную систему, предгорные и межгорные депрессии, денудационную и аккумулятивную суши, первично-тектонический и вторично-аккумулятивный шельфы и др. На ней и на последующей стадии поисково-разведочных работ восстанавливаются отдельные палеогеоморфологические объекты, такие, как наземные и подводные врезы, подводные дельты, бары, тектонические возвышенности и т. п. Их интерпретация основывается на том же визуальном сейсмостратиграфическом анализе, что и на стадии общих поисков.

Схема 6

4.3.7. Подразделения тектонической классификации осадочных бассейнов

Подразделения тектонической классификации осадочных бассейнов в сейсмостратиграфии основываются на разных типах тектонических движений, приводящих к их образованию (схема 7). Они создаются первичными нисходящими вертикальными тектоническими движениями и подразделяются на осадочные бассейны конседиментационного прогибания и осадочные бассейны кратковременного опускания. Горизонтальные движения растяжения при большей интенсивности приводят к разрыву земной коры. При меньших их величинах равномерное растяжение захватывает только нижнюю пластичную часть земной коры, а в верхней оно происходит дискретно по системе листрических сбросов и возникновения локальных зон вторичных вертикальных нисходящих движений конседиментационного прогибания. Горизонтальные движения сжатия вдоль сдвигов приводят к возникновению на локальных участках вторичных нисходящих вертикальных движений конседиментационного прогибания, формирующих незначительных размеров и относительно неглубокие присдвиговые бассейны.

Схема 7



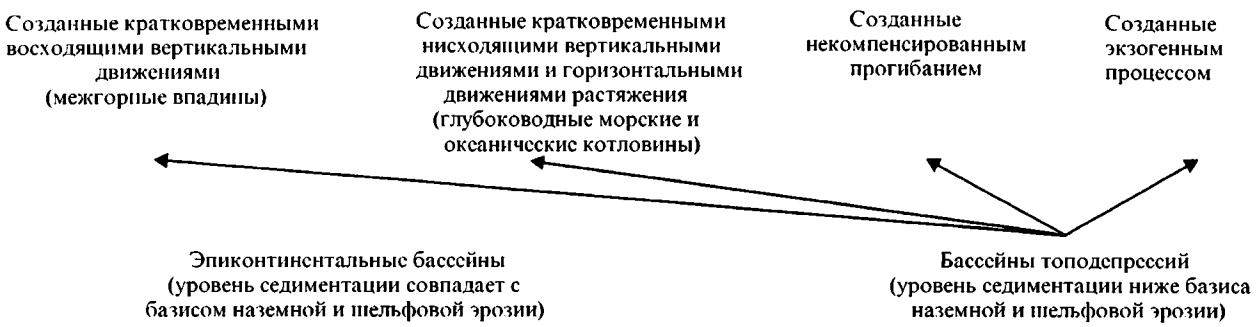
4.3.8. Подразделения седиментационной классификации осадочных бассейнов

Подразделения седиментационной классификации осадочных бассейнов устанавливаются на стадии общих поисков и региональных исследований нефтепоисковых работ. Осадочные бассейны по типам седиментогенеза разделяются на эпиконтинентальные и топодепрессии (схема 8). Эпиконтинентальные формируются при уровне седиментации, совпадающем с базисом наземной и шельфовой эрозии. В бассейнах топодепрессий уровень седиментации располагается ниже наземной и шельфовой эрозии.

Первые из них представляют собой активные тектонические структуры, прогибающееся дно которых компенсируется осадками.

Бассейны топодепрессий являются пассивными областями осадконакопления – седиментационными ловушками. Они созданы кратковременными восходящими вертикальными движениями (межгорные впадины), нисходящими кратковременными вертикальными движениями и горизонтальными движениями растяжения (глубоководные морские и океанические котловины), некомпенсированным прогибанием и экзогенными процессами.

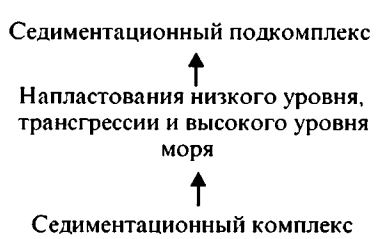
Схема 8



4.3.9. Подразделения секвентной стратиграфии

Подразделения секвеной стратиграфии устанавливаются на стадиях нефтепоисковых работ (схема 9). На стадии региональных исследований намечаются седиментационные комплексы. При поисково-разведочных исследованиях на первый план выходит поиск низких относительных палеоуровней моря, с которыми связана основная масса неантиклинальных ловушек углеводородов.

Схема 9



Глава 5
АККУМУЛЯТИВНЫЕ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ТЕЛА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

5.1. Элементарная дельта

Подножие активно развивающейся дельты окружено продельтой [Шлезингер, 1989 а]. На большом расстоянии она сложена глинами и илами. Осадки шельфа непосредственно по вертикали сменяются отложениями продельты. Образование последних связывается с деятельностью суспензионных потоков, стекающих с дельты и несущих большое количество осадочного материала. Для отложений продельты характерна тонкая горизонтальная слоистость, различающаяся гаммой цветов и связанная с включениями органических остатков, неоднородных по количеству и составу. Значительная их часть, в которой увеличивается величина осаждаемых частиц по сравнению с шельфовой частью разреза, накапливается в опресненных условиях. В дельте Миссисипи мощность отложений продельты изменяется от 20 до 100 м. Она сплошным полукольцом окружает современную дельту, достигая в поперечнике 200–250 м.

Породы продельты надстраиваются отложениями фронтальной дельты и образуются во время половодья, когда речная вода выходит за пределы русел и на широкой площади скатывается к морю. Существенную роль в формировании последней играют волновые процессы и течения. Слои фронтальной дельты, как и продельты, наклонены в сторону моря, но под большим углом (до 0,5°). В отложениях фронтальной дельты зернистость терригенного материала укрупняется при повышении скорости осадконакопления. Они сложены преимущественно глинами и глинистыми песками. Для отложений фронтальной дельты характерны косые наслоения, градационные слои, местные размывы и эрозионные заполнения. Отложения фронтальной дельты значительно меньше по латеральной протяженности, чем образования продельты.

По вертикали и, частично, по латерали породы фронтальной дельты наращиваются отложениями устьевого бара. Они рождаются речным потоком при выходе его в море. По периферии потока сразу же за устьем русла, где ослабевает движение речной воды, начинает откладываться песчаный материал. Создаются песчаные валы, параллельные турбулентному движению воды. Скорость накопления осадков в них максимальная по сравнению с любым другим участком дельты. В некоторых местах устья Миссисипи она достигает 4–5 м в год. Составными элементами устьевого бара являются подводные русловые валы (устьевые косы), баровый осередок и баровая ложбина. В баровом осередке намечаются тыловая, гребневая и фронтальные части. Образование устьевого бара начинается с формирования подводных русловых валов и заканчивается созданием осередка. Затем подводное русло реки находит новое продолжение в море, и процесс повторяется.

Отложения устьевого бара обычно сложены чистыми отсортированными песками.Они имеют тонкую косую слоистость. Наиболее грубые разности отлагаются в тыловой части. Быстрое захоронение осадков приводит к созданию АВПД, неравномерному уплотнению и внутреннему нарушению напластования. В верхней части разреза устьевого бара концентрируются крупные скопления органических остатков, образовывающихся за счет волновых процессов, и резко увеличивается содержание слюды. Мощность отложений устьевых баров существенно варьирует из-за неоднородности уплотнения и локального проседания, но в среднем составляет 20 м. Однако на участках проседания она увеличивается до 60–70 м. Длина устьевых баров

дельты Миссисипи достигает 40 км при ширине 3–6 км. При разветвлении русел, впадающих в море, устьевые бары сливаются и могут образовывать крупный единый массив. При удалении русла в море устьевые бары прорываются поперечными руслами во время разливов реки. Они создают небольшие прорывные конусы. Последние могут расти в течение нескольких лет, а затем, при отмирании поперечного русла, становятся пассивными. Для прорывных конусов характерны тонкая косая слоистость, увеличение вверх по разрезу и остатки растительности. Таким образом, к устьевым барам по латерали присоединяются локальные прорывные конусы.

Боковые русла (рукава) разнообразны по размерам и конфигурации. Их ширина колеблется от нескольких метров до 1 км, а глубина – от 1 до 30 м. В большинстве дельт положение боковых русел стабильно, что не приводит к формированию песчаных тел. В других случаях они меандрируют и образуют песчаные тела, близкие к устьевым барам центрального русла. Глубина большинства боковых русел с приближением к устьевому бару резко уменьшается. Отмирание боковых русел не имеет закономерностей. Они могут прекратить свое развитие за счет ураганов, которые уничтожают уклон дна. Лишенные активного водного потока боковые русла начинают заполняться осадками. Песок обычно накапливается в верховьях бокового русла или в местах его разветвления. Илы, богатые органическими остатками, характерны для верхней части разреза русла. Нижние горизонты глин бокового канала, как правило, не содержат фаунистических остатков. Это отличает их от подстилающих отложений дна шельфа. У подножия русел осадки деформированы оползанием. Высокое содержание воды приводит к различной степени их уплотнения и нарушению слоистости. В заполнении боковых русел огромную роль играют приливы, приносящие осадочный материал.

Внутренние заливы представляют собой площади открытой воды в активной дельте. Они могут быть полностью окружены маршами или устьевыми барами, но чаще всего частично открыты в море. Размеры внутренних заливов варьируют от нескольких сотен метров до 15 км. Внутренние заливы выполняются тонкими осадками за счет приливов и наводнений. Для них характерны тонкие линзовидные слои. Иногда встречаются параллельные напластования. В осадках содержатся остатки спор растений. В разрезе осадочных бассейнов отложения внутренних заливов дельт могут играть роль нефтематеринских пород.

Нижние части многих дельт отличаются большим количеством протяженных понижений, разрывающих боковые русла и связывающих внутренние заливы. Большинство межзаливных понижений имеют незначительные глубины (7–10 м). Их длина колеблется от нескольких сотен метров до 15–20 км. Вода в межзаливных понижениях изменяется от солоноватой до соленой морской. Межзаливные понижения образовались как зоны, перпендикулярные руслам во время высокой воды. Затем они разрабывались за счет течений и отмирали. Тектонические опускания создали межзаливные понижения и привели к затоплению морской водой. Мощность выполняющих их осадков 3–15 м. Период их накопления 100–150 лет.

Внутренние участки дельты, расположенные выше русел внутренних заливов и межзаливных понижений, за счет приливов и паводковых вод периодически затопляются и покрываются растительностью.

Рассмотренные геологические тела дельты образуют сложные вертикальные и латеральные ряды. Во времени породы шельфа сменяются отложениями продельты, фронтальной дельты, устьевого бара (вертикальный возрастной ряд). В латеральном ряду одновременно от суши к морю могут накапливаться осадки марша, межзаливных понижений, внутренних заливов, отмерших русел, фронтальной дельты, устьевого бара, продельты и шельфа.

Рассмотренные тела, созданные различными процессами, образуют дельтовый комплекс. Мощность элементарного седиментационного комплекса составляет первые десятки метров при ширине во многие десятки километров. В рельефе дна акватории он вырисовывается как положительная аккумулятивная форма по отношению к сопряженным районам шельфа. Она в виде языка отходит от побережья, осложняя ровную поверхность шельфа напротив устья реки. Обычно время образования элементарного седиментационного дельтового комплекса не превышает нескольких сотен лет. Внутри элементарного седиментационного комплекса изохронные поверхности составляют латеральный ряд, т.е. он растет от побережья в глубь моря (рис. 5.1). Однако в отдельных его составных элементах, например, во внутренних заливах, происходит нормальная вертикальная седиментация. Элементарный седиментационный комплекс выходит за пределы разрешаемой способности

сейсморазведки, и характер отражений в нем остается невыясненным даже при высокочастотной акустике. Пока не установлено, связаны ли сейсмические отражения с изохронными поверхностями или с разновозрастными границами тел (например, продельта и фронтальный бар), либо с тем и другим.

На участках земной коры, не испытывающих прогибания, формирование элементарного седиментационного дельтового комплекса завершается за счет латеральной миграции речной сети. Прекращение его образования может привести к частичному или полному разрушению. Последующий, более молодой элементарный седиментационный дельтовый комплекс начнет занимать другие участки шельфа. Роль дельтовых отложений в разрезе осадочного чехла в этом случае незначительна.

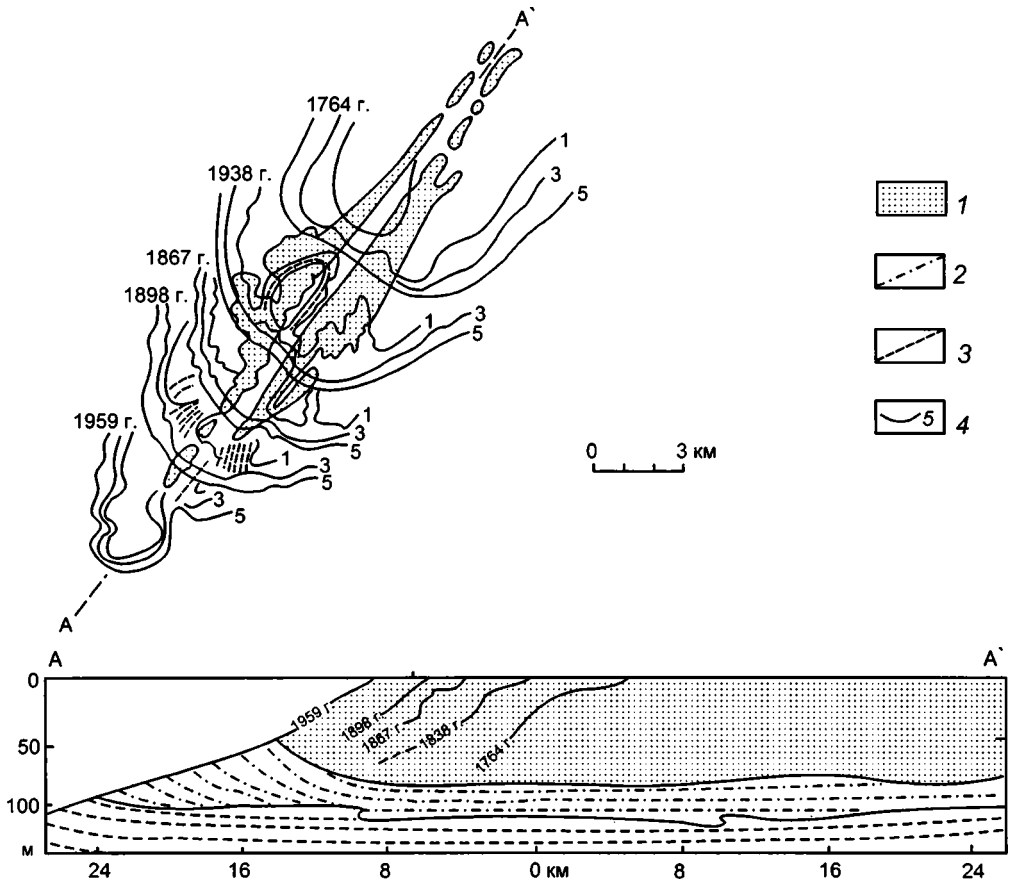


Рис.5.1. Принципиальное строение современной элементарной дельты
1–3 – отложения: *1* – шельфа, *2* – продельты, *3* – дельты; *4* – мощность, м

На участках земной коры, испытывающих прогибание, элементарный седиментационный дельтовый комплекс будет захороняться последующими более молодыми комплексами. Общая мощность дельтовых отложений в активно прогибающихся бассейнах может достигать многих километров. Однако мощность отдельных песчаных тел обычно составляет десятки метров и только при совпадении их вертикальной последовательности она несколько увеличивается. Роль дельтовых комплексов в строении активно прогибающихся осадочных бассейнов может быть существенна. Песчаные тела в этом случае будут иметь огромное значение как вместилища углеводородов, образуя неантиклинальные ловушки.

5.2. Подводные конуса выноса

При направленном линейном переносе терригенного обломочного материала через акваторию шельфа создаются подводные конуса выноса (рис. 5.2.1). Они наращивают, по определенным направлениям, склон и захороняют сопряженные участки глубоководной котловины в виде далеко вдающихся языков, где сменяются

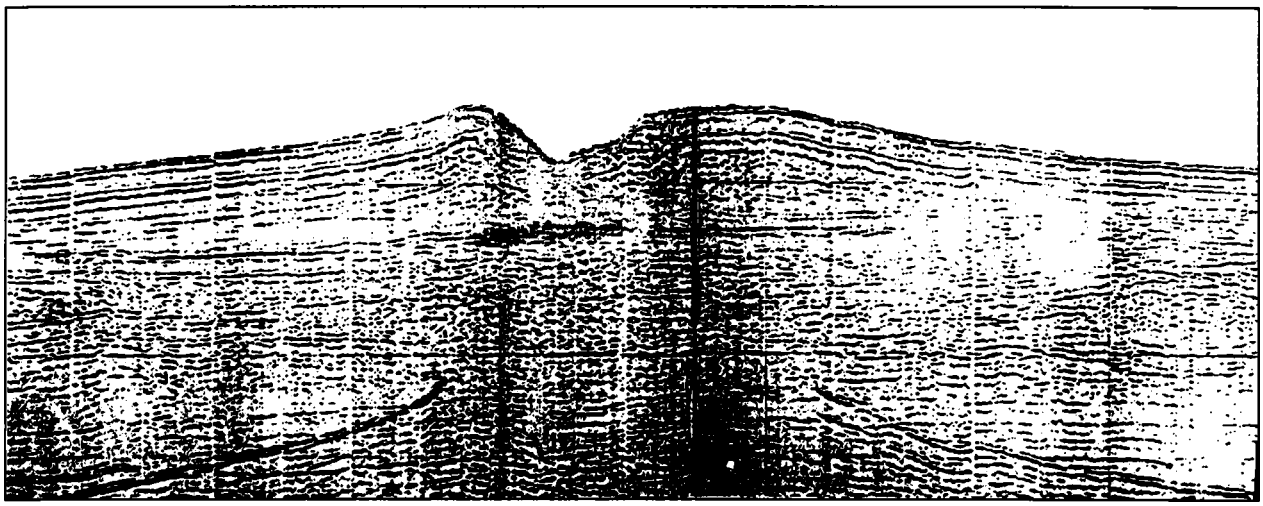


Рис.5.2.1. Фрагмент временного разреза северо-западной периферии Черного моря, иллюстрирующий Дунайский конус выноса

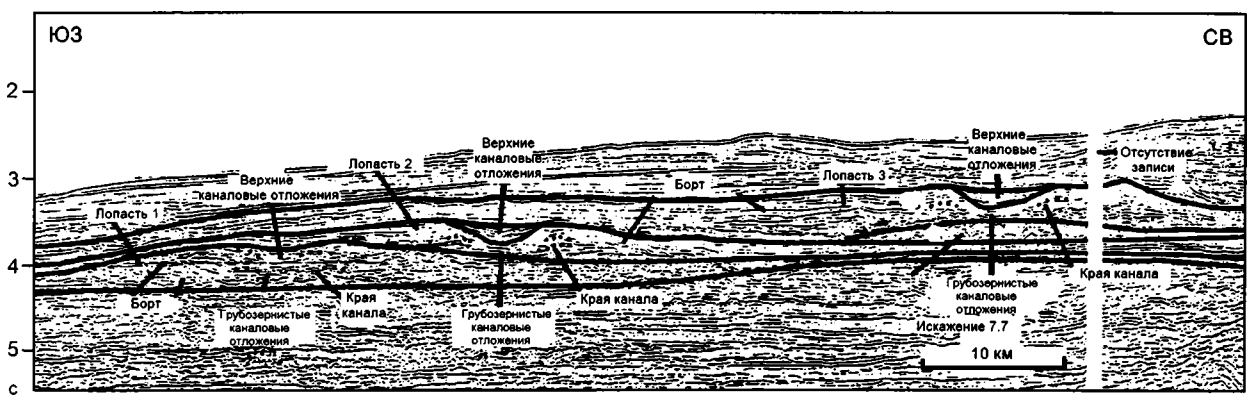


Рис.5.2.2. Принципиальное строение подводного конуса выноса

маломощными слоями депрессионных отложений. Высота подводных конусов выноса достигает сотен метров и первых километров.

Подводные конуса выноса представляют собой скопление осадков, накопившихся за пределами бровки шельфа на относительном глубоководье в форме вееров или линз вдоль подножия склонов или на выраженных площадях днища котловины. Они могут образовываться на различных глубинах, но более часто встречаются в начальном диапазоне батиали. Подводные конуса выноса могут проникать далеко в глубь котловины на расстояние, превышающее сотни километров от бровки шельфа. Однако большинство из них, по-видимому, располагается у подножья склона или в сопряженных участках глубоководной котловины. Они имеют морское (океаническое) или озерное происхождение.

Выделяются подводный конус выноса склона и конус выноса дна котловины. Хотя объективнее разделять их на нижний (более древний) и верхний (более молодой) подводные конуса выноса (рис. 5.2.2). Первый из них действительно всегда занимает более мористое положение, в то время как второй несколько сдвинут в сторону склона. Подводные конуса выноса могут быть связаны с крупными артериями рек, такими, как Миссисипи, причем каньоны располагаются чаще всего несколько в стороне от дельты на сопряженных участках шельфа или склона. В некоторых нефтегазоносных бассейнах подводные конуса выноса располагаются на значительном расстоянии от подножия склона.

Размеры подводных конусов выноса могут изменяться в широких пределах от небольших, не прерывающих 8–10 км, как, например, на Прикалифорнийской окраине, до гигантов, измеряемых более 800 км. Последние всегда связаны с устьями крупных рек. Подводные конуса выноса довольно разнообразны по составу слагающих отложений и количеству содержащегося в них грубого материала. Размеры дренируемой площади и пути переноса являются важными факторами, формирующими состав пород, механические фации, их пористость и проницаемость. Последние параметры также зависят от процессов седиментации и диагенеза. Формирование подводных конусов выноса происходит за счет различных видов высокоплотностных потоков, среди которых имеют место флюксотурбидиты и зерновые потоки, переносящие разжиженный грубообломочный материал. Сейсмо- или метатурбидиты образуют мощные пачки слоев, связанные с мгновенным поступлением огромного объема рыхлых осадков с грубыми фракциями. В общем виде более грубые осадки остаются в зонах действия потока, создающего каналы. Более тонкий материал формирует намывные валы и за их пределами аккумулируется на межканаловых пространствах, образуя лопасти подводного конуса выноса.

Как правило, подводные конуса выноса формируются при резком выполаживании уклонов дна обычно на участках подножия склона или сопряженных частей котловины. Они занимают пониженные или ровные участки дна. Следовательно, их подошва вогнутая или горизонтальная. Эвстатические падения уровня моря и низкое его стояние были временем, благоприятным для образования подводных конусов выноса. Лишь активизация восходящих тектонических движений в области сноса может приводить к переносу огромного объема терригенного обломочного материала и формированию подводных конусов выноса при более высоком уровне моря.

Большинство подводных конусов выноса, выделяемых по сейсмическим данным, соответствуют типичной схеме: подводный каньон – каналы – лопасти, которая характеризуется линейным источником сноса. Сносимый осадочный материал начинает откладываться у устья каньона. Несколько каньонов могут создавать систему подводных конусов выноса вдоль подножия склона (Южно-Калифорнийский бассейн). Уменьшение размеров каньона не обязательно должно приводить к уменьшению размеров связанного с ним подводного конуса выноса. Обнаружено много подводных конусов выноса, с которыми не сопряжены каньоны.

Каньоны формируются за счет подводной эрозии. Иногда они приурочиваются к ослабленным тектоническим процессом участкам склона и шельфа. Верховья каньонов продвигаются преимущественно за счет оползневых процессов. Подводные каньоны имеют V- и U-образную форму. Их поверхность срезает подстилающие отложения. В поперечном сечении заполняющие каньоны отложения характеризуются обычно низкоамплитудными, но участками высокоамплитудными, достаточно протяженными, реже прерывистыми отражениями. Окончательное захоронение подводных каньонов осуществляют преимущественно глинистые проградационные отложения, более молодые, чем образования верхнего яруса. Каньоны являются поисковым критерием подводных конусов выноса.

В каналах, в отличие от подводных каньонов, происходят преимущественно аккумулятивные

процессы. Они имеют большую ширину и меньший уклон. Каналы возникают у подножия и протягиваются в глубь глубоководной котловины. Они образуются за счет линейных потоков, чаще всего гравитационных, и в большинстве случаев непосредственно сопряжены с устьями подводных каньонов.

Намечаются два типа отложений подводных каналов. Первый слагает положительную аккумулятивную форму, когда в потоке резко преобладает грубозернистый материал. Создается по существу седиментационный вал. При большом содержании в потоке тонкого материала образуется второй, более распространенный тип отложений канала. Последующее осадконакопление уже идет в отрицательной аккумулятивной форме подводного рельефа. В верховьях каналы второго типа формируются за счет частичного врезания в подстилающие отложения и частичного намыва бортов при выполаживании потока. В средней части канала намыв приобретает основное значение, ширина его увеличивается, а днище уплощается.

Параметры канала сильно варьируют, но в пределах наиболее крупных конусов выноса ширина их может достигать нескольких сот метров и даже первых километров, а высота намывных валов – многих десятков и первых сотен метров. При сокращении размеров конусов указанные параметры уменьшаются. В низовьях морфологическая выраженность канала ухудшается. Однако при высокой разрешаемой способности сейсморазведки они протягиваются до дистальных частей конуса, где занимают его значительную часть. Здесь каналы слагаются сериями проградирующих пачек и песчаников, состав которых грубеет вверх по разрезу. Средние и верхние части каналов также содержат песчаные слои, которые, напротив, испытывают утонение зернистости вверх по разрезу. Отмечается миграция каналов. Отложениям канала отвечают нерегулярные сейсмические отражения, часто осложненные дифрагированными волнами. Они сложены преимущественно песчаными отложениями, в то время как в сопряженных с ними валах распространены глинисто-алевритистые образования.

Основную часть подводного конуса выноса составляют лопасти. Лопасть представляет собой осадочное тело, ограниченное протяженными отражающими горизонтами, которые приурочены к поверхностям несогласий. По восстанию подводного конуса выноса лопасть ограничивает подножие склона. По падению она постепенно переходит в одновозрастные маломощные отложения глубоководной котловины или упирается в положительные формы подводного палеорельефа. Лопасть подводного конуса выноса отражает один из эпизодов его формирования. Оно происходит при несколько более высоком уровне моря, когда осадконакопление далеко выходит за пределы каналов и образует постепенно утоняющиеся шлейфы. Лопасти сложены главным образом тонким глинистым материалом.

В подводном конусе выноса объективно можно наметить нижний (обычно более древний) и верхний (обычно более молодой) конусы. Первый из них чаще занимает внутренние зоны глубоководной котловины, но иногда и устьевые участки каньона и подножия склона. Нижний конус подразделяется на внутреннюю часть и внешнее обрамление. Сейсмические фации нижнего конуса характеризуются холмистыми невыдержанными отражениями. Их наклоны превышают региональные наклоны подстилающих образований. Отражения отличаются высокой амплитудностью, причем наибольшее значение связано с кровельным отражением, приобретающим выдержанность. Верхняя поверхность нижнего конуса имеет выпуклую холмообразную форму. Однако вершины крупных подводных конусов выноса часто характеризуются плоской формой. Осевая зона нижнего конуса, разделяющая его лопасти, характеризуется обычно песчаными каналовыми фациями. Отсюда наблюдается расхождение отражений, которые приобретают вновь тенденцию к схождению.

Верхний конус занимает чаще всего подножие склона, иногда захватывая и среднюю часть каньона. Он по объему больше нижнего конуса. Его отличительные признаки – наличие одного или нескольких ярко выраженных каналов, слабо выраженных в подстилающих отложениях и обрамленных намывными валами. Активной зоной осадконакопления является средняя часть верхнего конуса. Верхний конус характеризуется расходящимися от центрального канала прерывистыми бугристыми, чаще низкоамплитудными отражениями, которые вновь сходятся к флангам. Его подошва вогнута.

Подводные конусы выноса представляют собой положительные формы палеорельефа бассейна. Вероятно, крутизна их склонов усиливалась из-за различной степени уплотнения отложений подводного конуса выноса, где существенно больше слабосжимаемого песчаного материала по сравнению с сопряженными площадями с

преобладающим глинисто-алевритистым разрезом. Нижний конус, как правило, занимает незначительный возрастной интервал и практически не имеет возрастных эквивалентов в пределах шельфа и глубоководной котловины. Более молодой верхний конус характеризуется большим возрастным диапазоном. Отложения, захоронающие подводный конус выноса, прислонены к его кровле.

5.3. Верхнеюрско-нижнемеловые тела латеральной и прерывисто-вертикальной седиментации на примере Западно-Сибирской плиты

На территории Западно-Сибирской плиты тела латеральной и прерывисто-вертикальной седиментации составляют верхнеюрско-нижнемеловой разрез осадочного чехла (рис. 5.3.1, рис. 5.3.2). Их суммарная мощность приближается к 20 км. Тела латеральной и прерывисто-вертикальной седиментации представлены несколькими генетическими классами.

Первый класс, выделяемый под названием трансгрессивный клиноформ (клинопокровы в понимании Ю.А.Михайлова) (рис. 5.3.3), характеризуются динамически выраженными протяженными, косоориентированными (до 1–3°) на определенных участках по отношению к покрывающим шельфовым сейсмическим границам и подстилающему опорному сейсмическому горизонту Б (баженовская свита верхней юры). В них отчетливо намечаются ундаформа, собственно клиноформа и фондоформа. Первая переходит в шельфовые слои с сокращением мощности (до 50%). Фондоформа в дистальной части постепенно сменяется аргиллитами, наращивающими разрез баженовской свиты. Протяженность склонового участка и подножия трансгрессивных клиноформ по латерали вкрест простирания варьирует от 15 до 60 км при мощности до 100–150 м. По данным бурения трансгрессивные клиноформы слагаются глинистым материалом. Генотипом трансгрессивных клиноформ может служить пимская глинистая пачка.

Второй генетический класс составляют регрессивные клиноформы (клиноциклиты, по Ю.А.Михайлову). Для них характерно наличие различной протяженности и интенсивности сигмовидно-косослоистых отражений, ориентированных наклонно по отношению к покрывающим шельфовым сейсмическим границам и подстилающему опорному сейсмическому горизонту Б. Сигмовидно-косослоистые отражения в регрессивных клиноформах за счет резкого утонения и сближения осей в верхней части клиноформы собираются в пучок или теряют свою прослеживаемость. Иногда они, возможно, подрезаны эрозией. Таким образом, в большинстве случаев регрессивные клиноформы расположены между трансгрессивными клиноформами. Ундаформы обычно выражены местами для нижних в возрастном отношении частей регрессивной клиноформы, которые переходят в шельфовые алеврито-песчаные слои. В большинстве случаев регрессивные клиноформы не имеют ундаформ и, соответственно, возрастных аналогов среди шельфовых слоев. По падению слои регрессивной клиноформы испытывают прилегание к подстилающим образованиям. Фондоформа намечается только для самой верхней в возрастном отношении части регрессивной клиноформы. Протяженность регрессивных клиноформ по латерали вкрест их простирания достигает 20–40 км при мощности до 200–400 м. Регрессивные клиноформы сложены слабосортированными песчано-глинистыми линзовидными телами. Генотипом регрессивных клиноформ могут служить пласты $БС_{1-4}$ Приразломной площади. Регрессивные клиноформы могут быть подразделены по внутренней структуре отражений на три подкласса.В первом наклон внутренних отражений не превышает минут и первых десятков минут. Во втором подклассе он измеряется десятками минут. И в третьем наклон отражений превышает 1°. Именно на сжатых разрезах в третьем подклассе появляются сигмовидные и тангенциально-косослоистые формы.

Третий генетический класс составляют подводные конусы выноса. По подошве они имеют вогнутую форму, а по кровле обычную выпуклую. Последняя особенно отчетливо намечается по меридиональным и субмеридиональным сечениям. Внутренняя структура подводных конусов выноса характеризуется слабыми, переменной интенсивности бугристыми протяженными отражениями. В вертикальном сечении подводный конус часто состоит из отдельных тел (например, нижнее, среднее, верхнее), часто имеющих незначительные (сотни метров и первые километры) плановые смещения. Они слагаются слабоотсортированными песчано-глинистыми отложениями с ухудшенными коллекторскими свойствами. Подводные конусы выноса в основном не имеют шельфовых возрастных аналогов. Только на относительно небольших по размерам центральных их частях наблюдается переход в одновозрастные шельфовые слои. Мощность подводных

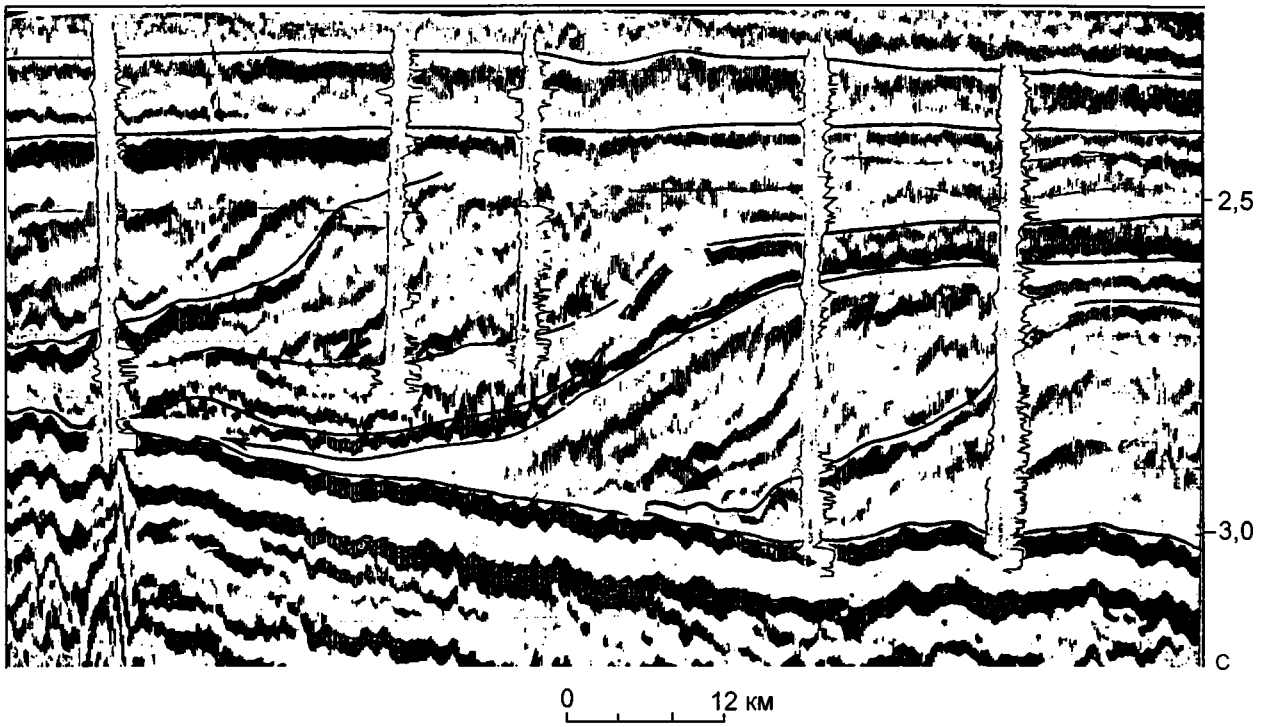


Рис.5.3.1. Фрагмент временного разреза Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий неокомские клиноформы латеральной седиментации

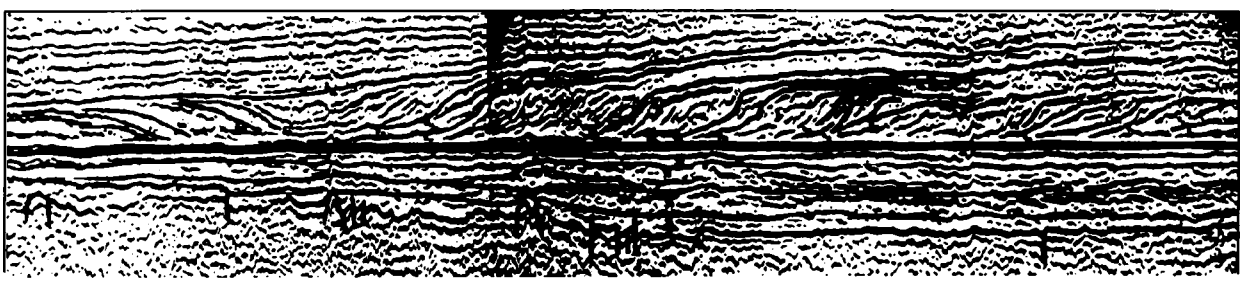


Рис.5.3.2. Фрагмент временного разреза Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий неоком-аптские клиноформы латеральной седиментации

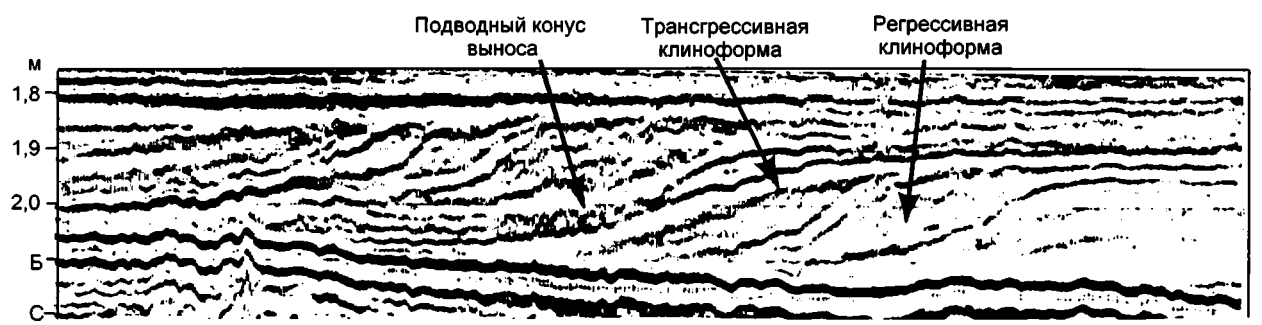


Рис.5.3.3. Фрагмент временного разреза Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий генетические типы клиноформ

конусов выноса определяет их вертикальная высота, она колеблется от десятков метров до 200–300 м. Генотипом подводного конуса выноса может служить пласт $АС_{12}$ Приобской зоны.

Четвертый генетический класс составляют параллельно-слоистые клиноформы. В их строении принимают участие динамически выраженные протяженные отражения. Параллельно-слоистые клиноформы имеют четкие ундаформы и фондоформы, разделенные значительно большими по размерам участками параллельных слоев. Ундаформы, особенно их верхние части, переходят в шельфовые слои. В ряде случаев, особенно в нижних частях ундаформ, слои испытывают прислонение к сопряженному седиментационному уступу. По этому признаку параллельно-слоистые клиноформы могут быть подразделены на тела с незначительным прислонением или его отсутствием и на тела с существенным прислонением. Первые более свойственны центральным районам неокомского бассейна, а вторые – периферийным. Параллельно-слоистые клиноформы особенно характерны для центральных районов неокомского глубоководного палеобассейна, где их ширина достигает 100 км. Но они достаточно часто встречаются и на других участках, на различных уровнях неокомского разреза. Параллельно-слоистые клиноформы представлены преимущественно глинистым разрезом (фроловский тип разреза неокома).

Рассмотренные классы тел латеральной и прерывисто-вертикальной седиментации последовательно захороняют относительно глубоководный бассейн, превращая его в аккумулятивный шельф или низменную равнину. По простиранию они существенно изменяются как по ширине и, соответственно, по мощности, так и по внутренней характеристике.

Наиболее выдержанными являются трансгрессивные клиноформы, прослеживаемые вдоль всего меридионального сечения Среднего Приобья. Изменение их мощности по простиранию не превышает 1,5–2 раза. Наиболее значительным изменениям по простиранию подвержены регрессивные клиноформы. Намечаются участки повышенных мощностей, выделяемые под названием депоцентров, где мощность измеряется многими сотнями метров. Отсюда толщина регрессивных клиноформ плавно утоняется по простиранию иногда практически до полного выклинивания. Соотношение их по длинной и короткой осям колеблется от 3:1 до 10:1 и более. Подводные конусы выноса, как правило, имеют изометричную форму. Соотношение их осей не превышает 2:1. Подводные конусы выноса образуют наиболее крупные и мощные депоцентры осадконакопления. Параллельно-слоистые клиноформы характеризуются выдержанностью по латерали. Они погребают аккумулятивный рельеф подстилающих клиноформ и захороняют центральную часть Западно-Сибирского глубоководного палеобассейна.

Главные неоднородности по простиранию создают подводные конусы выноса. За счет них образуется подводный положительный рельеф, который захоронятся регрессивными и параллельно-слоистыми клиноформами. Именно к подводным конусам выноса они утоняются и выклиниваются. И, напротив, на участках между подводными конусами выноса расположены зоны повышенных мощностей более молодых регрессивных или параллельно-слоистых клиноформ. Предполагается, что не все зоны максимальных мощностей регрессивных и параллельно-слоистых клиноформ обусловлены подводными конусами выноса. В региональном плане могут наблюдаться плавные изменения их толщины, которые не связаны с неровностями рельефа дна бассейна, сформированными предшествующим циклом осадконакопления.

Рассматриваемые тела образуют закономерно повторяющийся латеральный возрастной ряд. По нему отчетливо наблюдается цикличность латерального и прерывисто-вертикального осадконакопления. Параллельно-слоистые шельфовые образования переходят в трансгрессивные клиноформы и в отдельных случаях в низы регрессивных клиноформ. Обычно мощность клиноформной части разреза до 1,5–2 раз больше одновозрастных шельфовых слоев. Мощности шельфовых слоев имеют максимальные значения в зоне их перехода в клиноформы. И, наоборот, наблюдается их закономерное постепенное утонение к востоку, приводящее к образованию тонких клиньев. С востока на запад шельфовые слои, начиная с волжского яруса (баженовская свита) верхней юры до аптского яруса нижнего мела, переходят в трансгрессивные клиноформы. При этом происходит увеличение высоты последних от десятков метров до 400–450 м.

Трансгрессивные клиноформы и их возрастные шельфовые аналоги являются хорошими маркерами, позволяющими проводить площадную фазовую корреляцию сейсмических горизонтов и на ее основе раскрывать геометрию поверхности и форму седиментационных тел. В районе Вартовского свода в верхней части шельфового разреза неокома с запада на восток

устанавливается резкое изменение рисунка сейсмической записи. Динамически выраженные протяженные сейсмические границы сменяются на непротяженные переменной интенсивности отражения, имеющие облик, характерный для нижне-среднеюрских образований. По данным бурения при этом меняется фациальный облик пород. Типично морские отложения переходят в породы, несущие признаки прибрежно-морских и континентальных фаций. Зона перехода на палеосейсмических разрезах, выровненных по аптскому горизонту М, наклонена с запада на восток, т.е. наиболее молодые прибрежно-морские и континентальные фации смещены к западу, а более древние морские фации – к востоку. Особенности внешней формы и внутреннего строения клиноформ позволяют подойти к раскрытию создавших их процессов.

Шельфовый разрез неокома состоит из циклической перемежаемости глинистых пластов, с которыми связаны динамически выраженные протяженные сейсмические границы, и более мощных алеврито-песчаных пачек. Последние характеризуются слабыми сейсмическими отражениями и сейсмической записью, приближающейся к прозрачной. Наблюдается общее закономерное увеличение мощности шельфовых пластов в сторону клиноформ. По-видимому, глинистые пласты формировались при относительном подъеме уровня моря. Шельфовый разрез неокома создан в процессе вертикальной седиментации, обусловленной конседиментационным тектоническим прогибанием и изостатическим погружением под действием веса клиноформ и колебаниями уровня моря.

При относительно высоком уровне моря глинистый материал шельфовых пластов за бровкой шельфа попадает на участки готового отрицательного рельефа. Под действием гравитационных процессов он отлагается с несколькими большими скоростями на склоне и смежных участках днища глубоководной котловины, создавая трансгрессивные клиноформы. За счет относительно высокого темпа седиментации происходит нехватка терригенного материала и образование фондоформы с последующим ее переходом в маломощные депрессионные фации.

При понижении уровня моря на шельфе накопление глинистого материала сменилось алеврито-песчаным. За бровкой шельфа он попадает на участки готового отрицательного рельефа. Под действием гравитационных процессов алевритово-песчаный материал отлагается с существенно большими скоростями на склоне и смежных участках глубоководной котловины, формируя нижние части регрессивных клиноформ. За счет высокого темпа седиментации происходит нехватка материала и образование фондоформы с последующим ее переходом в маломощные депрессионные фации. При уменьшении скорости седиментации алеврито-песчаный материал на склоне и днище котловины создает более выдержанные и протяженные слои параллельнослоистых клиноформ. В них фондоформы значительно удалены от ундаформ. За счет нехватки материала фондоформенные слои переходят в маломощные депрессионные фации.

Дальнейшее понижение уровня моря превращает шельф в область транзита. За бровкой шельфа он попадает на участки готового отрицательного рельефа. В зоне склона возникают мутьевые потоки, которые переносят огромное количество терригенного материала. Происходит интенсивная лавинная седиментация. Скорость была настолько велика (до 1000 м и более в 1 млн лет), что терригенного материала хватает только на поперечное сечение склона. Вследствие этого изохронные поверхности напластования сменяют друг друга по латерали. На днище котловины создаются фондоформы, которые постепенно переходят в маломощные депрессионные фации.

Подводные конусы выноса возникают, по-видимому, за счет однонаправленного линейного поступления терригенного обломочного материала при относительно низком уровне моря. Он поставляется к бровке шельфа, когда последний представляет собой область транзита. Линейная направленность потока, вероятно, обусловлена несколькими факторами. Среди них главное значение имеют: крупные речные артерии, относительная узость шельфа и наличие в нем подводящих каналов в виде эрозионных подводных врезов (каньонов) или пологих поперечных зон шельфа, где накапливаются осадки, синхронные подводным конусам выноса.

Терригенный материал за бровкой шельфа попадает на участки готового отрицательного рельефа. Под действием главным образом гравитационного фактора он отлагается с относительно большими скоростями на склоне и на смежных участках днища глубоководной котловины, образуя изометричные тела. Они представляют по кровле положительную форму рельефа. Из-за высокого темпа седиментации не хватает терригенного материала и создаются фондоформы с последующим их переходом в маломощные депрессионные фации. Миграция

во времени подводящих каналов приводит к смещению направлений роста подводных конусов выноса и, соответственно, к их плановому перемещению. Центральные части подводных конусов выноса захороняют глубоководную котловину до уровня шельфа. Их периферии погребаются слоями регрессивных и параллельнослоистых клиноформ, за счет которых наращивается аккумулятивный шельф.

Неравномерность поступления терригенно-обломочного материала к бровке шельфа является главной причиной создания депоцентров тел латеральной и прерывисто-вертикальной седиментации. Среди него на первое место выходит линейный ориентированный поток. Однако и при рассеянном переносе происходит количественная дифференциация. Она также приводит к изменению их толщины по простиранию. Другие факторы, в том числе и тектонические процессы (неокомские конседиментационные и доседиментационные тектонические движения), играют, по-видимому, второстепенную роль.

Западно-Сибирская позднеюрская относительно глубоководная котловина возникает за счет дифференцированного некомпенсированного прогибания. Об этом свидетельствует утонение келловей-киммериджских морских отложений (до 200–250 м) на левобережье Енисея в сторону Западно-Сибирской плиты. Первоначальная глубина позднеюрской котловины не превышает 150–200 м. Клиноформы и подводные конуса выноса создают дополнительное изостатическое погружение, осложняющее региональный фон тектонического прогибания Западно-Сибирской плиты. Изостатическое погружение, вероятно, имеет импульсивный характер, приводя к относительному подъему уровня моря. Дно шельфа опускается ниже подводной эрозии, связанной с волновыми процессами. Шельф превращается в область аккумуляции преимущественно глинистых осадков. Мутьевые и турбидитные процессы в области склона затухают, и лавинная седиментация сменяется более умеренным осадконакоплением, формирующим трансгрессивные клиноформы. При обмелении шельфа отлагается алевритово-песчаный материал, который проникает и в пределы склона, создавая нижнюю в возрастном отношении часть регрессивных клиноформ и подводных конусов выноса.

При захоронении шельфа на него воздействует лишь фоновое значение регионального конседиментационного прогибания. Но оно относительно мало, и шельф вновь превращается в область транзита и на склоне возобновляется интенсивная лавинная седиментация. В пределах Западно-Сибирской котловины работает самовозникающая и самоподдерживающая колебательная система, приводимая к возрастной латеральной цикличности осадочных тел.

Последовательное захоронение Западно-Сибирской относительно глубоководной котловины клиноформами и подводными конусами выноса приводит к последовательному включению от периферии к центру дополнительного изостатического прогибания. Оно в виде волны перекатывается по анализируемой территории с востока на запад. Изостатическое прогибание способствует формированию шельфовых слоев, их региональному утолщению и наклону с востока на запад. Оно приводит к углублению котловины. В предаптское время глубина ее центральной части превышала 500 м, т.е. за некомское время она, по-видимому, углубилась на несколько сотен метров.

Изостатическая составляющая прогибания может быть достаточно уверенно определена путем вычитания из максимальных значений мощностей шельфовых слоев на западе фоновых значений на востоке. Несомненно, что их прирост обусловлен изостатической составляющей, созданной весом клиноформ и подводных конусов выноса. Качественно она может быть оценена не менее 50% общей суммарной амплитуды прогибания.

Смещение осевой зоны изостатического прогибания во времени с востока на запад приводит к продвижению в том же направлении вверх по разрезу неокомских прибрежно-морских и континентальных фаций по отношению к морским. В аптском веке Западно-Сибирская глубоководная котловина была полностью захоронена клиноформами и подводными конусами выноса с образованием вторичного аккумулятивного шельфа.

Изостатические опускания приводят к относительным колебаниям уровня моря. Они выражены местными трансгрессиями и регрессиями. Их величины не выходят за пределы первых десятков метров. Кратковременные трансгрессии и регрессии имели место на общем фоне относительного понижения уровня моря неокомского бассейна. Общее смещение континентальных и прибрежно-морских фаций по отношению к морским, не превышающее первых сотен километров при средних наклонах шельфа (минуты), сопряженных с равнинными областями суши, позволяет считать, что падение уровня моря в неокоме не выходило за пределы десятков метров.

Оно ограничивается глобальной позднеюрской и аптской трансгрессиями, охватившими всю территорию Западно-Сибирской плиты. Они несомненно имеют эвстатическую природу.

Генетические классы геологических тел неокома, созданные разными седиментационными процессами, предопределяют закономерности распространения коллекторов. Первым объектом являются шельфовые пласты на относительно отдаленных участках от клиноформ. Они создают структурные и неантиклинальные ловушки углеводородов. Второй объект представляют так называемые подшельфовые (надклиноформенные) песчаные пласты. Они образуются на поверхности регрессивных клиноформ за счет относительного подъема уровня моря вследствие локального изостатического погружения или уплотнения. И, наконец, третий объект коллекторов приурочен к нижним частям подводных конусов выноса и регрессивным клиноформам, куда они попадают за счет мутьевых и турбидитных потоков и гравитационного течения. Второй и третий объекты создают ловушки углеводородов неантиклинального типа.

По данным Ю.А.Михайлова с соавторами [Гогоненков и др., 1988], песчаный материал приурочивается к тыловым частям регрессивных клиноформ. Как правило, сейсмические отражения, наклонные до 1°, связаны с пластами песчаников, а при увеличении их наклона до 2° и выше – с глинами. О.М.Мкртчян с сотрудниками отмечают разное количество песчаных пачек: в регрессивной клиноформе их намечается до 6, в чеускинской – 3 и в сармановской – 2. Обычно по простиранию они прослеживаются на разное расстояние, утоняясь и выклиниваясь.

5.4. Карбонатный шельф

В разрезе осадочного чехла карбонатные комплексы, сложенные преимущественно мелководными биогенными осадками, играют важную роль. Они распространены на протяжении многих сотен или даже первых тысяч километров по латерали при толщине во многие сотни метров и первые километры. Зарубежные исследователи их выделяют под названием карбонатных платформ [Уилсон, 1980]. Кровельный и подошвенный отражающие горизонты карбонатного шельфа характеризуются плоско-параллельным залеганием на больших протяженных, наибольшей амплитудой и динамической выраженностью [Сапожников, Шлезингер, 1986]. Часто внутри карбонатного шельфа отсутствуют протяженные отражения. В поле преломленных волн в первых вступлениях регистрируется группа высокоскоростных волн (5,8–6,4 км/с), которые последовательно затухают, образуя ступенчатый годограф. В сторону глубоководных бассейнов карбонатный шельф резко утоняется, образуя карбонатные уступы, и переходит в маломощные (десятки или первые сотни метров) депрессионные глинисто-карбонатные отложения.

Вблизи верхних бровок карбонатных уступов обычно увеличивается временной диапазон пакета при значительном осложнении рисунка волнового поля отраженных волн (барьерные рифы). За ними происходит резкое сближение отражающих горизонтов. Динамическую выраженность сохраняет кровельный горизонт, а интенсивность остальных отражений падает. Внутренняя структура пакета осложняется появлением дифрагированных волн, осей гиперболической формы, локальными

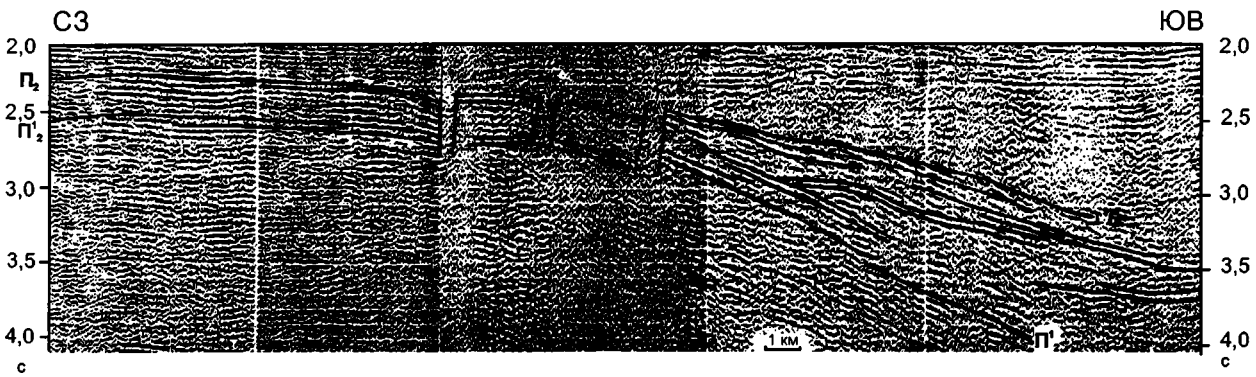


Рис.5.4. Фрагмент временного разреза зоны сопряжения Прикаспийской впадины и Северо-Устюртского прогиба, иллюстрирующий переход карбонатного шельфа в одновозрастные карбонатно-терригенные и терригенные образования
Буквы – отражающие границы

интервалами отсутствия коррелируемых осей синфазности, резким уменьшением интенсивности отражений и хаотичным их расположением.

В зоне перехода карбонатного шельфа в депрессионные фации прекращается регистрация высокоскоростного преломляющего горизонта. Карбонатный шельф в сторону глубоких частей осадочных бассейнов сменяется более мощными терригенно-карбонатными и терригенными одновозрастными образованиями (рис.5.4).

В зоне перехода изменяется внутренняя структура волнового поля. Кровельный отражающий горизонт теряет свою интенсивность, динамическую выразительность и перестает регистрироваться как опорный. В волновом пакете начинают преобладать наклонные отражения и прекращает прослеживаться опорный преломляющий горизонт.

Депрессионные глинисто-карбонатные отложения, карбонатный шельф и терригенные (терригенно-карбонатные) породы представляют генетический парагенез. Первые свойственны исключительно глубоководным бассейнам. Карбонатный шельф приурочен к стабильным участкам, занимая положительные тектонические структуры и периферию отрицательных. Его формирование происходит преимущественно за счет изостазии тяжелых карбонатных пород.

В активных, длительно прогибающихся эпиконтинентальных бассейнах формируются мощные терригенные (карбонатно-терригенные) образования.

Глава 6
ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Основные закономерности строения консолидированной коры проанализированы мною с соавторами в нескольких работах [Шлезингер, 1995 б; Беляков, Шлезингер, 1996; Друщиц, Шлезингер, 1996]. По данным анализа ксенолитов и разрезов аллохтонных пластин, верхняя часть мантии и нижняя часть континентальной консолидированной земной коры сложены в различной степени деплетизированными полосчатыми шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами, насыщенными конформными и секущими телами основных пород.

Выше залегают эклогитизированные анатексированные основные и кислые гранулиты или (преимущественно для древних платформ и сопряженных частей фанерозойских складчатых сооружений) коэсит-алмазосодержащие дистеновые гнейсы и коровые эклогиты. Верхняя часть консолидированной континентальной коры сложена гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитами. Океаническая консолидированная кора, по данным глубоководного бурения и драгирования, представлена (снизу вверх): куммулятивным расслоенным габбро-перидотитовым комплексом, комплексом диабазовых даек и изотропного габбро, эпигенетически измененными толеитовыми лавами и неизмененными толеитовыми лавами.

При исследовании методами преломленных волн (ГСЗ, КМПВ и МПВ) в консолидировнной земной коре устанавливаются только две опорные границы первого рода, приуроченные к ее подошве (граница Мохо) и кровле (поверхность фундамента). Внутри консолидированной коры намечаются уровни повышенной энергии сейсмической записи и скоростная расслоенность разреза.

По данным отраженных волн, в верхней части консолидированной земной коры преобладают наклонные отражения, а в нижней части – субгоризонтальные границы (рис. 6.1). Геологические материалы, глубокое бурение и, прежде всего, анализ разреза Кольской сверхглубокой скважины показывают, что первые из них связаны с напластованием горных пород, разломами, поверхностями магматических тел и другими геологическими параметрами. Субгоризонтальные сейсмические границы консолидированной коры обусловлены напряженным состоянием и объемным разрушением горных пород. Они возникают при определенном литостатическом давлении и тектоническом стрессе. Геологические параметры, создающие перепады акустической жесткости, полностью затушевываются современным напряженным состоянием горных пород и объемной трещиноватостью. Их дифференциация по разрезу консолидированной коры приводит к перепадам акустической жесткости, достаточной для возникновения сейсмических границ.

Раздел между наклонными отражениями и субгоризонтальными границами проходит на разных гипсометрических уровнях. В областях фанерозойских складчатых сооружений (рис. 6.2) и в нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных прогибах (рис. 6.3) наклонные отражения занимают большую по толщине верхнюю часть консолидированной коры. В консолидированной коре осадочных бассейнов раздел наклонных отражений и субгоризонтальных сейсмических границ занимает значительно более высокий гипсометрический уровень. В утоненной континентальной консолидированной коре наклонные отражения практически отсутствуют. Океаническую консолидированную кору занимают преимущественно субгоризонтальные сейсмические границы, среди которых встречаются наклонные отражения. Раздел наклонных отражений и

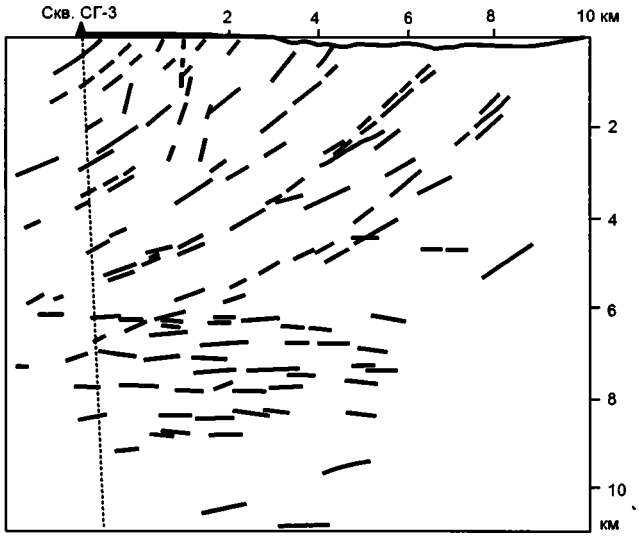


Рис.6.1. Разрез континентальной консолидированной коры в районе Кольской сверхглубокой скважины, иллюстрирующий соотношение наклонных и субгоризонтальных отражающих площадок

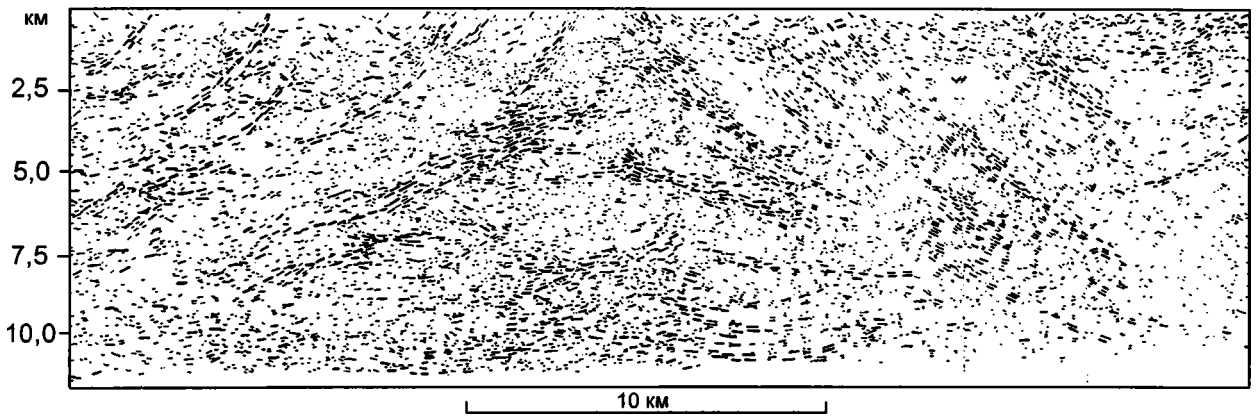


Рис.6.2. Фрагмент временного разреза Урала, иллюстрирующий строение верхней части консолидированной коры

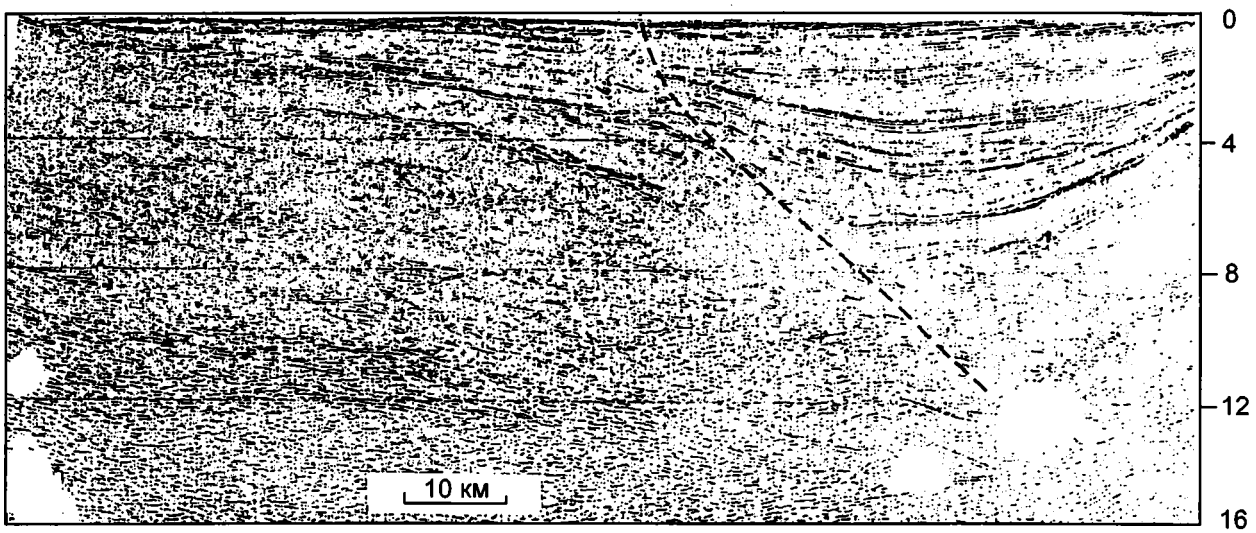


Рис.6.3. Фрагмент временного разреза запада США, иллюстрирующий слоистую среду в нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных породах (протоплатформенный чехол) континентальной консолидированной коры

субгоризонтальных сейсмических границ на площади распространения плотных тяжелых пород верхней части консолидированной коры поднимается и опускается на участках развития более легких. Кровля субгоризонтальных сейсмических границ поднимается на участках повышенного теплового потока, при увеличении содержания темноцветных минералов, уменьшении кварца и зернистых пород.

Континентальная консолидированная кора в областях сопряжения с океанической консолидированной корой практически повсеместно опоясывается утоненной континентальной консолидированной корой (рис. 6.4). Последняя распространена под большинством глубоководных бассейнов внутренних и краевых морей (Черноморским, Ионическим, Алжиро-Прованским, Япономорским и др.). В пределах пассивных континентальных окраин, где сопряженную территорию суши составляют платформы, утоненная континентальная консолидированная кора измеряется в поперечнике до 200 км при толщине до 10–15 км и скорости 6,5–7,2 км/с. Ее кровля обычно не фиксируется в поле отраженных волн, экранируясь базальными слоями осадочного чехла. Только при перекрытии утоненной континентальной консолидированной коры маломощными низкоскоростными отложениями (<2,0 км/с), выраженными прозрачной сейсмической записью, регистрируется отражающая граница, связанная с ее кровлей. В области сопряжения с океанической консолидированной корой кровля утоненной континентальной консолидированной коры обычно располагается на 1,5–2,0 км ниже первой из них.

В отличие от утоненной континентальной консолидированной коры к кровле океанической консолидированной коры всегда приурочена опорная шероховатая отражающая граница с неровным изрезанным рельефом, вызывающим появление многочисленных дифрагированных волн.

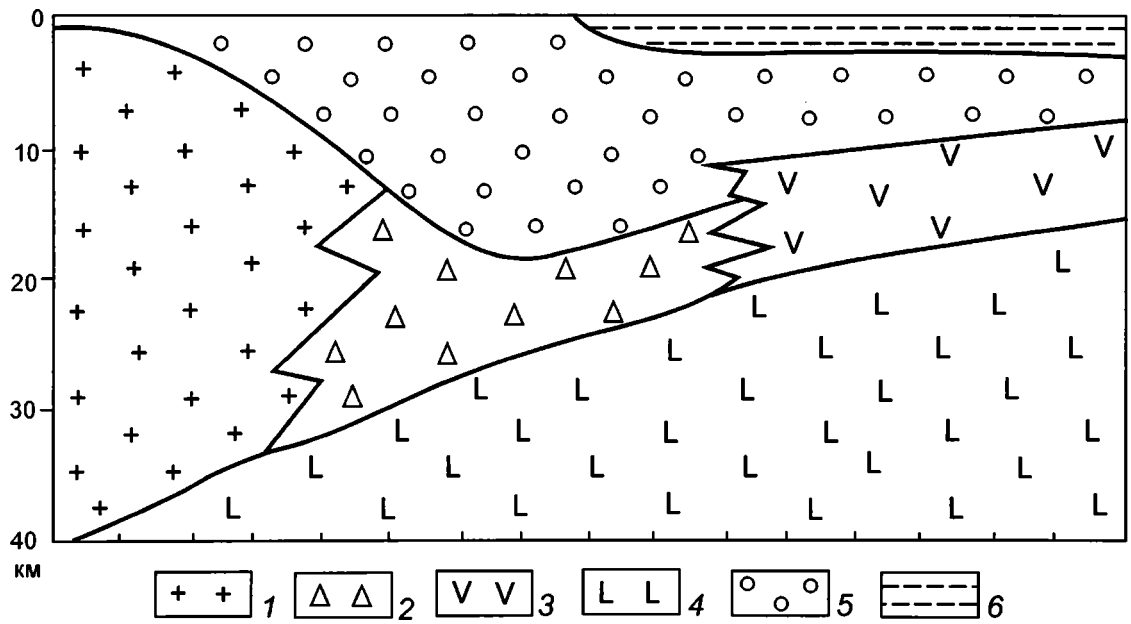


Рис. 6.4. Соотношение консолидированных кор в пределах Северо-Американской континентальной окраины Атлантического океана
1–3 – консолидированные коры: *1* – континентальная, *2* – утоненная континентальная, *3* – океаническая; *4* – верхняя мантия; *5* – осадочный чехол; *6* – водный слой

Океаническая консолидированная кора по современным представлениям, основанным на материалах сейсморазведки преломленных волн, комплексированных с данными драгирования и глубоководного бурения, состоит из слоев 3в, 3а, 2в, 2а и надстраивающих их вулканитов в виде покровов, построек и отдельных вулканов. Они характеризуются, соответственно, скоростями преломленных волн 6,9–7,2; 6,5–6,9; 5,5–5,6, 4,5–5,3 и менее 4,5 км/с. Слои океанической консолидированной коры слагаются куммулятивно-расслоенным габбро-перидотитовым комплексом (3в), комплексом даек и изотропного габбро (3а), эпигенетически измененными толеитовыми

лавами (2в) и неизмененными толеитовыми лавами (2а) и надстраивающими вулканитами. В большинстве случаев породы верхней части океанической консолидированной коры сменяются в сторону суши синхронными по возрасту слоями осадочного чехла, что фиксируется прекращением регистрации опорной отражающей границы. Однако в ряде мест толеитовые базальты верхней части океанической консолидированной коры протягиваются в пределы шельфа и сопряженных частей суши, расслаивая разрез осадочного чехла или перекрывая утоненную континентальную или континентальную консолидированные коры.

В пределах активных континентальных окраин кровля океанической консолидированной коры, по данным сейсморазведки отраженных волн, под всеми внутренними склонами глубоководных желобов, протягивается на расстояние до 60–80 км. Далее в глубь складчатых сооружений островных дуг и горных систем континентов отражающая граница кровли океанической консолидированной коры перестает следиться. Отражающая граница кровли океанической консолидированной коры перекрывается породами утоненной континентальной консолидированной коры. Последняя по восстанию внутренних склонов желобов утолщается и в зоне прекращения регистрации отражающей границы кровли океанической консолидированной коры переходит в континентальную консолидированную кору.

Глава 7
СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМЛИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

7.1. Характеристика структур

7.1.1. Дорифейские доплатформенные структуры и рифейско-фанерозойские подвижные пояса (складчатые геосинклинальные системы)

Комплексы горных пород, слагающие дорифейские доплатформенные струкутуры и рифейско-фанерозойские подвижные пояса (складчатые геосинклинальные системы) представляют собой, соответственно, кристаллический и складчатый фундаменты осадочных бассейнов. Они отличаются повышенными мощностями пород, резкими их градиентами и изменениями формационного состава, особенно вкрест простирания структурных элементов, интенсивной (альпинотипной) деформированностью, региональным и дислокационным метаморфизмом, метасоматозом и содержат большие объемы магматических пород (за исключением внешних зон и одиночных складчатых сооружений типа Донбасса, Горного Мангышлака, Большого Каратау и др.) [Шлезингер, 1991, 1994].

В разрезах многих структур часто встречаются маломощные конденсированные глубоководные отложения, быстро сменяемые по вертикали и латерали мощными толщами глубоководных отложений турбидных течений, мелководными и континентальными терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными образованиями. Характерно наличие аллохтонных пластин океанических пород консолидированной коры и осадочного чехла. Комплексы дорифейских доплатформенных структур и рифейско-фанерозойских подвижных поясов характеризуются обычно отсутствием сейсмической записи или нерегулярными хаотически расположенными отражениями, что не дает возможности раскрывать их внутреннее строение. Иногда намечаются сгущения отражающих площадок, трассирующие зоны разрывных нарушений.

7.1.2. Эпигеосинклинальные орогенные структуры

В строении эпигеосинклинальных орогенных структур принимают участие краевые прогибы, внутренние прогибы и впадины и области поднятий, представленные горными хребтами. Слагающие отрицательные структуры комплексы пород представлены преимущественно моласcами. Их отличают, как правило, невыдержанные, часто наклонные и хаотически расположенные отражения среди относительно редких прослеживаемых отражающих границ. Краевые прогибы располагаются перед фронтом фанерозойских складчатых сооружений. Их внутренние борта осложнены крутыми линейными складками, сорванными по поверхности пластичных пород. К осевой зоне деформированность уменьшается, и на внешнем борту линейные складки отсутствуют. В осевой зоне краевых прогибов часто распространены маломощные депрессионные (пелагические) глубоководные фации, являющиеся возрастными аналогами моласс внутреннего борта и терригенных и карбонатных шельфовых фаций внешнего борта. Они устанавливаются по резкому сближению отражающих границ. Внутренние орогенные прогибы и впадины чаще всего лишены складчатых деформаций. Выполняющие их молассы с резким несогласием перекрывают деформированные комплексы (складчатый фундамент) рифейско-фанерозойских складчатых сооружений. Комплексы краевых прогибов связаны постепенным переходом с подстилающими образованиями. В областях орогенных эпигеосинклинальных поднятий имеют широкое распространение кислые магматические породы.

7.1.3. Платформы

Значительная часть осадочных бассейнов Земли располагается на территории платформ. Они характеризуются двучленным строением: фундаментом и платформенным чехлом [Гарецкий и др., 1981]. Первый из них составляют комплексы дорифейских доплатформенных структур (кристаллический) или рифейско-фанерозойских подвижных поясов (складчатый). Платформенный чехол представлен преимущественно мелководно-морскими и континентальными фациями. Он разделяется на доплитный и плитный. Первый из них (до 10 км и более) отличается фрагментарным распространением, германотипными деформациями с углами наклона до первых десятков градусов и повышенной уплотненностью пород (до стадии эпигенеза).

Плитный платформенный чехол (до 4–5 км) отличается повсеместным распространением, существенно меньшей деформированностью (обычно до первых градусов) и пониженной уплотненностью (до стадии диагенеза). Они чаще всего разделены региональным угловым несогласием, иногда полностью затухающим в центральных частях отрицательных структур.

Доплитный платформенный чехол обычно лишен протяженных опорных отражающих горизонтов. Плитный платформенный чехол расслаивается опорными отражающими горизонтами, трассирующимися на многие сотни и первые тысячи километров. В пределах молодых платформ в плитном чехле выделяются крупные прогибы и впадины, обычно имеющие линейную ориентировку. Они разделены более изометричными поднятиями и седловинами. Намечаются отдельные крупные системы унаследованных линейных дислокаций, которые связаны с наиболее молодыми погребенными сооружениями складчатого фундамента. Для фундамента, подстилающего платформенные осадочные бассейны, не характерны эпигеосинклинальные орогенные магматические формации, особенно их плутонические фации. Последние обнаруживаются на участках докембрийского фундамента молодых платформ, причем такие площади отвечают крупным сводовым поднятиям с сокращенными мощностями осадочного чехла и, как правило, отсутствием нижних стратиграфических подразделений разреза.

7.1.4. Рифты

Рифты представляют собой относительно узкие линейные отрицательные структуры земной коры. Они обусловлены раздвигом, приводящим к незначительному утонению континентальной консолидированной коры и созданию отрицательной структуры. Крутые бортовые зоны составляют листрические (ковшеобразные) сбросы, к которым смещены осевые зоны структур, а пологие – представлены веерообразными слоями. Листрические сбросы и веерообразные слои являются диагностическими признаками рифтов. Осадочный чехол, выполняющий рифты, сложен преимущественно континентальными или мелководно-морскими фациями. Слои осадочного чехла рифтов подстилаются породами кристаллического или складчатого фундаментов или отложениями дорифтовых осадочных чехлов.

7.1.5. Структуры дейтероорогенеза

Структуры дейтероорогенеза в отличие от эпигеосинклинальных орогенных структур оторваны значительным возрастным интервалом (многие десятки и сотни миллионов лет) от рифейско-фанерозойских подвижных поясов. Обычно они возникают на месте приподнятых зон (щитов) платформ. Структуры дейтероорогенеза разделяются на межгорные и предгорные прогибы и впадины и области поднятий. Последние представлены горными хребтами. В строении отрицательных структур основная роль принадлежит континентальным молассам. Они резко несогласно перекрывают породы складчатого фундамента или согласно подстилающие платформенные чехлы.

Положительные и отрицательные структуры дейтероорогенеза осложнены германотипными пликативными дислокациями и различного типа разрывными нарушениями, в образовании которых существенную роль играют локальные горизонтальные движения сжатия. Бортовые зоны отрицательных структур составляют крутые флексуры и разрывные нарушения чаще всего сбросового и надвигового типа. Альпинотипные деформации в структурах дейтероорогенеза отсутствуют. Осадочные чехлы структур дейтероорогенеза отличают, как правило, невыдержанные, часто наклонные и хаотически расположенные отражения среди относительно редких прослеживаемых отражений. Осадочные чехлы крупных межгорных впадин типа Ферганской, Таджикской и Иссык-Кульской подстилаются платформенными чехлами.

7.1.6. Глубоководные бассейны внутренних и краевых морей (лабигенные структуры)

В разрезе площадей, занятых глубоководными бассейнами внутренних и краевых морей,

принимают участие добассейновые и бассейновые комплексы пород. Первые из них слагаются породами кристаллического и складчатого фундамента, чехлами платформ и других структурных элементов Земли. Осадочный чехол бассейнов внутренних и краевых морей состоит из глубоководных отложений турбидных течений, склоновых шлейфов, латеральной седиментации и пелагических отложений. Слои бассейнового осадочного чехла испытывают повсеместное прислонение к поверхности подстилающего субстрата. Глубоководные бассейны внутренних и краевых морей ограничены континентальными палеосклонами и современным континентальным склоном, представляющими флексурно-разрывные зоны.

Так, в пределах Черноморского глубоководного бассейна устанавливается три континентальных палеосклона и современный континентальный склон, последовательно расширяющие его площадь. Но отмечаются и обратные соотношения. Максимальная их крутизна (до многих десятков градусов) фиксируется в зоне сопряжения с мезозойско-кайнозойскими подвижными поясами. Напротив, при соприкосновении с платформами они резко выполаживаются (до первых градусов). Подстилающая внутренние и краевые глубоководные бассейны консолидированная кора резко утонена и в ней отсутствует во многих случаях низкоскоростная часть разреза.

7.1.7. Периокеанические бассейны

На всем протяжении пассивных континентальных окраин, там, где к океану подходят древние и молодые платформы континентов, распространены глубокие периокеанические бассейны. Их общая протяженность составляет несколько десятков тысяч километров. Простирание периокеанических бассейнов в целом совпадает с границей континент–океан. Однако осевые зоны существенно мигрируют в пространстве. Так, они могут проходить по батиальной равнине, континентальному склону, шельфу или низменной суше. Периокеанические бассейны кулисно подставляют друг друга или разъединены крупными поперечными поднятиями. Их выполняют мощные (до 5–10 км) серии осадочного чехла мезозойского (начиная с юры) и нижнекайнозойского возраста. В отдельных структурах его толщина увеличивается до 10–15 или даже 20 км. С такими глубоко прогнутыми участками обычно связываются дельты наиболее крупных рек (Амазонка, Миссисипи, Ганг, Инд).

Базальные мезозойские слои осадочного чехла периокеанических бассейнов в большинстве случаев непосредственно перекрывают породы консолидированной коры. Иногда в нижних частях их разрезов могут появляться и более древние образования палеозоя и триаса. Однако в структурном отношении они не подчиняются закономерностям распространения периокеанических бассейнов, а связаны со структурным планом смежных районов платформ или рифтами, т. е. периокеанические бассейны здесь наложены на струкутуры древних или молодых платформ и рифты. Периокеанические бассейны сложены отложениями эпиконтинентального генезиса, среди которых играют основную роль мелководно-морские терригенные образования. Об этом свидетельствуют данные бурения и особенности сейсмической записи временных разрезов.

От осевых зон к периферии происходит конседиментационное утонение практически всех слоев осадочного чехла. Оно доказывает длительный дифференцированный характер погружения и подтверждает эпиконтинентальный генезис осадочного чехла. Со стороны океанов периокеанические бассейны в ряде случаев отделяются остаточными краевыми поднятиями или палеосклонами бассейнов океанических котловин. Но чаще сопряженные участки океанической консолидированной коры представляют собой приподнятые зоны, являясь их естественными обрамлениями. Верхние базальтовые слои консолидированной коры протягиваются в сторону периокеанических бассейнов, замещаясь слоями осадочного чехла. Обращенные в сторону суши бортовые ограничения периокеанических бассейнов являются флексурно-разрывными зонами поверхности континентальной консолидированной коры и обычно круче океанических ограничений, что придает им резкую асимметрию. Подошва континентальной коры, напротив, испытывает крутое погружение в сторону суши. В сторону океанов наблюдается региональный наклон слоев периокеанических бассейнов, вызванный неоген-четвертичными постседиментационными опусканиями. Вследствие этого поверхности континентальных склонов часто совпадают с наклоном кровли отложений периокеанических бассейнов.

7.1.8. Бассейны океанических котловин

Бассейны океанических котловин занимают периферию дна Мирового океана и практически повсеместно перекрытыми слоями осадочного

чехла. В их строении принимают участие комплексы отложений турбидных течений и пелагических образований, общая мощность которых не выходит за пределы сотен метров. Во внешних ограничениях бассейнов океанических котловин распространены отложения комплекса латеральной седиментации в виде клиноформ и подводных конусов выноса (до многих сотен метров и первых километров). Слои осадочного чехла океанических котловин залегают субгоризонтально и практически параллельно и резко несогласно по отношению к поверхности океанической консолидированной коры. Отложения турбидных течений повсеместно прислоняются к поверхности подстилающего субстрата. Следовательно, исходя из идеи остывания океанической литосферы, можно сделать вывод, что последовательное равномерное опускание ложа океанических котловин нигде не фиксируется. В ряде мест слои осадочного чехла океанических котловин осложнены постседиментационными тектоническими структурами и горстовидными поднятиями в виде неспрединговых подводных хребтов. Обширная область пликативных постседиментационных деформаций установлена в пределах дна центральных районов Индийского океана. На внешней периферии структуры океанических котловин ограничены повсеместно флексурно-разрывными зонами континентальных палеосклонов и склонов, а внутренними ограничениями является тектоническая структура подножия срединно-океанических хребтов.

7.1.9. Структуры линейного спрединга

Структуры линейного спрединга выражены срединно-океаническими хребтами, относительно плоскими участками дна краевых морей и относительно узкими провальными палеодолинами.

В первых двух типах линейных спрединговых структур осадочный чехол сложен преимущественно пелагическими образованиями и отложениями турбидных течений. На площади срединно-океанических хребтов осадочный чехол распространен фрагментарно в виде отдельных изолированных пятен мощностью до первых сотен метров. В провальных палеодолинах бассейнов топодепрессий он имеет повсеместное распространение, за исключением современных зияний, и его мощность увеличивается до многих сотен метров.

Типичным примером осадочных бассейнов топодепрессий является дно Красного моря [Ельников, Шлезингер, 1986]. В них намечается центральное поднятие, сложенное вулканитами. Слои осадочного чехла по сбросовым поверхностям соприкасаются с раздвинутыми блоками континентальной консолидированной коры и более древними породами платформенного чехла.

В предмиоценовое время имел место первый раздвиговый импульс и возникла топодепрессия. Она захоронялась миоценовыми эвапоритами, перекрывшими океанические базальты.

В предплиоценовое время произошел второй импульс раздвижения, фиксируемый разрывом эвапоритов 5-километровой толщины. Он создал подводную долину в 20–25 км в поперечнике и глубиной до 500–600 м. Раздвижение произошло очень быстро (менее 100 000 лет), так как не фиксируется в плиоцен-четвертичных отложениях, мощность которых достигла 300–400 м.

В современное историческое время имел место третий импульс раздвижения, разорвавший плиоцен-четвертичный чехол и создавший современную долину в поперечнике до 10 км и глубиной 300–400 м, сложенную океаническими базальтами. Третьему импульсу предшествовало поднятие, сформировавшее линейную возвышенность. Для структур линейного спрединга характерно наличие пликативных и дизъюнктивных осложнений.

7.2. Характеристика процессов

Современные научные разработки механизма тектонических процессов основываются на признании ведущей роли мантийного диапиризма. Они приводят к созиданию (конструкции) и разрушению (деструкции) консолидированных кор земной коры и формированию различных генетических типов осадочных бассейнов. Конструктивный мантийный диапиризм образует зоны контрастных дифференцированных погружений (геосинклинальный процесс), компенсированных мощными толщами различных по составу отложений континентального, мелководно-морского (шельфового) и глубоководного генезиса. При прекращении поступления терригенного обломочного материала образуются котловины с накоплением в них маломощных глубоководных конденсированных образований.

Зоны контрастных погружений образуют геосинклинальные и эпигеосинклинальные орогенные бассейны, развитие которых происходило в условиях высокого разогрева недр, что привело к протеканию интенсивных процессов магматических внедрений, регионального метаморфизма

и метасоматоза. Многие краевые прогибы начинают свое развитие с кратковременного погружения и создания глубоководной котловины. Сопряженная со складчатым горным сооружением часть глубоководной котловины захороняется системой подводных конусов выноса, которые утоняются и сменяются маломощными депрессионными глубоководными отложениями. Глубоководная котловина во второй этап развития краевого прогиба захороняется отложениями осадочного чехла, превращая его в эпиконтинентальный бассейн.

Геосинклинальные бассейны отсутствуют в современном лике Земли, а тектоническим аналогом краевых прогибов являются глубоководные желоба океанов, образовавшиеся вдоль фронта складчатых сооружений континентов и островных дуг. Геосинклинальный процесс завершается многократным (до порядка и выше) сокращением в поперечнике за счет горизонтальных тектонических движений сжатия первичных осадочных и осадочно-вулканогенных бассейнов и скучиванием (альпинотипными деформациями) горных пород.

Последующий эпигеосинклинальный орогенез приводит к образованию горных систем и компенсирующих отрицательных структур. В их образовании ведущую роль играют первичные вертикальные тектонические движения. Горизонтальные движения сжатия (альпинотипные деформации), преимущественно распространенные на внутренних бортах краевых прогибов, лишь осложняют региональный структурный план. Геосинклинальный и эпигеосинклинальный орогенный процессы создают дорифейские доплатформенные структуры, рифейско-фанерозойские подвижныее пояса континентов и островных дуг и континентальную консолидированную кору. Последняя по периферии местами надстраивает океаническую консолидированную кору, представляя утоненную континентальную конструктивную консолидированную кору. В глубь рифейско-фанерозойских подвижных поясов указанное разграничение консолидированных кор исчезает и фиксируется единая континентальная консолидированная кора, подстилаемая породами верхней мантии.

Следовательно, геосинклинальные и эпигеосинклинальные бассейны, превратившиеся в дорифейские доплатформенные структуры и рифейско-фанерозойские подвижные пояса континентов и островных дуг, представляют собой главные самостоятельные структурные элементы земной коры.

Конструктивный мантийный диапиризм геосинклинального и орогенного процессов предопределил длительный (до нескольких сотен миллионов лет) разогрев недр и высокое стояние поверхности Земли. Участки ранних консолидаций дорифейских доплатформенных структур и рифейско-фанерозойских подвижных поясов становятся зародышами холодной литосферы и площадями, вовлеченными в погружение, связанное с термальным охлаждением недр. Они приводят к формированию доплитного чехла платформенных бассейнов. Региональное термальное охлаждение литосферы обусловливает длительное погружение поверхности Земли и накопление эпиконтинентального плитного чехла платформенных бассейнов.

Площади, не вовлеченные в термальное платформенное опускание, а местами продолжающие испытывать воздымание, превращаются в щиты и региональные поднятия платформ. Структурный план бассейнов платформ формируется главным образом под действием дифференцированных вертикальных движений нисходящих тектонических движений. Участки замедленного погружения превращаются в относительные поднятия, а ускоренного – в прогибы и впадины. Конседиментационные нисходящие тектонические движения приводят к образованию пологих изгибов слоев (десятки минут, реже первые градусы). Импульсы регионального и локального мантийного диапиризма создают восходящие кратковременные дифференцированные блоковые движения и локальные горизонтальные движения сжатия. Они прекращают осадконакопление и формируют региональные и локальные поверхности эрозионных срезов и углов несогласий. За их счет создаются линейные конседиментационные поднятия с наклоном слоев на крыльях до первых десятков градусов.

Конструктивный мантийный диапиризм создает дейтероорогенные тектонические структуры. Они возникают на месте приподнятых зон (щитов) платформ. Наиболее крупные и глубокие осадочные бассейны дейтероорогенеза наследуют платформенные осадочные бассейны. Отдельные межгорные впадины (типа Иссык-Кульской, Илийской и др.) представляют в определенные кратковременные отрезки геологического времени топодепрессии с накоплением наземных и озерных конусов выноса и отложений континентального (преимущественно озерного) заполнения типа отложений турбидных течений глубоководных бассейнов. Топодепрессии межгорных впадин возникают за счет

высокоамплитудных вертикальных восходящих тектонических движений.

Дейтероорогенез практически не приводит к сокращению в поперечнике захваченных им областей. Горизонтальные тектонические движения сжатия, хотя и играют существенную роль в образовании локальных структур, являются вторичными по отношению к первичным вертикальным тектоническим движениям, вследствие чего альпинотипные деформации в них отсутствуют. Именно вертикальные тектонические движения предопределяют региональный структурный облик областей дейтероорогенеза.

Дейтероорогенез приводит к наращиванию континентальной земной коры особенно в областях поднятий. Именно за счет эпиконтинентального орогенеза (кайнозойские подвижные пояса) и дейтероорогенеза образуются корни кор, и континентальная консолидированная кора увеличивается в толщине на 20–30 км по сравнению с незатронутыми ими территориями.

Деструктивный мантийный диапиризм приводит к сокращению континентальной консолидированной коры, возникновению утоненной континентальной коры и создает принципиально различные осадочные бассейны. Деструктивный мантийный диапиризм вызывает на локальных участках незначительное (до 10–20%) утонение континентальной консолидированной коры за счет растяжения. В нижней пластичной ее части она равномерно растягивается. В верхней хрупкой части земной коры растяжение компенсируется в отдельных зонах, приводящих к образованию листрических сбросов и площадей вторичного вертикального дифференцированного опускания, образующих рифтовые осадочные бассейны. Их осевые зоны обычно приближены к сбросовым ограничениям. Конседиментационное прогибание рифтовых бассейнов приводит к накоплению мелководно-морских и континентальных, преимущественно терригенных отложений.

Деструктивный мантийный диапиризм создает региональные и глобальные зоны утоненной (до первых километров) континентальной консолидированной коры. Первые протекают геологически мгновенно и приводят к возникновению кратковременных (менее 1 млн лет) импульсивных (до 3–4) вертикальных опусканий. Скорость их погружения намного опережает осадконакопление, вследствие чего образуются глубоководные бассейны внутренних и краевых морей, являющиеся седиментационными ловушками. В них накапливаются мощные (до 15–20 км) отложения преимущественно турбидных течений, а по периферии – образования склоновых шлейфов и латеральной седиментации.

Глубоководные бассейны внутренних и краевых морей, как правило, приурочены к областям древних консолидаций и только на периферии накладываются на мезозойско-кайнозойские подвижные пояса. До их образования поверхность консолидированной коры в большинстве случаев имела высокое стояние и не покрывалась добассейновыми слоями осадочного чехла (Черноморский, Алжиро-Прованский и другие глубоководные бассейны) или на их площадях формировались утоненные или умеренной мощности осадочные чехлы (Южно-Каспийский глубоководный бассейн). Значительно реже глубоководные бассейны внутренних и краевых морей наследуют площади глубоких платформенных бассейнов (Левантийский, Ионический и Среднекаспийский глубоководные бассейны).

Глобальный деструктивный мантийный диапиризм протекает длительно (100 млн лет и более) и приводит к формированию утоненной континентальной консолидированной коры, распространенной практически повсеместно на площади пассивных континентальных окраин океанов. Он приводит к формированию глубоких периокеанических бассейнов, большая часть площади которых подстилает утоненная континентальная консолидированная кора. Для периокеанических бассейнов характерно дифференцированное конседиментационное прогибание, компенсированное континентальными и мелководно-морскими отложениями. В большинстве случаев градиент погружения имеет большую величину в сторону континента и существенно меньшую в сторону океана, приводя к резкой их асимметрии с крутым внутренним и пологим внешним бортами.

Деструктивно-конструктивный мантийный диапиризм создает океаническую консолидированную кору рассеянного (рассредоточенного) спрединга. Суть его сводится к появлению относительно низкоскоростной верхней части консолидированной коры, отсутствующей в разрезе утоненной континентальной консолидированной коры. В ее строении принимают участие комплексы толеитовых базальтов и диабазовых даек. По латерали верхняя, относительно низкоскоростная часть океанической консолидированной коры, переходит в слои осадочного чехла, а толеитовые базальты непосредственно сменяются платобазальтами суши. Нижняя высокоскоростная часть океанической консоли-

дированной коры непосредственно связана с утоненной континентальной консолидированной корой, причем каких-либо изменений их физических параметров не фиксируется.

Океаническая консолидированная кора рассеянного спрединга формируется в условиях высокого стояния, близкого к гипсометрическому уровню поверхности деструктивно утоненной континентальной консолидированной коры длительного формирования (пассивные континентальные окраины океанов). Океаническая консолидированная кора рассеянного спрединга и платобазальты трапповых полей континентов формировались из множества центров на обширных пространствах практически одновременно.

Линейные магнитные аномалии океанических котловин обусловлены серпентинитами и лишены возрастной датировки. Время завершения образования океанической коры совпадает с накоплением осадочных чехлов в сопряженных платформенных, рифтовых и периокеанических бассейнах. В пределах активных континентальных окраин океанов океаническая кора надстраивает низкоскоростной разрез конструктивной утоненной континентальной консолидированной коры.

Океаническая консолидированная кора образует глобальные поля изометричной (Индийский и Тихий океаны) и вытянутой (Атлантический океан) формы. Отмечаются значительно более редкие случаи непосредственного сопряжения океанической консолидированной коры рассеянного спрединга с утоненной континентальной консолидированной корой мгновенного возникновения. Последняя образуется раньше, и ее кровля в моменты формирования океанической консолидированной коры рассеянного спрединга располагается на несколько километров глубже.

Океаническая консолидированная кора рассеянного спрединга образует систему глобальных палеоподнятий. Они устанавливаются на внешней периферии по утонению ее верхних слоев вплоть до полного выклинивания второго океанического слоя по отношению к синхронным по возрасту слоям осадочного чехла [Антипов и др., 1994 а, б]. Перекрывающие слои осадочного чехла юры и мела конседиментационно утоняются при движении к их внутренним частям. Периферия системы глобальных поднятий океанической консолидированной коры рассеянного спрединга в зонах сопряжения с утоненной континентальной консолидированной корой длительного формирования пассивных континентальных окраин океанов испытывает незначительное погружение и покрывается мелководно-морскими слоями осадочного чехла незначительной толщины.

Только через 100 млн лет и более палеоподнятия океанической консолидированной коры и сопряженные площади периокеанических бассейнов испытывают резкие кратковременные опускания, превращаясь в осадочные бассейны океанических котловин. В них накапливаются глубоководные отложения турбидных течений и различных видов проградаций (периферийные зоны), гемипелагические, пелагические, контуриты и другие образования (внутренние зоны).

Океаническая консолидированная кора рассеянного спрединга, образующаяся на изолированных участках, приуроченных к площадям ранних консолидаций континентальной коры после своего опускания, формирует глубоководные бассейны внутренних и краевых морей, близкие к аналогичным структурам с утоненной континентальной консолидированной корой. Первые изолированные опускания океанической консолидированной коры рассеянного спрединга фиксируются в областях ее глобального формирования современных океанических пространств. Они образуют глубоководные бассейны типа внутренних морей, окруженные высоким стоянием поверхности океанической коры рассеянного спрединга.

Такие позднеюрско-меловые изолированные глубоководные бассейны открыты в пределах дна акватории Бискайского бассейна [Жарков, 1987] и Северо-Американской континентальной окраины Атлантики [Антипов и др., 1994 а, б]. Глубоководные бассейны внутренних и краевых морей на океанической консолидированной коре рассеянного спрединга, как и аналогичные бассейны на утоненной континентальной консолидированной коре, заполняются отложениями турбидных течений и различными видами образований латеральной седиментации.

Деструктивно-конструктивный мантийный диапиризм на более поздних этапах развития Земли приводит к линейному протяженному разрыву океанической консолидированной коры рассеянного спрединга. Он создает океаническую консолидированную кору линейного спрединга и океанические орогены в виде срединно-океанических хребтов со сложно расчлененным вулканическим рельефом.

В отличие от рассеянного спрединга, океаническая консолидированная кора линейного спрединга создается из одного центра и последова-

тельно отодвигается от него во времени. В зонах слабого проявления деструктивно-конструктивного мантийного диапиризма разрыва океанической консолидированной коры не происходит и океаническая консолидированная кора линейного спрединга не возникает. Образуются океанические орогены, поднимающие, но не разрывающие океаническую консолидированную кору рассеянного спрединга и не создающие расчлененный вулканический рельеф. Позднее они частично или полностью захороняются слоями осадочного чехла бассейнов океанических котловин.

В океанических орогенах консолидированной коры линейного спрединга возникают миниатюрные (до десятков километров в поперечнике и глубиной до первых сотен метров) осадочные бассейны (мульды) обычно изометричной неправильной формы, связанные с понижениями вулканического рельефа и выполненные глубоководными пелагическими и вулканомиктовыми отложениями. На площадях океанической консолидированной коры линейного спрединга со слабовыраженными или зародышевыми океаническими орогенами осадочные бассейны расширяются до сотен километров в поперечнике, иногда приобретают линейные очертания, и мощность осадочного чехла в них увеличивается до многих сотен метров.

Деструктивно-конструктивный мантийный диапиризм поздних этапов при непосредственном подходе к континентальным блокам Земли может проникать до нескольких сотен километров на их территорию, частично или полностью разрывая континентальную консолидированную кору и в узких линейных зонах образовывать океаническую консолидированную кору линейного спрединга и зачатки океанических орогенов.

В указанных зонах образуются линейные осадочные бассейны топодепрессий, выполненные различными видами глубоководных отложений (осадочные бассейны Красного моря). При проявлении линейного спрединга на площадях геосинклинальных бассейнов образуются невысокие поднятия и плоские котловины. Последние превращаются в глубоководные осадочные бассейны, выполненные относительно маломощными (до первых сотен метров) отложениями преимущественно турбидных течений и пелагическими образованиями.

Глава 8
ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗРУШЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

8.1. Общие положения

Участки земной коры, сложенные осадочными чехлами, составляют одноименные бассейны. Границами осадочных бассейнов являются зоны отсутствия или пониженной мощности осадочного чехла. В историческом плане практически вся поверхность Земли была в составе разновозрастных осадочных и осадочно-вулканогенных бассейнов. За счет различных тектонических, магматических и метаморфических процессов многие из них превратились в другие генетические классы структурных элементов земной коры, представляя осадочные и осадочно-вулканогенные палеобассейны геологического прошлого.

Специальных работ, освещающих общие закономерности строения и развития осадочных бассейнов Земли, практически не существует. Их характеристика рассредоточена в описаниях различных структурных элементов.

В настоящее время в познании осадочных бассейнов главенствующая роль принадлежит сейсмостратиграфии. Она дает новый революционный скачок в познании осадочных бассейнов Земли.

Проработанный с сейсмостратиграфических позиций большой региональный материал по осадочным бассейнам суши и акваториям позволяет подойти к установлению основных закономерностей формирования и разрушения осадочных чехлов Земли. В их создании и разрушении принимают участие несколько геологических процессов. Главными среди них являются тектонические процессы, колебания уровня моря, экзогенные процессы и аккумулятивные процессы.

8.2. Тектонические конседиментационные погружения

Тектонические погружения, компенсированные осадконакоплением, выделяются под названием конседиментационных. Они являются ведущим процессом в образовании осадочных чехлов. Именно за счет конседиментационных погружений создаются осадочные чехлы платформ, орогенных прогибов и впадин и других генетических классов осадочных бассейнов. При конседиментационных опусканиях формируются шельфовые и континентальные фации. Их дифференциация по величине приводит к изменению мощностей. Чем большей величины градиенты дифференциации конседиментационных погружений, тем более резкие перепады мощностей возникают.

Дифференциация конседиментационного прогибания является ведущим фактором в создании структурного лика эпиконтинентальных бассейнов. Конседиментационное погружение определяется преимущественно первичными вертикальными нисходящими тектоническими движениями. В рифтах конседиментационное прогибание связано со вторичными вертикальными нисходящими тектоническими движениями.

8.3. Тектонические доседиментационные погружения

Тектонически быстрые, кратковременные погружения, опережающие на много порядков осадконакопление, выделяются под названием доседиментационных. Они создают отрицательные формы рельефа поверхности Земли. В основном, образованные формы отрицательного рельефа формируют систему Мирового океана и

покрываются водным слоем. На суше они представляют собой изолированные элементы, превращаясь в глубоководные озера типа Байкала. Созданные доседиментационными тектоническими погружениями отрицательные формы рельефа представляют седиментационные ловушки. В них осадконакопление идет независимо от проявления одновременных тектонических движений. Доседиментационные опускания приводят к образованию глубоководных фаций. Величины доседиментационных опусканий и количество сносимого терригенного обломочного материала контролируют мощности осадочного чехла.

8.4. Тектонические воздымания

Тектонические воздымания в условиях шельфа и суши приводят к разрушению осадочного чехла. В пределах шельфа осадочный чехол уничтожается главным образом волновыми процессами. Создаются ровные поверхности эрозионных срезов. В пределах суши главным образом действует водная эрозия, которая приводит к формированию неровных изрезанных поверхностей срезов. Дифференциация тектонических воздыманий обусловливает величины разрушения осадочного чехла. На участках их максимального проявления она достигает первых километров. При интенсивных кратковременных тектонических воздыманиях (орогенезе) создаются положительные формы рельефа поверхности Земли вплоть до горных систем. В условиях глубоководья за бровкой шельфа тектонические воздымания формируют подводные элементы положительного рельефа дна.

8.5. Относительные колебания уровня моря

Колебания уровня моря имеют большое значение в образовании и разрушении осадочного чехла. Они играют первостепенную роль особенно в вещественном и фациальном облике пород. Изменение уровня моря происходит как на относительных изолированных площадях, так и в глобальном масштабе. В первом случае оно обусловлено колебаниями дна бассейна за счет тектонических движений и привноса терригенного обломочного материала.

Тектонические движения имеют региональные проявления, не приводя к созданию структурного плана. Глобальные изменения связаны с увеличением и уменьшением объема воды или емкостей в системе Мирового океана. В пределах шельфа сохраняется равновесие между аккумуляцией и подводной эрозией. Оно нарушается за счет относительных колебаний уровня моря. Относительные повышения уровня моря приводят к трансгрессиям и выработке нового профиля дна шельфа. Поверхностные слои осадочного чехла подвергаются срезанию и часто создаются поверхности угловых несогласий. Относительные понижения уровня моря за счет волновых процессов приводят к разрушению слоев осадочного чехла и к возможному образованию поверхностей угловых и параллельных несогласий. Несогласия относительных колебаний уровня моря протягиваются параллельно береговой линии и бровке шельфа. Они не совпадают со структурным планом региона.

При относительных подъемах уровня моря нарушается равновесие между аккумуляцией и подводной эрозией. Шельф превращается в арену седиментации до выработки нового равновесия. Суммарные относительные колебания уровня Мирового океана не выходят за пределы сотен метров. Следовательно за счет них мощность накопления и разрушения осадочного чехла не выходит за пределы этой величины, т. е. роль относительных изменений уровня моря на порядок меньше значения структурных тектонических движений. Практически в глубоких шельфовых бассейнах относительным подъемом уровня моря можно пренебречь, а осадочный чехол рассматривать как продукт тектонического конседиментационного прогибания. Если в формировании осадочного чехла значение относительных колебаний уровня моря скромно, то в образовании фациально-вещественного состава они выходят на одно из ведущих мест. Фациальный облик разреза шельфового осадочного чехла во многом определяется гипсометрией водного слоя.

8.6. Экзогенные процессы

В природе действуют многочисленные экзогенные процессы, создающие отрицательные формы рельефа поверхности Земли. Особенно велика роль наземной и подводной эрозий. Она приводит к образованию преимущественно вытянутых извилистых форм, на площади которых осадочный чехол разрушается на многие сотни метров и первые километры. Площадные срезы возникают под действием волновых процессов на дне шельфа и под действием движущихся осадков на дне склонов. Они не приводят

к возникновению отрицательных форм подводного рельефа. Созданные экзогенными процессами отрицательные формы рельефа представляют собой седиментационные ловушки. В них осадконакопление идет независимо от тектонических движений. Экзогенные ловушки являются площадями накопления относительно глубоководных фаций. Глубины экзогенных форм рельефа предопределяют мощности захороняющего их осадочного чехла.

8.7. Аккумулятивные процессы

Тектонические движения, относительные колебания уровня моря и экзогенная рельефообразующая деятельность являются основными процессами, формирующими осадочный чехол. На шельфе и суше к ним присоединяются и аккумуляционные процессы, за счет которых могут создаваться геологические тела мощностью до первых десятков метров. Они возникают при аномальном привносе терригенного обломочного материала, когда равновесие между аккумуляцией и эрозией смещается в сторону первого процесса. За счет чисто аккумулятивных процессов идет формирование элементарных дельт. Их вертикальные мощности могут достигать 30–50 м. К чисто аккумулятивным телам относятся прибрежные бары, дюны, наземные конуса выноса, аллювиальные наносы и ряд других объектов. В общем балансе осадочных чехлов шельфа и суши роль аккумулятивных процессов ничтожно мала.

Седиментационные ловушки отрицательного рельефа (топодепрессии), и прежде всего Мировой океан, являются определяющим фоном формирования осадочного чехла. Однако внутреннее распределение в них осадочного чехла, особенно для центральных районов океанов, идет главным образом под действием аккумулятивных процессов. За счет них происходит заполнение местами, вплоть до полного захоронения, седиментационных ловушек. Во внутренних районах океанов, практически не заполненных осадочным чехлом, распределение осадочных тел идет в основном за счет аккумулятивных процессов. Например, образование карбонатных осадков над подводными выступами дна, создание вулканомиктовых осадочных тел за счет местного разрушения вулканического фундамента, формирование биогенных илов повышенной мощности в зонах апвеллинга и других образований.

Осадочные бассейны, образованные за счет тектонического конседиментационного погружения, могут осложняться нехваткой терригенного обломочного материала или не компенсироваться за счет относительного глубоководья мелководными карбонатами т. е. за счет процессов аккумуляции и седиментации могут создаваться отрицательные формы рельефа, которые превращаются в седиментационные ловушки. Перемещения осадков при аккумуляционных процессах могут приводить к разрушению слоев осадочного чехла. Особенно большую интенсивность они приобретают на склонах бассейнов, приводя к площадной склоновой эрозии. За счет нее на ограниченных участках уничтожаются породы толщиной до сотен метров и первых километров.

Глава 9

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЛОВУШЕК (НАЛ) УГЛЕВОДОРОДОВ И КРИТЕРИИ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

9.1. Общие положения

При выделении НАЛ необходимо учитывать три основных фактора. Первый заключается в наличии пластов-коллекторов, которые намечаются по рисунку сейсмической записи, качественными и количественными волновыми параметрами. Последние подробно рассмотрены при ПГР. Возможное наличие коллекторов определяется общим анализом региона и палеогеологической обстановкой осадконакопления. Второй фактор состоит в выявлении гипсометрии НАЛ и предусматривает структурные построения по подошве и кровле НАЛ и опорной поверхности. Таким образом, НАЛ должна представлять трехмерное тело, занимающее в разрезе осадочного чехла определенное гипсометрическое положение. Третий фактор относится к установлению генетического типа осадочного бассейна, который ограничивает возможности появления определенных видов НАЛ.

Намечается несколько классов НАЛ (рис. 9).

Первый составляют седиментационные сложно экранированные ловушки эпиконтинентальных бассейнов. Он представлен телами речных артерий, подводными дельтами, барами, рифами и другими аккумулятивными и седиментационными телами.

Второй генетический класс представлен тектоноседиментационным НАЛ. В его состав входят слои конседиментационного базального налегания, конседиментационного выклинивания и конседиментационного фациального замещения.

Третий класс образуют НАЛ, связанные с относительными колебаниями уровня моря. Он состоит из слоев трансгрессивного и регрессивного подошвенного (прибрежного) налегания.

Четвертый и пятый классы составляют НАЛ палеосклонов и палеокотловин топодепрессий.

И, наконец, последний, шестой, класс образуют постседиментационнные НАЛ. Он состоит из тектонических экранов, угловых несогласий (срезов), зон вторичного разуплотнения, палеокарстов и различных других видов постседиментационных форм.

Каждый генетический класс ограничивается своим набором объектов, которые обладают специфическими сейсмостратиграфическими характеристиками. Поэтому при рассмотрении следует учитывать разнообразие их строения и формирования.

9.2. НАЛ эпиконтинентальных бассейнов

Тела речных артерий тяготеют преимущественно к аллювиальным низменным палеоравнинам эпиконтинентальных бассейнов. Они отличаются повышенными толщинами (до десятков метров) по сравнению с одновозрастными фоновыми отложениями при протяженной извилистой форме. Речные артерии составляют речные палеоврезы (эрозионные борозды) и прирусловые валы. Кровля речных артерий выпуклая, а подошва ровная или слегка вогнутая. Для тел речных артерий характерно отсутствие выдержанных отражений и присутствие прерывистых искривленных осей синфазности. Они слагаются практически всегда терригенным крупнозернистым кластическим материалом, обладают высокой пористостью и проницаемостью, создавая хорошие резервуары. Главным для образования НАЛ углеводородов тел речных артерий является наличие изолирующих покрышек.

Подводные дельты образуются преимущественно на внутреннем шельфе за счет обильного привноса терригенного обломочного материала живой струей водной артерии. Высота максимальной дельты (фронтальная дельта) достигает

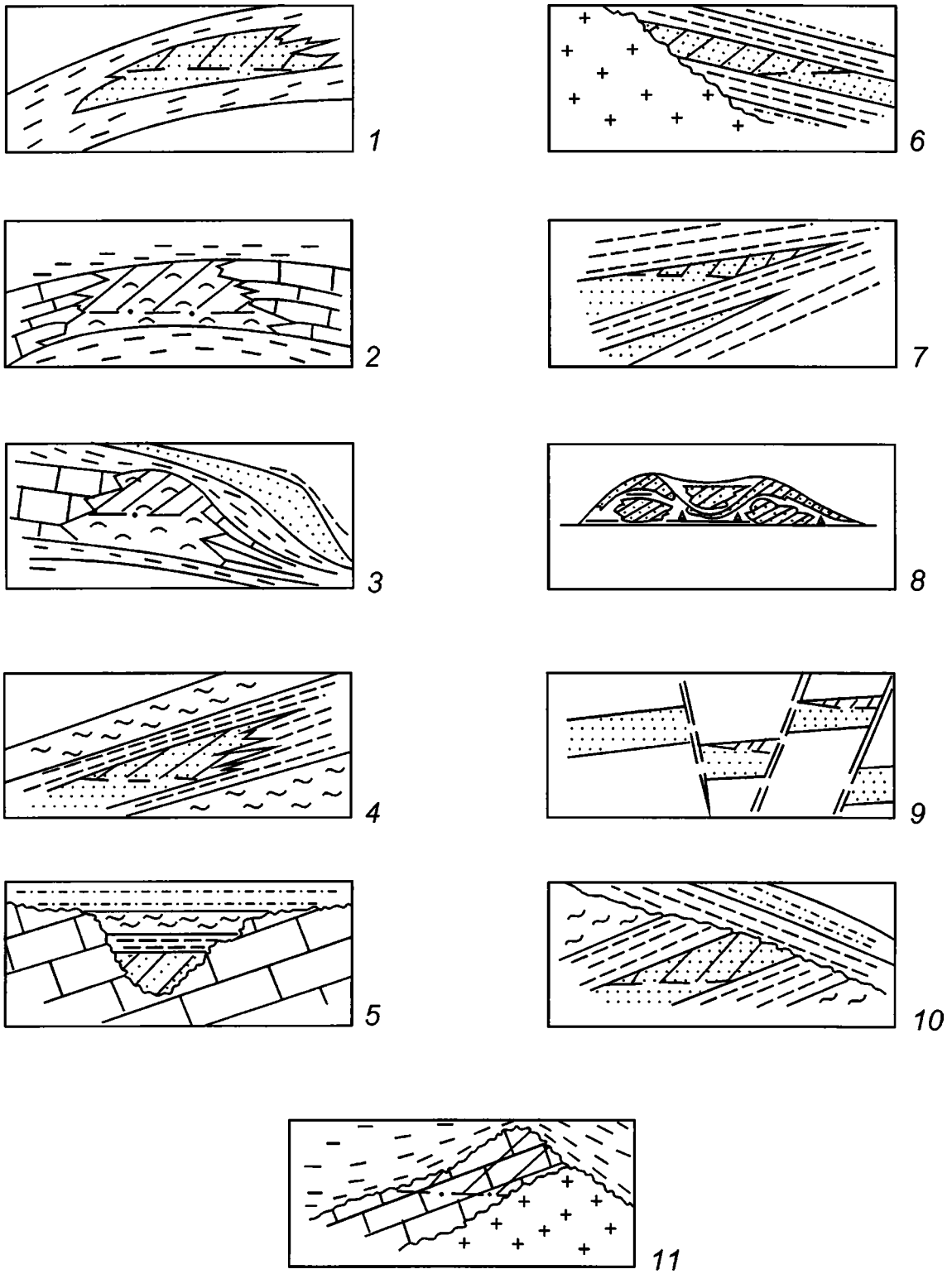


Рис.9. Обобщенные модели основных генетических типов неантиклинальных ловушек

1 – бары; *2* – внутришельфовые рифы; *3* – барьерные рифы; *4* – фациальные замещения; *5* – палеоврезы; *6* – конседиментационные базальные налегания; *7* – конседиментационные выклинивания; *8* – подводные конусы выноса; *9* – тектонические экраны; *10* – угловые несогласия; *11* – эрозионные останцы. Косой штриховкой выделены ловушки УВ. Условные обозначения отражают вещественный состав пород

первых десятков метров. Отложения продельты сложены глинами и илами, которые связываются с суспензионными потоками. Для отложений первых десятков метров. Отложения продельты сложены глинами и илами, которые связываются с суспензионными потоками. Для отложений продельты характерна тонкая горизонтальная слоистость. По вертикали и, частично, по латерали продельты наращиваются отложениями фронтальной дельты, затем устьевого бара, которые зарождаются речным потоком при входе его в море. Отложения устьевого бара обычно сложены чистыми отсортированными песками с тонкой косой слоистостью. Мощность отложений устьевых баров в среднем составляет 20 м, а иногда увеличивается до 60–70 м. Длина устьевых баров достигает 40 км при ширине 3–6 км. Боковые русла (рукава) разнообразны по размерам и конфигурации. Их ширина колеблется от нескольких метров до 1 км, а глубина от 1 до 30 м. В заполнении боковых русел большую роль играют приливы, приносящие осадочный материал. Внутренние заливы представляют собой площади открытой воды в активной дельте. Размеры внутренних заливов варьируют от нескольких сот метров до 15 км. Внутренние заливы выполняются тонкими осадками за счет приливов и наводнений.

Рассмотренные тела, созданные различными процессами, образуют дельтовый комплекс. Его мощность составляет первые десятки метров при ширине во многие десятки километров. В рельефе дна акватории он вырисовывается как положительная аккумулятивная форма по отношению к сопряженным районам шельфа. На участках земной коры, не испытывающих прогибания, формирование дельтового комплекса прекращается за счет латеральной миграции речной системы. На участках земной коры, испытывающих прогибание, дельтовый комплекс будет захороняться последующими более молодыми комплексами. Общая мощность дельтовых отложений в активно прогибающихся бассейнах может достигать многих десятков километров.

Баровые, береговых валов, кос и подводных отмелей образования формируют НАЛ в прибрежных участках шельфа в условиях кратковременного накопления материала за счет волноприбойных процессов на изолированных площадках. Их толщина не превышает первых десятков метров при протяжении в несколько километров. Они характеризуются выпуклой кровлей и плоской подошвой. Шельфовые возрастные аналоги баров, береговых валов, кос и пляжей чаще всего выходят за разрешающие возможности сейсмостратиграфии.

Внутришельфовые рифы осложняют карбонатный шельф. Они отличаются повышенной толщиной (десятки метров, реже до 100–200 м), слегка выпуклой кровлей при плоской подошве. Большинство сводов конседиментационных локальных поднятий являются внутришельфовыми рифами, для которых характерно ухудшение сейсмической записи, до полной потери корреляции отражений. В них наблюдается искривление и прерывистость осей синфазности с наклонным характером отражающих площадок. Для таких рифов характерны дифрагированные волны с наличием осей синфазности типа петель. В подстилающих слоях под рифами возникает ложный (временной) перегиб, связанный с латеральными скоростными аномалиями. В подрифовых отложениях отмечается уменьшение амплитуды и преобладающей частоты сейсмических волн, ухудшение динамической выразительности отражений, обусловленное рассеянием и поглощением волновой энергии телом рифа. Внутришельфовые рифы обладают аномальными пластовыми скоростями по отношению к сопряженным участкам карбонатного шельфа.

Барьерные рифы приурочены к краевым зонам карбонатного шельфа, сопряженного с депрессионными глубоководными отложениями, и отличаются повышенной толщиной (до многих сотен метров). Такие рифы окаймляют карбонатные уступы и обычно приурочиваются к относительно крутым (до 50–60°) их участкам. Для них характерно ухудшение сейсмической записи, искривление и прерывистость осей синфазности. По кровле и подошве карбонатов барьерным рифам соответствуют пологие антиклинали. Огромное значение для барьерных рифов имеют покрышки и отсутствие пострифового перерыва в осадконакоплении и размыва.

Тела фациальных замещений палеошельфа и палеосуши встречаются в прибрежных зонах, где накапливаются грубые терригенные отложения, которые могут быстро переходить в более тонкие отложения, лишенные коллекторских свойств. В сторону источника сноса распространения терригенных коллекторов могут прерывать постседиментационные размывы с последующим запечатыванием краев пластов глинистыми покрышками. Создаются изолированные НАЛ терригенных поровых коллекторов среди запечатывающих глинисто-алевритовых покрышек на региональных или локальных моноклиналях.

Наземные палеоврезы выделяются по отсутствию подстилающих отложений и захоронению перекрывающими образованиями, слои которых на их склонах испытывают прислонение. В устье они редуцируются и полностью затухают на сопряженных участках палеоакватории. Присутствие коллекторов создает НАЛ углеводородов при наличии подстилающей и перекрывающей покрышек.

9.3. Тектоноседиментационные НАЛ

Конседиментационные базальные налегания слоев возникают за счет миграции прогибания в сторону пассивных зон и включения их в область седиментации. Налегающие на подстилающий субстрат пласты коллекторов создают НАЛ углеводородов при наличии в разрезе покрышки и региональном или локальном погружении. НАЛ конседиментационного базального налегания имеют широкое распространение в нефтегазоносных провинциях.

Конседиментационное выклинивание и фациальное замещение широко распространены внутри осадочного чехла и связаны с дифференциацией тектонического прогибания, затухание которого приводит к выклиниванию слоев. Слои коллекторов создают НАЛ углеводородов при наличии в разрезе покрышки и регионального или локального погружения. Конседиментационное выклинивание является широко распространенной формой в эпиконтинентальных осадочных бассейнах и особенно для их периферии. Конседиментационное фациальное замещение связано с поступлением терригенного осадочного материала с источника сноса, наложенного на тектоническое прогибание. Оно может приводить к замещению коллекторов непроницаемыми породами по восстанию слоев с образованием НАЛ.

9.4. НАЛ, связанные с относительными колебаниями уровня моря

Трансгрессивное подошвенное (прибрежное) налегание возникает при относительном подъеме уровня моря, что приводит к последовательному продвижению слоев в сторону суши. Палеогеологическая обстановка, как правило, благоприятна для образования коллекторов на площади распространения трансгрессивного подошвенного налегания. При наличии покрышек эти зоны налегания крайне благоприятны для возникновения НАЛ углеводородов.

Регрессивное подошвенное (прибрежное) налегание возникает при относительном понижении уровня моря, что приводит к выклиниванию слоев в глубь бассейна. Такое налегание происходит очень быстро и охватывает незначительные отрезки геологического времени, что приводит к накоплению слоев малой мощности (до первых десятков метров). Палеогеологическая обстановка наиболее благоприятна для образования коллекторов на площади распространения регрессивного налегания. При наличии покрышек зоны регрессивного подошвенного налегания благоприятны для возникновения НАЛ углеводородов.

9.5. НАЛ палеосклонов

Клиноформы возникают при латеральной седиментации, когда осадки приобретают свойства сыпучего материала при площадном их переносе. Они быстро выклиниваются по падению (фондоформа) и восстанию (ундаформа). Обычно высота клиноформы не выходит за пределы первых сотен метров при протяжении их на многие сотни километров. По падению они через фондоформу сменяются маломощными депрессионными слоями палеокотловин. Среди клиноформ намечаются два типа – первый тип составляют трансгрессивные клиноформы, второй – регрессивные клиноформы. Первые из них характеризуются динамически выраженными прояженными отражениями, косо ориентированными (до 1–3°) на определенных участках по отношению к покрывающим шельфовым образованиям и подстилающему опорному отражающему горизонту. Протяженность склонового участка и подножия клинопокрова по латерали вкрест их простирания варьирует от 15 до 60 км при мощности 100–500 м.

Регрессивные клиноформы составляют различной протяженности и интенсивности сигмовидно-косослойные отражения, ориентированные наклонно по отношению к покрывающим и подстилающим отражениям. Они расположены между трансгрессивными клиноформами. Ундаформы обычно выражены для нижних частей их разреза, которые переходят в шельфовые алевритово-песчаные слои. Большая верхняя часть регрессивных клиноформ не имеет ундаформ и, соответственно, возрастных аналогов среди шельфовых слоев. Фондоформы обычно намечаются только для верхней части их разреза. Регрессивные клиноформы по латерали вкрест их простирания достигают 20–40 км при мощности

200–400 м. Они представлены линзовидными телами, сложенными слабо отсортированным песчано-глинистым материалом. Регрессивные клиноформы образуются при низком уровне моря и именно с ними связаны пласты коллекторов. Пласты-коллекторы образуют НАЛ углеводородов при запечатывании их покрышками и обычно тяготеют к фондоформенной части.

Клиноформные образования как залежи углеводородов заслуживают самостоятельного изучения; они имеют большие перспективы будущих запасов нефти и газа.

Прислоняющие слои широко распространены в разрезах осадочного чехла и образуются в относительно глубоководных котловинах за бровкой шельфа, где прекращаются действия волновых процессов. Осадочный материал в них переносится как вязкая жидкость за счет гравитации отложений (турбидных течений). Склоны котловин и неровности днища препятствуют движению вязких осадков, приводя к прислонению слоев к поверхности подстилающего субстрата. При наличии коллекторов, покрышек, регионального и локального наклона возникает НАЛ углеводородов.

Палеоканьоны широко распространены в пределах палеосклонов. Наиболее крупные из них захватывают сопряженные участки палеошельфа. Устьевые части палеоканьонов расположены у подножия палеосклонов. Каньоны образуются за счет различных видов подводных потоков. При наличии пластов коллекторов, которые чаще всего приурочены к базальным слоям, покрышек, региональных или локальных наклонов палеоканьоны становятся НАЛ углеводородов.

9.6. НАЛ палеокотловин

Наземные конусы выноса тяготеют преимущественно к предгорным и межгорным прогибам и впадинам, сложенным континентальными молассами. Толщина их измеряется многими десятками и даже первыми сотнями метров. Кровля наземных конусов выноса выпуклая, а подошва ровная. Для них типично или полное отсутствие сейсмической записи или отрывочные хаотические отражения. Наземные конусы выноса сложены грубым терригенным материалом, обладающим высокой пористостью и проницаемостью, создавая хорошие резервуары.

Подводные конусы выноса формируются в результате линейного переноса терригенного обломочного материала через акваторию шельфа. Они наращивают склоны и захороняют сопряженные участки глубоководных котловин в виде далеко вдающихся языков, где сменяются маломощными слоями пелагических отложений. Высота подводных конусов выноса достигает сотен метров и первых километров, проникая далеко в глубь котловин на расстояние многих сотен километров от бровки шельфа. Подводные конусы выноса могут быть связаны с крупными артериями рек.

Формирование подводных конусов выноса происходит за счет различных видов высокоплотностных потоков, среди которых есть флюксотурбидиты и зерновые потоки, переносящие разжиженный грубообломочный материал. Сейсмотурбидиты образуют мощные пачки слоев рыхлых осадков с грубыми фракциями.

Большинство подводных конусов выноса, выделяемых по сейсмическим данным, соответствуют системе: подводный каньон – каналы – лопасти. Основную часть подводного конуса выноса составляют лопасти, которые представляют собой осадочные тела, ограниченные протяженными отражающими горизонтами, приуроченными к поверхностям несогласий. Сейсмические фации нижней части конуса характеризуются холмистыми невыдержанными отражениями. Их наклоны превышают региональные наклоны подстилающих образований. Отражения отличаются высокой аплитудой. Верхняя поверхность нижнего конуса имеет выпуклую холмообразную форму. Верхний конус занимает обычно подножие склона и по объему больше нижнего. Подводные конусы выноса являются положительными формами палеорельефа бассейна. Отложения, захороняющие подводный конус выноса, испытывают прислонение к его кровле. Коллекторы в подводных конусах выноса чаще всего приурочены к их центральным частям (каналовые фации). При наличии покрышек они образуют НАЛ углеводородов.

Палеоконтуриты встречаются в глубоководных котловинах. Их тело достигает толщины первых сотен метров. Они характеризуются высокоамплитудными отражениями. При наличии покрышек палеоконтуриты могут образовывать НАЛ углеводородов.

Палеоатоллы обычно приурочены к периферии палеокотловин и возникают на возвышенностях дна, часто связанных с локальными поднятиями. Палеоатоллы выделяются по резкому увеличению толщины и ухудшению сейсмической записи. Карбонатные отложения палеоатоллов через клиноформы переходят в

маломощные депрессионные глубоководные отложения. Породы, слагающие палеоатоллы, отличаются обычно повышенной трещиноватостью. При наличии покрышек они образуют крупные НАЛ углеводородов.

9.7. Постседиментационные НАЛ

Плоскости разрывных тектонических нарушений являются прекрасными экранами, препятствующими миграции углеводородов. При наличии пластов-коллекторов и региональных или локальных наклонов возникают НАЛ углеводородов. Они широко распространены во всех типах бассейнов, причем наиболее широко развиты в эпиконтинентальных бассейнах.

Поверхности угловых несогласий (срезаний) являются экранами, препятствующими миграции углеводородов. Угловые несогласия возникают только в условиях эпиконтинентальных бассейнов за счет волновых процессов и континентальной денудации. При наличии пластов коллекторов, покрышек и региональных или локальных наклонов возникают НАЛ углеводородов.

В разрезе осадочного чехла среди глинистых покрышек фиксируются зоны вторичного разуплотнения, зоны увеличенных толщин, характеризующиеся повышенной трещиноватостью. Они создаются, вероятно, за счет вертикальных газовых и флюидальных эманаций. При наличии покрышек возникают благоприятные условия формирования НАЛ углеводородов.

Зоны вторичной трещиноватости и растворения образуются за счет диагенетических и эпигенетических преобразований. Создаются участки неравномерного уплотнения и неравномерной цементации, приводящие к образованию диагенетической трещиноватости. Такие процессы, как доломитизация, перикристаллизация, выщелачивание, сульфатизация и окремнение, способствуют возникновению зон вторичной трещиноватости. Зоны вторичной трещиноватости характеризуются резким ухудшением динамики отражений до практически полного их затухания и появления прозрачной сейсмической записи. При наличии покрышек и латерального затухания зоны вторичной трещиноватости и растворения становятся НАЛ углеводородов.

Зоны постседиментационного выветривания формируются в основном на поверхности фундамента, образуя коры выветривания. Их мощность достигает десятков, реже первых сотен метров. Мощные линзы кор выветривания намечаются на временных разрезах ослаблением волновой записи. Зоны кор выветривания при перекрытии их покрышкой на гипсометрически приподнятых участках образуют ловушки углеводородов. Коры выветривания фундамента и прилегающие к нему отложения образуют единую ловушку с одинаковым составом углеводородов. Трещиноватые коллекторы кор выветривания характеризуются резкими изменениями продуктивности от скважины к скважине. Обычно наиболее высокой продуктивностью отличаются скважины, расположенные ближе к контакту кор выветривания и трещиноватых пород фундамента с прилегающими к ним осадочными образованиями.

Зоны постседиментационного карстования захватывают карбонатные шельфы и, как правило, приурочены к диапазону геологического возраста региональных перерывов и угловых несогласий. Карстовыми процессами захватываются толщины пород до нескольких сотен метров. Крупные зоны интенсивного карстования приводят к ухудшению сейсмической записи. Зоны постседиментационного карстования при перекрытии кровли карбонатов покрышкой на гипсометрически приподнятых участках образуют НАЛ углеводородов.

Зоны, запечатанные асфальтовой пробкой или окисленной нефтью, образуются за счет постседиментационного выветривания, которое приводит к разрушению первичных скоплений углеводородов и созданию барьеров, препятствующих миграции флюидов. При наличии непосредственно под пластом коллекторов, запечатанных асфальтовой пробкой или окисленной нефтью, покрышек на гипсометрически приподнятых участках, образуются НАЛ углеводородов.

Наземная и подводная эрозии приводят к образованию изолированных эрозионных останцов, как правило, сложенных более плотными породами по сравнению со смежными участками. Они могут слагаться пористыми или трещиноватыми образованиями. При их захоронении более молодыми отложениями, либо в случае непосредственного перекрытия покрышкой, эрозионные останцы превращаются в НАЛ углеводородов.

Приведенный материал позволяет направленно подходить к выделению НАЛ углеводородов различного генезиса. Каждая генетическая группа и тип НАЛ углеводородов обладают своими специфическими характеристиками, поэтому при их выделении необходимо учитывать сложные и разнообразные условия их формирования.

Глава 10

ФОРМИРОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ

10.1. Прикаспийская впадина

Строение Прикаспийской впадины и ее отдельных фрагментов с позиций региональной сейсмостратиграфии нашло отражение в ряде моих с соавторами работ [Осадочный чехол..., 1984; Гущин и др., 1990, 1993; Макеева, Шлезингер, 1996; и др.].

Становление фундамента Прикаспийской впадины произошло в дорифейское время. В рифее заложилась обширная глубокая депрессия, продолжавшая существовать и в раннем палеозое (рис. 10.1.1). Она заполнилась мощными сериями скорее всего глубоководных терригенных и карбонатных пород.

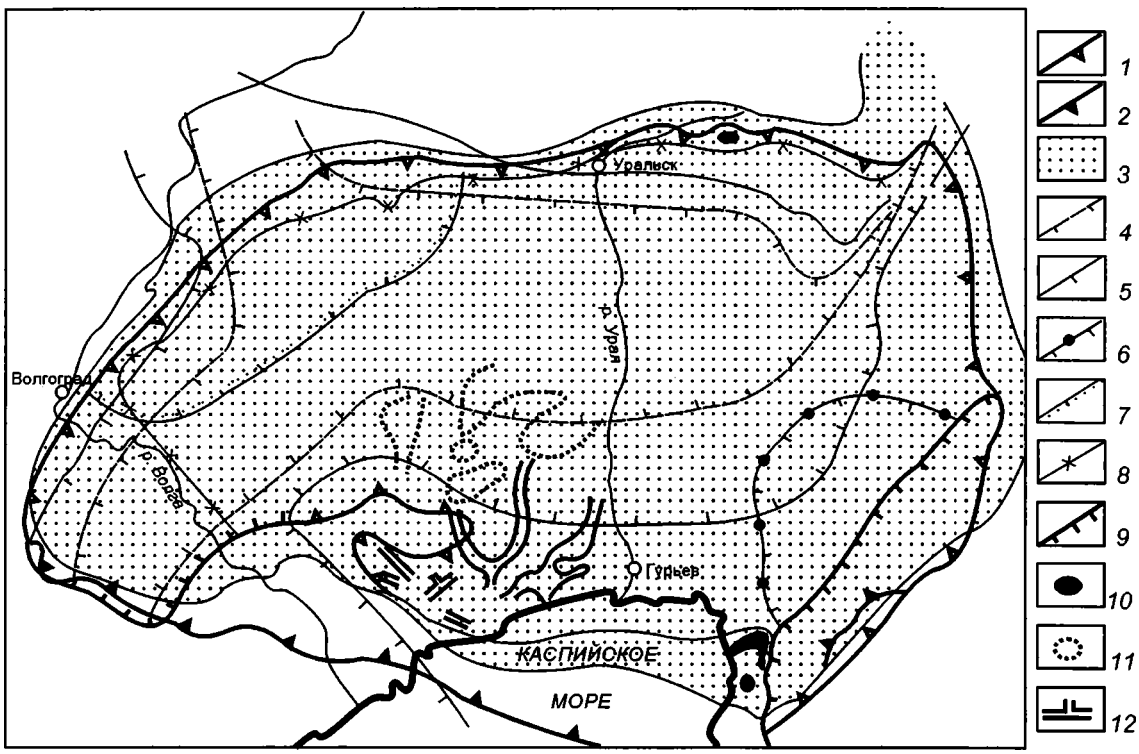


Рис.10.1.1. Схема местоположения границ, определяющих палеобассейны на территории Прикаспийской впадины

1 – внутренняя граница карбонатного уступа; *2* – граница терригенных уступов; *3* – граница кунгурской тектонической флексуры; *4–8* – контуры глубоководных комплексов заполнения: *4* – нижне-среднерифейского, *5* – верхневендско-нижнепалеозойского, *6* – верхневендско-средневизейского, *7* – среднекаменноугольного верейско-мелекесского, *8* – гжельско-артинского; *9* – контур верхнедевонского средневизейского мелководно-морского комплекса, слагающего Эмбинский перикратонный прогиб; *10* – карбонатные атоллы; *11* – аккумулятивные верхнеартинские валы; *12* – подводные предкунгурские врезы

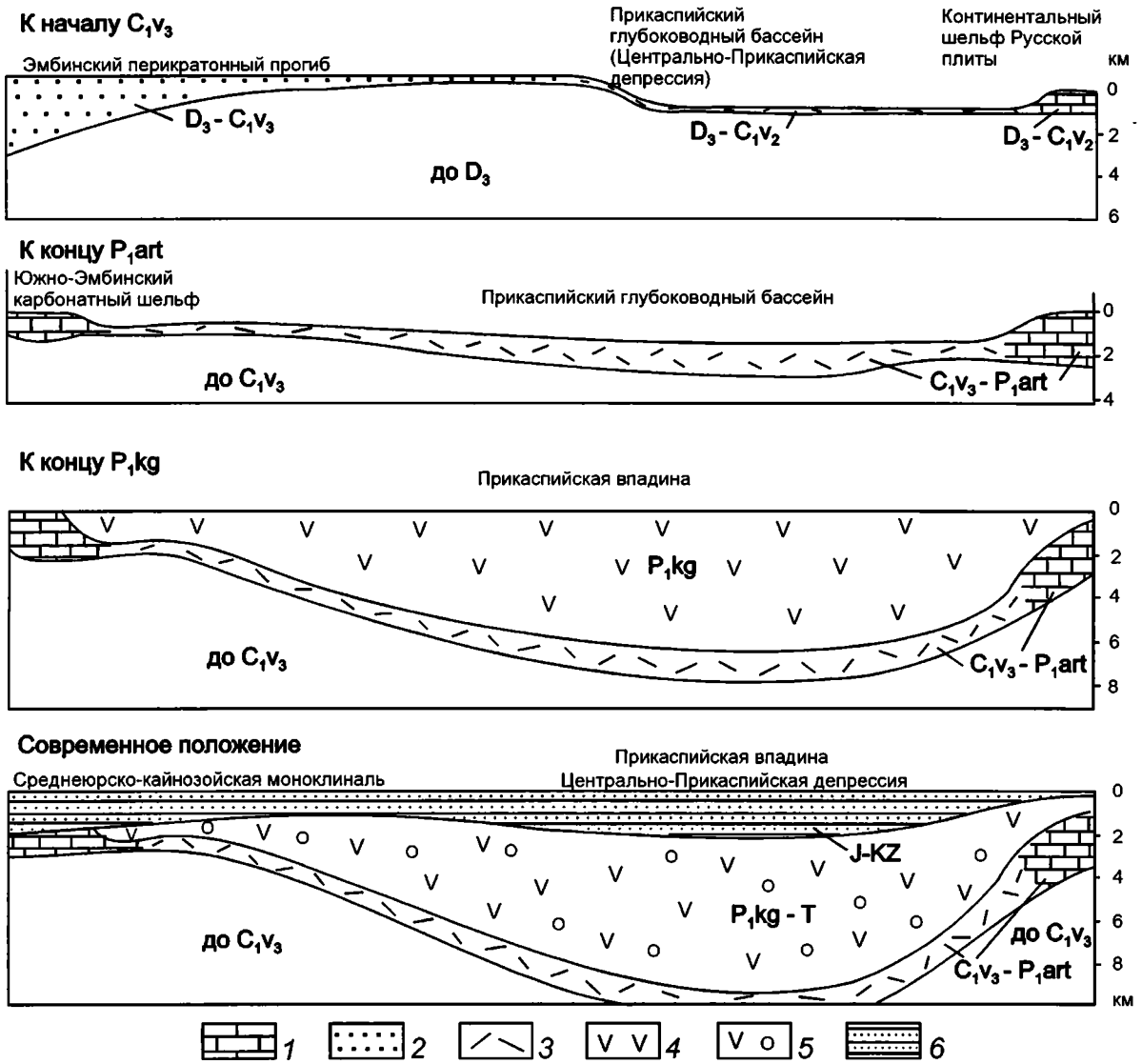


Рис.10.1.2. Субширотные палеогеологические разрезы Прикаспийской впадины

1 – карбонатный шельф; *2* – терригенные эпиконтинентальные отложения; *3* – глубоководные депрессионные отложения и терригенные отложения комплекса заполнения; *4* – глубоководные соленосные отложения; *5* – глубоководные соленосные и пестроцветные терригенные эпиконтинентальные отложения; *6* – терригенные и карбонатные эпиконтинентальные отложения

В девоне, по-видимому, началось умеренное прогибание, приведшее к формированию базальных слоев платформенного чехла.

В позднедевонское время произошло кратковременное опускание, создавшее глубоководный Прикаспийский бассейн (Центрально-Прикаспийская депрессия) (рис. 10.1.2). Его контуры местами далеко вышли за пределы рифейско-раннепалеозойской депрессии. На юге в позднем девоне заложилась Южно-Эмбинская моногеосинклиналь. В ней вплоть до конца средневизейского времени в условиях мелководно-морского бассейна имело место интенсивное прогибание, компенсируемое накоплением мощных толщ граувакковой формации.

Развитие Южно-Эмбинской и Уральской геосинклиналей резонансно воздействовало на сопряженные участки платформы, вовлекая их в погружение. Темп прогибания уменьшался к северо-западу и западу. Территория Остансукского прогиба в позднедевонско-средневизейское время имела на запад более резкий градиент погружения по сравнению с более южными районами Прикаспийской впадины. Он привел к образованию узкого прогиба, компенсировавшегося мощными терригенными образованиями.

Конседиментационное погружение улавливало почти весь поступающий в него терригенный материал. Западнее Остансукского прогиба располагался в позднедевонско-средневизейское время глубоководный Прикаспийский бассейн.

Между последним и Остансукским прогибом обособилась относительно узкая полоса высокого стояния поверхности докембрийского фундамента – остаточное Темирское поднятие. На его площади возникли благоприятные условия для накопления шельфовых карбонатов. На запад они распространились до бровки континентального склона глубоководного позднедевонско-средневизейского Прикаспийского бассейна, где замещались глубоководными депрессионными фациями. Таким образом, верхнедевонско-средневизейские карбонаты следует рассматривать как относительно пассивный шельф, который окаймлял с запада активно прогибающийся терригенный шельф (Остансукский прогиб). На западе и севере карбонатный шельф ограничивал глубоководный Прикаспийский бассейн. На юге карбонатный шельф Темирского поднятия постепенно сменялся терригенным шельфом области перикратонного прогибания.

Выполнившие Южно-Эмбинскую и Уральскую геосинклинали породы на рубеже средне- и поздневизейского времени подверглись интенсивным процессам складчатости. Сжатие происходило, соответственно, с юга и востока и привело к образованию покровов и надвигов. Южно-Эмбинская геосинклиналь превратилась в одиночное, а Уральская – в сложное складчатое сооружения. За их пределами складчатые движения резко затухали и практически не нарушали конседиментационное погружение слоев с северо-запада и запада на юго-восток и восток, которое создало Эмбинский перикратонный прогиб. Его дифференциация привела к формированию локального структурного плана. Таким образом, в поздневизейское время были образованы Южно-Эмбинское и Уральское складчатые сооружения и сопряженный с ними Эмбинский перикратонный прогиб. Последний в связи с замыканием геосинклиналей прекратил свое дальнейшее развитие.

С поздневизейского времени область Южно-Эмбинского складчатого сооружения и субширотная полоса Эмбинского перикратонного прогиба, продолжающаяся от него на запад вплоть до меридиана урочища Южное Саztюбе, превратились в длительно развивающееся платформенное поднятие. В ранние отрезки поздневизейского времени они еще были, видимо, плохо выражены и пропускали терригенный обломочный материал с южных и юго-восточных источников сноса. Но постепенно их активность возросла, мигрируя с востока на запад. В среднем карбоне Южно-Эмбинское поднятие стало барьером. Полностью прекратилось поступление терригенного материала к северу.

В поздневизейское время имел место новый импульс кратковременного опускания, существенно расширивший площадь глубоководного бассейна, особенно на юго-востоке и востоке, который наложился на Эмбинский перикратонный прогиб. Область между бровкой континентального склона глубоководного бассейна и сводом Южно-Эмбинского платформенного поднятия явилась идеальным районом накопления биогенных карбонатов, которое продолжалось до конца каменноугольного периода. Их образование создало местное изостатическое погружение. На северо-западе распространение биогенных карбонатов прерывала бровка шельфа, за которой из-за повышенных глубин их формирование делалось невозможным, вследствие чего над вершиной первичного тектонического изгиба возник вторичный седиментационный карбонатный уступ. На юго-востоке свод платформенного Южно-Эмбинского поднятия характеризовался антиизостатическими силами, которые препятствовали возникновению местного погружения, а, следовательно, явились первичным конседиментационным ограничением биогенных карбонатов. Их максимальные мощности соприкасались с карбонатным уступом, где возникали благоприятные условия для образования барьерного рифа. Изостатическое погружение карбонатов создавало в зоне сопряжения с глубоководным Прикаспийским бассейном остаточную систему локальных поднятий.

В районе меридиана урочища Южное Саztюбе свод Южно-Эмбинского платформенного поздневизейско-позднекаменноугольного поднятия испытывал погружение, и оно затухало. На его погружении располагалось северное крыло каменноугольного прогиба, осевая зона которого располагалась к югу от исследуемой площади, по-видимому, на территории Мертвого Култука. Особенно четко его развитие наметилось в средне-позднекаменноугольное время. Величина прогибания закономерно уменьшилась с юга на север, и в районе урочища Саztюбе наметилось одноименное поднятие, сводовая часть его непосредственно была прижата к бровке континентального склона глубоководного Прикаспийского бассейна. Средне-позднекаменноугольное

Сазтюбинское поднятие затухало, не доходя до меридиана Южного свода. Сопряженный с ним прогиб протягивался еще дальше к юго-западу от меридиана Южного свода.

Тектоническое погружение района поднятия и сопряженной части прогиба компенсировалось отложением плотных известняков, преимущественно хемогенной природы. По мере его увеличения к югу они расслаивались терригенными породами, а затем полностью замещались ими при общем утолщении сформированного разреза. Таким образом, свод среднекаменноугольного Южно-Эмбинского поднятия на западе кулисно подставлялся Сазтюбинским, при этом смещение на север составляло до 20 км.

Тектоническая позиция карбонатов северо-западного крыла Южно-Эмбинского поднятия и Сазтюбинского поднятия существенно различается. В первом случае они занимали пассивные участки шельфа, были полностью отгорожены от проникновения терригенного материала, что явилось благоприятным фактором для формирования биогенных разностей, характеризующихся пониженной уплотненностью. Район Сазтюбинского поднятия, напротив, отличался активной конседиментационной тектоникой. Карбонаты здесь заняли участки умеренного и пониженного тектонического прогибания, куда не достигал терригенный обломочный материал. Последний отлагался в центральных частях прогиба, где преобладало ускоренное погружение. При активной конседиментационной тектонике создавались преимущественно хемогенные карбонаты, отличающиеся повышенным уплотнением.

За бровкой поздневизейского шельфа в глубоководном Прикаспийском бассейне, глубина которого на востоке по высоте карбонатного уступа может быть оценена в 1,0–1,5 км, при относительном тектоническом покое до конца каменноугольного времени шло накопление маломощных депрессионных отложений. На юго-западе допоздневизейская флексура выполаживалась и, видимо, отходила далеко к северу. Район урочища Елемсе занимал погруженный внешний шельф. Его пространства стали ареной накопления в течение средне-позднекаменноугольного (вероятно, касимовского) времени карбонатно-терригенной плиты. Переход последней в карбонатный шельф происходил постепенно. За краем внешнего шельфа карбонатно-терригенная плита также плавно сменялась маломощными депрессионными отложениями без возникновения уступа. В доранненепермское время, возможно, на рубеже касимовского и гжельского веков, на западе исследуемой площади прошла волна дифференцированного кратковременного опускания. Она привела к деформациям плиты, опустив ее на разные уровни. Участки малых опусканий превратились в подводные возвышенности дна, а больших – в подводные долины. Созданный континентальный склон привел к образованию над его бровкой верхнекаменноугольного (гжельского) карбонатного уступа. Последний на северо-востоке сливался с поздневизейско-позднекаменноугольным.

Глубоководный поздневизейский бассейн существенно продвинулся на востоке. Он занял площадь Остансукского прогиба. Относительно пассивный поздневизейский шельф от бровки континентального склона Прикаспийского глубоководного бассейна до береговой линии моря стал благоприятной ареной накопления мелководных карбонатов. На площади Темирского поднятия позднедевонско-средневизейский карбонатный шельф начал наращиваться поздневизейскими шельфовыми карбонатами. Однако с востока они стали ограничиваться глубоководным заливом Прикаспийского бассейна. Таким образом, на юго-востоке Прикаспийской впадины возникла единая обширная полоса карбонатного шельфа, который просуществовал до раннемосковского времени. По своей генетической природе поздневизейско-раннемосковский шельф гетерогенен. Его северная часть (Темирский блок) обусловлена выступом поверхности докембрийского фундамента и с трех сторон была окружена глубоководными котловинами Прикаспийского бассейна. Южная часть (Жанажольский блок) поздневизейско-раннемосковского шельфа заложилась на поздневизейском терригенном шельфе и с востока ограничивалась сушей, т. е. поздневизейско-раннемосковский карбонатный шельф на севере был полуостровным, а на юге – материковым.

В предпозднемосковское время за счет кратковременного опускания Прикаспийский глубоководный бассейн существенно продвинулся к востоку. Карбонатный шельф сохранился только в восточной части Жанажольского блока. Накопление шельфовых карбонатов продолжалось до касимовского века.

С гжельского века в связи с активным ростом Уральского горного сооружения начался значительный вынос терригенного материала на территорию Прикаспийской впадины. Карбонатное осадконакопление на востоке Прикаспийской впадины полностью прекратилось. Оно продолжалось на юго-восточном ее обрамлении

(на площади Тортколь и к югу от нее). Относительное глубоководье Темирского блока, Остансукского прогиба и востока Жанажольского блока было захоронено терригенными осадками, превратившими их в аккумулятивный шельф. В гжельско-артинское время активное конседиментационное опускание испытывали Остансукский и Атжаксинский прогибы, компенсируемые мощными толщами терригенных пород. Темирский и Жанажольский блоки, расположенные, соответственно, к западу от них, испытывали слабое погружение с накоплением маломощных терригенных образований. За бровками карбонатных уступов последние резко возрастали в мощности, выполняя глубоководный Прикаспийский бассейн. Таким образом, Темирский и Жанажольский блоки в гжельско-артинское время представляли собой остаточные поднятия, сопряженные на востоке с активными конседиментационными прогибами, а на западе ограниченные Прикаспийским глубоководным бассейном.

Предпозднекаменноугольное кратковременное опускание зафиксировано на северной периферии Прикаспийской впадины. Оно продвинуло глубоководный бассейн на территории Предуральского краевого прогиба (Бельская впадина) далеко на север, параллельно Уральской складчатой системе. Указанные импульсы кратковременных опусканий создали обширный средне-позднепалеозойский Прикаспийский глубоководный бассейн с глубинами до 2 км, а во внутренних частях и более.

В течение раннепермского (докунгурского) времени карбонатный шельф находился в состоянии относительного тектонического покоя. Лишь в районе урочища Сазтюбе он нарастился локальными карбонатными нашлепками. За карбонатным уступом в раннепермское (докунгурское) время (а, возможно, и с гжельского века) глубоководный Прикаспийский бассейн стал перекрываться терригенными отложениями за счет восточных (Уральских) источников сноса. Тектонические движения при этом практически не проявлялись.

В позднеартинское время Южно-Эмбинское поднятие, по-видимому, утратило роль барьера. В районе урочища Тортай за счет южных источников сноса возникла мощная система тел бокового наращивания (проградаций), захоронивших периферию глубоководного Прикаспийского бассейна и создавших аккумулятивный шельф. Его внешний край в конце артинского – начале кунгурского веков опоясался карбонатно-сульфатной оторочкой. На крайнем юге в раннепермское время наметилась зона тектонического прогибания, которое компенсировалось в условиях мелководно-морского бассейна терригенными отложениями. Они погребли и наклонили к югу западную периклиналь поздневизейско-позднекаменноугольного Южно-Эмбинского поднятия. Раннепермское погружение связано с началом заложения Северо-Устюртской системы прогибов, на месте ранее высокого стояния докембрийского фундамента.

В домосковское время юго-запад Прикаспийской впадины входил в состав обширного эпиконтинентального бассейна. В нем в условиях дифференцированного прогибания происходило накопление карбонатных и терригенно-карбонатных образований. На юге эпиконтинентальный домосковский бассейн юго-запада Прикаспийской впадины сопрягался с геосинклинальным бассейном кряжа Карпинского, где темп прогибания был неизмеримо выше, что привело к накоплению многокилометровых терригенно-карбонатных толщ. На севере домосковский эпиконтинентальный бассейн вдоль левобережья Волги сопрягался по флексурному изгибу слоев с глубоководным бассейном Центрально-Прикаспийской депрессии.

Наличие в бортовых обрамлениях карбонатных и терригенных уступов и мощных глубоководных средне-верхнекаменноугольных толщ заполнения доказывает, что скорее всего на рубеже башкирского и московского веков произошло резкое кратковременное опускание (до 2 км) юго-запада Прикаспийской впадины и она вошла в состав единого Прикаспийского глубоководного бассейна. В нем шло накопление преимущественно маломощных депрессионных осадков. Однако на территориях Приволжской и Карасальской моноклиналей и на юго-западе Сарпинского прогиба из геосинклинального бассейна кряжа Карпинского проник мощный язык терригенных образований среднего–верхнего карбона, который захоронил крайнюю юго-западную часть глубоководного бассейна, превратив его в аккумулятивный шельф. Именно поэтому нижнепермские докунгурские карбонаты оказались несколько сдвинутыми к востоку по сравнению с более северными районами, где их ограничением была бровка тектонического континентального склона.

В раннепермское (докунгурское) время орогенез кряжа Карпинского дал обильный терригенный материал, который создал сплошную систему подводных конусов выноса. Ими была

захоронена южная периферия Прикаспийского глубоководного бассейна с образованием единого седиментационного терригенного уступа. В конце артинского – начале кунгурского веков горизонтальные движения сжатия, направленные с юга, деформировали слои конусов выноса. Они создали линейные складки и пакеты надвиговых пластин. На западном обрамлении Прикаспийской впадины в раннепермское (докунгурское) время формировался карбонатный шельф умеренной мощности. К востоку через карбонатный уступ он замещался маломощными депрессионными фациями, которые выстилили практически все дно глубоководного Прикаспийского бассейна.

Разновозрастные тектонические движения создали сложный парагенез подсолевых структур. Рифейско-раннепалеозойская депрессия наметила северные и западные крылья периферической полосы поднятий. Среднепалеозойский перикратонный прогиб создал южные и восточные крылья. Таким образом обширная периферическая полоса крупных поднятий, вырисовывающаяся по поверхности фундамента, гетерогенна. Ее северные и западные крылья возникли в рифее – раннем палеозое, а южные и восточные крылья – в среднем палеозое.

Кунгурское интенсивное прогибание предопределило лицо Прикаспийской впадины как крупной и глубокой отрицательной структуры. Величина кунгурского прогибания нарастала с юго-востока на северо-запад. Оно компенсировалось в условиях глубоководного бассейна, сохранившегося от артинского века, при глубинах не менее 1,0–1,5 км мощными толщами эвапоритов (до 3,0–3,5 км на севере). Неравномерность предкунгурского и кунгурского прогибаний предопределила региональный и локальный тектонический план, который запечатлен на структурных картах по отражающим горизонтам $П'_2$ и $П_1$.

В позднепермское время началось перераспределение соленосных толщ кунгура. За счет латерального течения они были собраны в купола, а межкупольные зоны заполнились пестроцветными породами верхней перми и триаса, формировавшимися в условиях континентального водного бассейна.

Соляной тектогенез создал сложный латеральный парагенез разновозрастных и разнофациальных тел, дисгармоничных по отношению к подстилающему подсолевому ложу (отражающий горизонт $П_1$) и перекрывающихся юрскими отложениями (отражающий горизонт V). Прогибание позднепермско-триасового времени, таким образом, имело локальный характер, а региональный тектонический фактор имел ничтожно малое значение.

Кунгурское прогибание имело место, по-видимому, и на территории Устюрта. Оно намечается по обнаружению дисгармоничных деформаций, распространенных непосредственно над нижнепермскими отложениями (выше отражающего горизонта б).

Однако основной импульс прогибания пришелся на позднепермско-триасовое время. Именно за счет него произошло глубокое погружение докембрийского фундамента и создание Северо-Устюртской системы прогибов.

Позднепермско-триасовое прогибание привело к региональному погружению на исследуемой площади палеозойского ложа к югу, а неравномерность его проявления предопределила локальный структурный план. На юго-западе исследуемой площади имел место импульс сжатия, приведший к образованию крутых надвигов, взбросам и пликативным, бескорневым кораблениям слоев.

По среднеюрским и более молодым отложениям над наиболее крупными из них фиксируются более пологие изгибы. Вероятно, они уже связаны с трансформацией горизонтальных движений в более молодые унаследованные вертикальные тектонические движения.

В предсреднеюрское время имел место интенсивный импульс вертикальных восходящих тектонических движений. Особенно большая его величина отмечена в районе Южно-Эмбинского поднятия, где срез достигает многих сотен метров или даже первых километров.

Центрально-Прикаспийская депрессия и Сарпинский прогиб в посткунгурское время отделились от юго-восточной области прогибания крупным субширотным поднятием. Они вошли в состав единого эпиконтинентального бассейна. Среднеюрско-кайнозойские отложения Прикаспийской впадины были деформированы соляным тектогенезом.

Приведенный материал показывает, что Прикаспийская впадина как единая крупная отрицательная структура просуществовала очень недолго, по существу, только в кунгурском веке.

В поздней перми и триасе ее территория практически прекратила региональное прогибание и она слилась с сопряженными областями.

В юрско-кайнозойское время произошла дифференциация тектонической структуры и ее раскрытие на юго-востоке.

10.2. Тимано-Печорский регион

Строение Тимано-Печорского региона с позиций региональной сейсмостратиграфии нашло отражение в ряде моих с соавторами работ [Парасына и др., 1989; Шлезингер, 1995 а; Беляков и др., 1996].

Становление консолидированной коры в Тимано-Печорском регионе произошло в дорифейское время. В рифее началось дифференцированное погружение, компенсированное накоплением осадочно-вулканогенных образований, с резким структурным несогласием перекрывших эрозионную поверхность консолидированной коры. Наметились зоны интенсивных опусканий, разделенные относительно стабильными областями. Прогибание продолжалось в вендское (возможно, и в кембрийское) время. На рубеже рифея и венда имел место импульс восходящих вертикальных движений и сжатия. Он привел к образованию поверхности структурного несогласия и появлению местных источников сноса. Рифей-кембрийские образования подверглись дислокационному метаморфизму до стадии зеленых сланцев. Рифей-вендское время отличалось интенсивной магматической деятельностью преимущественно основного состава.

В конце кембрия зоны повышенных мощностей подверглись интенсивному сжатию и превратились в складчатые сооружения (складчатые авлакогены). Стабильные области в вендекембрии подверглись деформациям за счет местных сил, возникших внутри осадочно-вулканогенного чехла. Такие области превратились в складчатые чехлы, деформации которых, в отличие от деформаций складчатых авлакогенов, не находят отражения в формировании послекембрийского осадочного чехла. Для складчатых чехлов характерны крутые углы наклона пород, по результатам бурения, и пологие отражения, по данным сейсморазведки МОГТ.

В раннем ордовике началось формирование платформенного чехла. В Ижма-Печорской впадине и на территории Предуральского краевого прогиба зонально накопились континентальные терригенные отложения, являющиеся продуктами разрушения рифейско-кембрийских Тиманского и Печоро-Кожвинского палеоподнятий.

В среднеордовикско-силурийское время за счет обширной трансгрессии с востока был создан карбонатный шельф. Дифференциация тектонического прогибания привела к образованию относительно опущенных и приподнятых зон, на крайнем востоке возник обширный перикратонный прогиб, обусловленный развитием Уральской геосинклинали.

В раннем девоне погружения сосредоточились в относительно узких линейных зонах, отвечающих континентальным рифтам, развитие которых продолжалось вплоть до раннефранского времени. В них накапливались терригенно-карбонатные сульфатные и терригенные осадки, которые компенсировали активно погружающиеся Колвинский, Печоро-Кожвинский (южную его часть), Шапкино-Юрьяхинский и Лайский рифты, которые составили Печоро-Колвинский авлакоген. На плечах рифтов они накапливались в незначительных количествах или отсутствовали. В пражском веке раннего девона море отступило в сторону Уральского бассейна, в зону перикратонного прогиба. В предсреднедевонское время имели место восходящие тектонические движения, захватывающие относительно приподнятые зоны и приведшие к размыву накопившихся осадков. К этому же отрезку времени приурочено эвстатическое понижение уровня моря, за счет чего прекратилось осадконакопление.

В среднедевонско-раннефранское время продолжалось интенсивное прогибание рифтов, о чем свидетельствуют значительные накопления терригенных осадков на территории Печоро-Кожвинского, Колвинского мегавалов, в южной части Шапкино-Юрьяхинского вала, на Лайском своде, а также проявления базальтов и субвулканических тел диабазов. Нижнефранские отложения имеют увеличенные толщины там же, где и нижние и среднедевонские, но покрывают более древние отложения плащеобразно на всей территории авлакогена. Венчает рифтогенный комплекс туфогенно-терригенная толща. К саргаевскому времени произошло отмирание рифтов, заполнившихся субконтинентальными осадками мелководных морей, озер, дельт, возможно и рек. Кварцевый состав песчаников говорит о зрелости осадков и внутренних источниках сноса. В целом, раннедевонско-раннефранские рифты имели северо-западные (Тиманские или Пайхойские) простирания. На территориях Лайского свода, Шапкино-Юрьяхинского вала и Колвинского мегавала наиболее выражено раннедевонское прогибание рифта, а на Печоро-Кожвинском – среднедевонско-раннефранское прогибание рифта. В раннем фране произошли последние дифференциальные опускания. Относительный подъем уровня моря, начавшийся в среднем девоне, достиг максимального значения в раннем фране. Он привел к

накоплению осадков на поднятиях и бортах грабенов. В предраннефранское время они местами испытали подъем и размыв вплоть до нижнепалеозойских образований и с угловым несогласием перекрылись отложениями нижнего франа. В пределах грабенов предраннефранское угловое несогласие отсутствует, и ему отвечали кратковременные перерывы.

Печорский глубоководный бассейн возник за счет кратковременных доседиментационных опусканий, произошедших на рубеже среднего и позднего франа (рис. 10.2.1, рис. 10.2.2.).

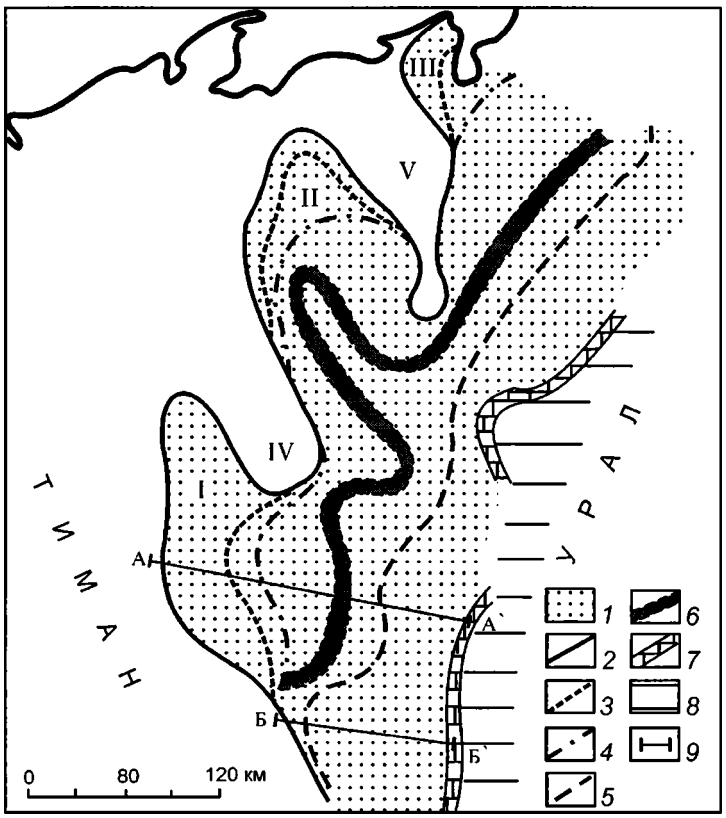


Рис.10.2.1. Схема строения Печорского позднедевонско-раннекаменноугольного глубоководного бассейна

1 – Печорский позднедевонско-раннекаменноугольный бассейн; *2–5* – карбонатные уступы: *2* – семилукско-бурегский, *3* – сирачойский, *4* – ухтинский, *5* – верхнефаменско-этреньский; *6* – верхнефранские органогенные постройки и рифы внутри Печорского бассейна; *7, 8* – Уральский геосинклинальный бассейн: *7* – зона шельфа, *8* – зона относительного глубоководья; *9* – линии принципиальных геологических разрезов.

Римскими цифрами обозначены структурные заливы: I – Усть-Ижемский, II – Денисовский, III – Морейюский; структурные носы – IV – Сэбысь-Кипиевский, V – Хорейверский

Его глубина превышала 500 м. Конфигурацию бассейна во многом предопределил допозднефранский структурный план Тимано-Печорского региона. По авлакогенам волна погружения проникла далеко к северо-западу, как бы обтекая стабильные зоны (относительные поднятия). Возникновение глубоководного бассейна привело при карбонатной седиментации к образованию вдоль бровки его континентального склона барьерных рифов и карбонатных уступов. За ними накапливались относительно маломощные депрессионные доманиковые фации. При глинисто-мергелистой седиментации за бровкой шельфа происходило, наоборот, резкое разрастание мощностей стратиграфических подразделений, которые создавали аккумулятивные террасы. Они захороняли периферийные зоны глубоководного бассейна, превращая их в аккумулятивный шельф. За счет нехватки глинисто-мергелистых осадков аккумулятивные террасы вкрест простирания быстро выклинивались (от десятков километров до 100 км), и слагающие их отложения переходили в депрессионный доманиковый чехол бассейна. Наращенные участки

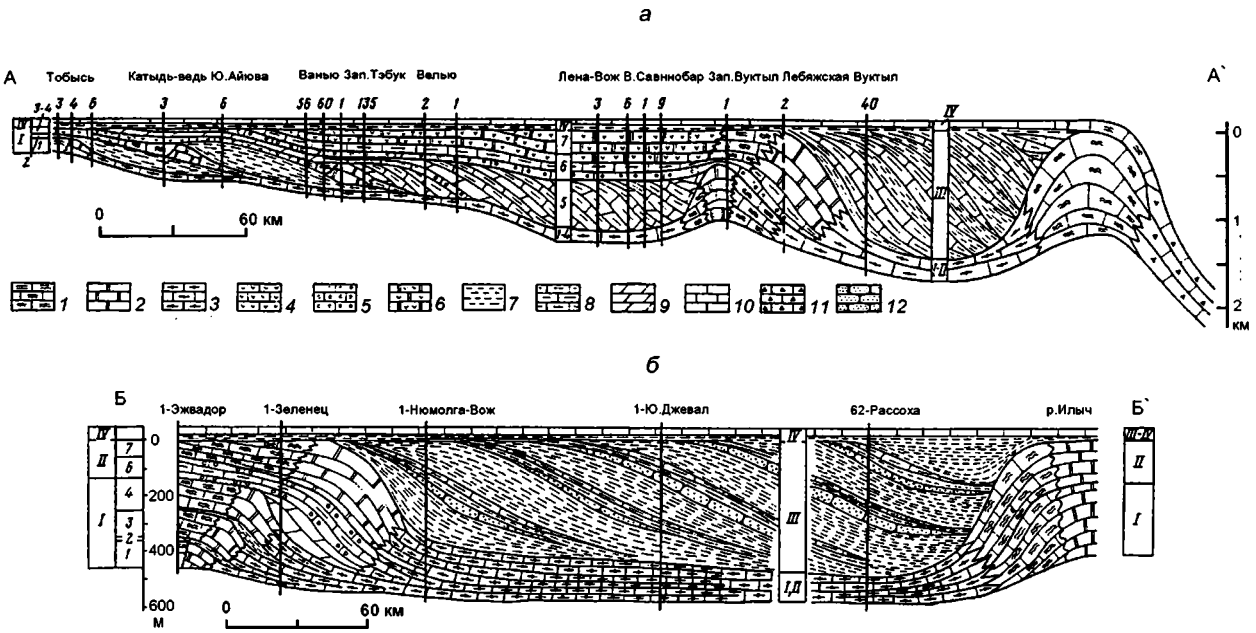


Рис.10.2.2. Принципиальные геологические разрезы Печорского верхнедевонско-нижнекаменноугольного глубоководного палеобассейна в зоне распространения аккумулятивных террас (*а*) и в зоне их отсутствия (*б*)

1 – водорослевые известняки; *2* – доломиты; *3* – битуминозные известняки; *4* – гипсы; *5* – обломочные известняки; *6* – ангидриты; *7* – глины; *8* – глинистые известняки; *9* – мергели; *10* – известняки; *11* – лемвинские фации; *12* – песчаники

Ярусы: I – франский, II – фаменский, III – турнейский, IV – визейский; свиты и горизонты: 1 – семилукско-бурегский, 2 – ветлянская, 3 – сирачойская, 4 – ухтинская, 5 – задонский, 6 – елецкий, 7 – данково-лебядинский

аккумулятивного шельфа давали возможность возобновиться карбонатному осадконакоплению, продвигались к востоку и приводили к возникновению нового, более молодого карбонатного уступа. Районы шельфовых палеоподнятий препятствовали проникновению глинисто-мергелистого материала на склон бассейна, вследствие чего в сопряженных с ними участках аккумулятивные террасы не возникали. Наличие относительно приподнятых участков дна (скорее всего, тектонического происхождения) внутри глубоководного бассейна способствовало развитию атоллов.

В елецкое время Печорский бассейн испытал значительное конседиментационное прогибание, компенсированное в области аккумулятивного шельфа накоплением глинистых и обломочных известняков (до 300 м). За бровкой шельфа они на сравнительно коротком расстоянии увеличивались в мощности до 500–600 м, а затем вновь сокращались и переходили в маломощные депрессионные фации. Карбонатное осадконакопление на шельфе в данково-лебедянское время привело к созданию наиболее молодого восточного барьерного рифа и карбонатного уступа в непосредственной близости от Урала. В турнейском веке узкая осевая зона Печорского бассейна была заполнена терригенными осадками бокового наращивания. С визейского века глубоководный Печорский бассейн прекратил свое существование. Он был захвачен предвизейскими вертикальными восходящими тектоническими движениями. Ранее накопившиеся отложения были подвергнуты, особенно по его западной периферии, значительному срезу (до десятков и первых сотен метров). Визейские и более молодые образования платформенного чехла несогласно перекрыли Печорский глубоководный бассейн, и в них он отражения не получил. В конце перми на него наложились линейные деформации.

Печорский позднедевонско-раннекаменноугольный глубоководный бассейн на востоке непосредственно соприкасался с одновозрастным Уральским геосинклинальным бассейном. В области сопряжения отчетливо наметились ее относительно узкая внешняя западная часть (карбонатный шельф) и более широкая и глубо-

ководная восточная часть, отвечающие, соответственно, Елецкой и Лемвинской зонам. Уральский шельф, в отличие от Печорского, характеризовался более длительным развитием (с конца среднего девона до начала позднего карбона) и более значительными мощностями осадков (до 2000 м). В глубоководной части Уральского бассейна накапливались преимущественно известняково-глинисто-кремнистые сланцевые породы, существенно отличающиеся по составу от доманиковых фаций Печорского глубоководного бассейна. Их минимальная мощность в интервале верхний девон – нижний карбон оценивается в 500 м, а при приближении к карбонатному шельфу существенно увеличивается (парнокская градация колокольненской формации). Мощность же доманиковых фаций Печорского глубоководного бассейна не выходит за пределы первых десятков метров.

Иное строение в Уральском бассейне имеют также подстилающие глубоководный комплекс доверхнедевонские и покрывающие его каменноугольные образования.

Непосредственное сопряжение верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений доманиковых фаций с Уральским бассейном и его карбонатная шельфовая оторочка свидетельствуют о том, что источники терригенного материала или располагались внутри Уральского бассейна или находились к востоку от него. Таким образом, Печорский и Уральский бассейны представляли собой самостоятельные тектонические элементы земной коры. Первый возник за счет кратковременного допозднефранского прогибания, а затем пассивно захоронялся глинисто-мергелистыми и терригенными осадками за счет западных и северо-западных источников сноса. Уральский геосинклинальный бассейн в течение позднего девона – раннего карбона питался местными или восточными источниками сноса и отличался дифференцированным активным конседиментационным прогибанием. В позднем палеозое – триасе он превратился в складчатое сооружение.

В начале визейского века значительная часть территории Тимано-Печорского региона являлась областью отсутствия накопления осадков вследствие регрессии морского бассейна (глобальное эвстатическое падение уровня океана). Мелководно-морские терригенные отложения накапливались на площадях девонских грабенов-рифтов и на территории Предуральского краевого прогиба. В первых из них осадки отложились в виде линз, часто ограниченных конседиментационными сбросами (50–150 м). В середине серпуховского века фиксировалась аридизация климата. Осадки обогатились сульфатами, преобладали пестро- и красноцветные разности глинистых и доломитовых илов. В поздневизейско-артинское время происходило накопление карбонатного шельфа. В раннепермское время наметились обширные топодепрессии (до 100–200 м глубиной), в которых отлагались доманиковые фации. В артинском веке они были захоронены терригенными образованиями.

На площади поднятия формировался карбонатный шельф, на котором развивались биогермные постройки (барьерные и внутришельфовые). Центральные их части периодически осушались и размывались. Между Тиманом и Печоро-Кожвинским мегавалом с карбона по кунгур существовала лагуна с сульфатно-доломитовым осадконакоплением. Артинско-раннеюрское время характеризовалось на территории Тимано-Печорского региона резким усилением структурообразующих тектонических движений, приведших к формированию современного структурного плана. С кунгурского века началось повсеместное мелководно-морское или континентальное терригенное осадконакопление. В начале поздней перми (уфимский век) произошла обширная трансгрессия. За пределами топодепрессий установился режим мелкого моря с преобладающим терригенным осадконакоплением. На юге дна акватории Баренцева моря и на севере Тимано-Печорского региона располагалась область лагунно-морского, а юго-восточнее – параллического осадконакопления. Во время ингрессий формировались глинистые, алеврито-песчаные, реже известковистые и глинисто-кремнистые осадки с пиритом, фосфатами, глауконитом, с морской фауной. Во время регрессий осадконакопление происходило в условиях лагун, озерно-аллювиальной равнины, периодически осушаемого дна моря.

На большей части Тимано-Печорского региона располагалась равнина лагунно-континентального осадконакопления с образованием углей. В Верхнепечорской и Ижма-Печорской впадинах накапливались сульфатно-доломитовые лагунные осадки и соли. В позднепермскую эпоху усилился снос обломочного материала с Уральской и Пай-Хойской суши, превратившихся в горные сооружения. Их рост компенсировало интенсивное опускание, приведшее к формированию Предуральского краевого прогиба, которое продолжалось и в триасе. Начиная со средней юры произошло региональное

увеличение темпа прогибания с юга на север, компенсируемого терригенными и морскими отложениями.

10.3. Мексиканский глубоководный бассейн

Строение Мексиканского глубоководного бассейна рассмотрено М.П.Антиповым и мною с позиций региональной сейсмостратиграфии по опубликованным фрагментам временных сейсмических разрезов и геолого-геофизическим материалам [Антипов, Шлезингер, 1988].

В досреднеюрское время территория Мексиканского глубоководного бассейна представляла собой область относительно высокого стояния поверхности консолидированной коры. Формирования осадочного чехла в ее пределах практически не происходило. В раннеюрское время в его южной периферии и в сопряженных районах началось накопление эвапорита и красноцветных пород. В сопряженных северных и западных районах их образование началось в триасовое время. В среднеюрское время территория Мексиканского бассейна была втянута в дифференцированное конседиментационное прогибание, которое продолжалось до конца раннемеловой эпохи. Оно компенсировалось накоплением мощных соленосных толщ комплекса Челленджер, которые на востоке, по-видимому, замещались терригенными отложениями. По обрамлению Мексиканского бассейна происходило формирование карбонатного шельфа. Так, в течение раннего мела западная континентальная окраина Флориды представляла собой обширный мелководный (до 10 м) карбонатно-эвапоритовый шельф, являющийся, возможно, аналогом современной Большой Багамской банки. Таким образом, в среднеюрско-раннемеловое время на территории Мексиканского глубоководного бассейна и сопряженных районов обрамления возник и интенсивно развивался эпиконтинентальный бассейн, в котором накапливались мощные серии соленосных, терригенных и карбонатных пород.

В предпозднемеловое время произошло резкое кратковременное опускание, амплитуда которого достигла 4–5 км. Оно создало глубоководную котловину, отделенную континентальными склонами. В пределах последних слои комплекса Челленджер испытали изгибы и разрывы. Градиент опускания был различен, что привело к неодинаковым наклонам континентального склона. Наибольшая крутизна обычно приурочена к средней части, а в плановом отношении – к северному обрамлению котловины, где возник наиболее крутой уступ Сигсби. Кратковременное предпозднемеловое опускание привело к заложению глубоководного Мексиканского бассейна. С позднемелового времени он начал захороняться терригенными отложениями латерального комплекса заполнения. Его слои последовательно перекрывали днище глубоководной котловины, прислоняясь к неровностям рельефа его поверхности и к поверхности ограничивающих котловину континентальных склонов. На западе и северо-западе, откуда поступал терригенный материал, захоронялся и континентальный склон с образованием склонового шлейфа. Только на крутых уступах материал не задерживался и проносился по ним, отлагаясь на более пологих участках. В последующее неогеновое и четвертичное время имели место опускания, углубившие (до 2–3 км) и расширившие Мексиканский глубоководный бассейн. Они устанавливаются по увеличению глубоководности верхнекайнозойских отложений. За счет них слои комплексов Кампеча-Синко де Майо приобрели наклоны по сравнению с горизонтально лежащими четвертичными слоями комплекса Сигсби.

Небольшую величину, по-видимому, имел позднечетвертичный импульс опускания. Он фиксируется по повсеместно наблюдаемому наклону четвертичных слоев, согласному с погружением дна, и залеганию мелководных карбонатных тел на глубинах моря до 600 м. Позднечетвертичное опускание привело к образованию современной глубоководной (до 4000 м) котловины и ограничивающих ее континентальных склонов. Допозднемеловой и современный континентальные склоны подверглись интенсивным процессам склоновой эрозии, приводящим к срезанию участвующих в их строении слоев горных пород. Вероятно, этим объясняется, что они представляют поверхности эрозионных несогласий после своего захоронения.

В сопряженных с Мексиканским глубоководным бассейном участках шельфа шло умеренное накопление мелководных отложений. В пределах Флоридской окраины образование мелководных карбонатов продолжалось до конца кайнозойской эры. Только на западе существовал интенсивно погружающийся конседиментационный прогиб, в котором за позднемел-кайнозойское время накопились многокилометровые толщи мелководных, преимущественно терригенных пород. В накоплении глубоководных толщ горных пород существенное значение имели

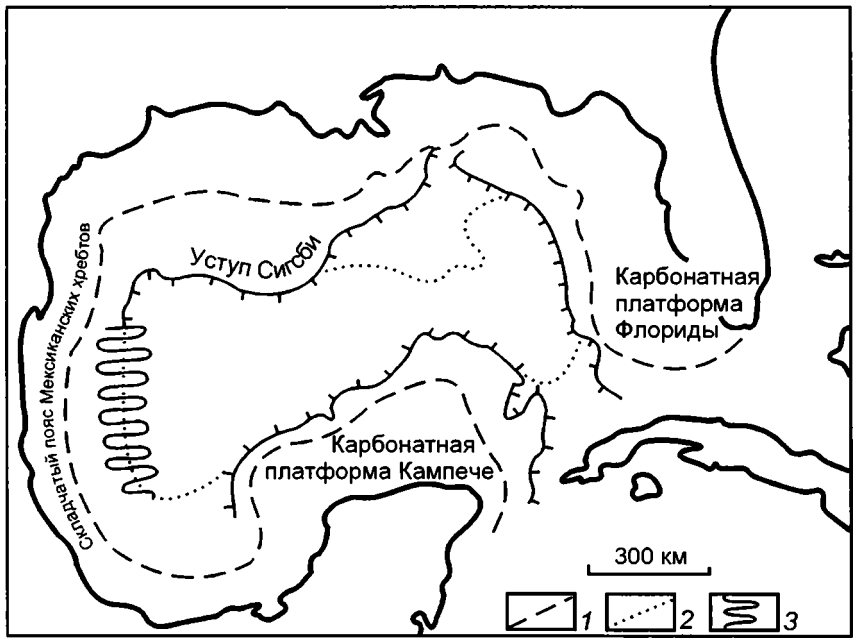


Рис.10.3. Схема расположения Мексиканского глубоководного бассейна

1 – бровка современного шельфа (изобата 200 м); *2* – граница котловины позднемел-четвертичного Мексиканского глубоководного бассейна; *3* – зона перехода котловины позднемел-четвертичного глубоководного бассейна в складчатый пояс Мексиканских хребтов

колебания уровня моря. Они расшифрованы при комплексировании данных сейсморазведки и бурения на Флоридской окраине. При низком его стоянии формировались клиноформы и подводные конусы выноса. Особенно интенсивно они создавались в миоцен-четвертичное время. Низкое положение уровня моря приводило к осушению карбонатов и развитию карстового и эрозионного рельефа, который при последующем захоронении превращался в поверхности несогласий.

На западе Мексиканский глубоководный бассейн был непосредственно сопряжен с геосинклинальным бассейном складчатого пояса Мексиканских хребтов (рис. 10.3). В среднеюрско-кайнозойское время в нем в глубоководных условиях происходило интенсивное прогибание, приведшее к накоплению мощной серии горных пород. Впоследствии они были сильно деформированы, превратившись в аккреционную призму.

10.4. Черноморский глубоководный бассейн

Строение Черноморского глубоководного бассейна и его отдельных фрагментов с позиций региональной сейсмостратиграфии нашло отражение в ряде моих с соавторами работ [Антипов, Шлезингер, 1988; Строение и эволюция...,1989; и др.]. Черноморский глубоководный бассейн характеризуется гетерогенным основанием. По периферии его подстилают погребенные альпийские, киммерийские, палеозойские складчатые сооружения, олигоцен-миоценовые краевые прогибы, чехлы платформ, а в центральной части – доверхнемеловой кристаллический фундамент. Осадочный чехол Черноморского глубоководного бассейна начинается с отложений верхнего мела (рис. 10.4).

К центральным районам Черного моря происходит утонение и выклинивание палеозойско-мезозойского платформенного чехла. Палеогеографические построения разных исследователей по прилегающим районам суши требуют наличия "черноморского" источника сноса для палеозоя, триаса, юры и раннего мела. С него сносились преимущественно кристаллические породы фундамента. В пределах Центрально-Черноморского поднятия сейсморазведкой фиксируются отдельные фрагменты чехла. Таким образом, есть основания считать, что палеозойско-мезозойский платформенный чехол во внутренних районах Черного моря отсутствовал, т. е. что его выклинивание происходит конседиментационно. Вместе с тем, в зоне сопряжения платформ с Черноморским глубоководным бассейном сейсморазведкой устанавливается "исчезновение" верхней части мелового разреза, что может

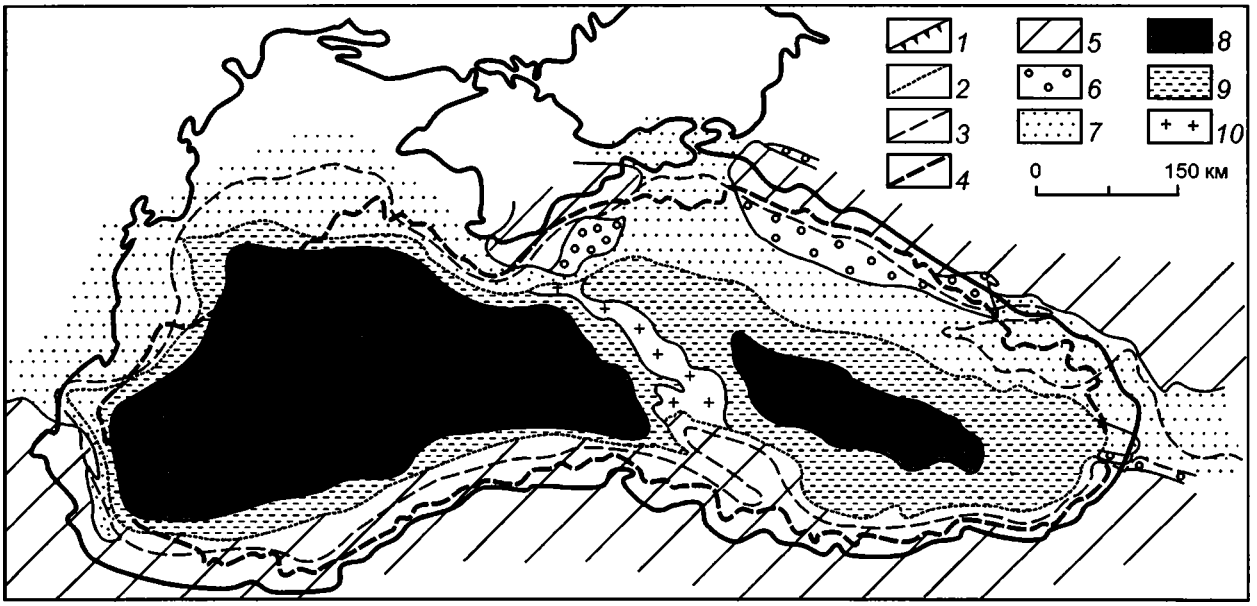


Рис.10.4. Тектоническая карта Черного моря и сопряженных территорий суши

1–3 – бровки континентальных палеосклонов: *1* – позднемелового, *2* – допалеогенового, *3* – доплиоценового; *4* – бровка современного континентального склона; *5* – складчатые сооружения; *6* – краевые и тыловые прогибы; *7* – платформенные чехлы; *8–10* – Черноморский глубоководный бассейн: *8* – глубоководный комплекс впадин, подстилаемый "базальтовым" слоем консолидированной коры, *9* – то же, подстилаемый платформенным чехлом или "гранитным" слоем консолидированной коры, *10* – то же, подстилаемый платформенным чехлом в пределах Центрально-Черноморского поднятия

быть связано с активизацией восходящих вертикальных движений в меловом периоде, приводящем, возможно, к постседиментационному срезу. Хотя их роль в образовании зоны отсутствия палеозойско-мезозойского платформенного чехла, несомненно, значительно скромнее, можно считать, что внутренние области Черного моря в допозднемеловое время представляли собой относительно приподнятые участки земной коры, не испытывающие прогибания. Осадконакопления на них почти не происходило. Лишь отдельные изолированные площади поверхности фундамента были втянуты в погружение, и в них были образованы одиночные мульды.

По периферии Черного моря и в смежных районах суши в палеозойско-мезозойское время происходило на обширных пространствах прогибание и накопление в эпиконтинентальных бассейнах относительно мощного платформенного чехла. Его дифференцированный характер привел к созданию платформенных структур: крупных поднятий, валов, прогибов, впадин и локальных осложнений. В палеозойско-мезозойское время существовали геосинклинальные бассейны, где формировались значительно более мощные осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы пород.

В Западно-Черноморской впадине фрагментарно намечаются позднемеловой континентальный палеосклон и прислоняющиеся к нему слои, по-видимому, относящиеся к верхнему мелу. Приведенные данные дают основание считать, что в позднемеловую эпоху на акватории Черного моря, в его западной части, произошло первое кратковременное опускание, создавшее Черноморский глубоководный бассейн. Контуры его еще во многом проблематичны, но глубина составляла первые километры. В позднемеловое время Черноморский глубоководный бассейн захоронялся преимущественно терригенными и туфогенными осадками.

По всему периметру Черного моря откартирован допалеогеновый континентальный палеосклон, захороненный глубоководными палеоген-миоценовыми отложениями осадочного чехла. Их наличие свидетельствует о втором допалеогеновом импульсе кратковременного опускания, охватившем всю акваторию Черного моря и местами вышедшем на смежные площади суши. Оно создало котловину глубиной до 5–7 км,

обрамленную крутыми континентальными склонами. Опускание было дифференцированным. Центральный сектор Черного моря погружение почти не захватило. Он превратился в крупный подводный хребет, разделивший Западно-Черноморскую и Восточно-Черноморскую глубоководные котловины. Днища последних местами осложнились поднятиями и пониженными участками. В палеогеновое и миоценовое время глубоководные котловины начали захороняться терригенными осадками. В зонах их привноса на относительно пологих участках континентальных склонов создавались склоновые шлейфы. В их пределах слои приобретали седиментационные наклоны за счет первичного погружения дна бассейна.

В котловинах осадки занимали наиболее опущенные участки дна, залегая горизонтально и испытывая прислонение к поверхности основания бассейна. Прислонение является характерной формой взаимоотношения горизонтально лежащих слоев осадочного чехла и поверхности подстилающего субстрата на крутых участках континентального склона или в зонах отсутствия их привноса независимо от величины его наклона. Главным действующим механизмом в образовании осадочного чехла палеоген-миоценового Черноморского глубоководного бассейна являлись гравитационные процессы. Осадки перемещались как вязко-пластическая жидкость, занимали в первую очередь пониженные участки готового отрицательного палеорельефа и создавали горизонтально лежащие слои. В палеоцен-эоценовое время накапливались преимущественно относительно грубые терригенные разности (главным образом песчаники) и туфогенный материал. Для олигоцен-раннемиоценового (майкопского) времени характерны тонкие, преимущественно глинистые фации (прозрачная сейсмическая запись). В среднепозднемиоценовое время отлагались хорошо выраженные стратифицированные слои, сложенные песчано-глинистыми осадками. К концу миоцена Черноморский глубоководный бассейн почти целиком был захоронен осадками.

На смежных участках платформ в позднемел-миоценовое время продолжалось дифференцированное прогибание и накопление в условиях эпиконтинентальных бассейнов осадков. В отрицательных структурах образовались толщи горных пород (до 1–2 км), на поднятиях их мощность не выходила за пределы сотен метров. В позднемел-эоценовое время отлагались преимущественно карбонатные осадки. В олигоцене – раннем миоцене (майкопе) накапливались главным образом тонкие глинистыее фации. Для среднего–позднего миоцена характерны песчано-глинистые фации. На рубеже эоцена и олигоцена на отдельных участках приподнятых зон проявились интенсивные восходящие тектонические движения, приведшие к срезу (до нескольких сотен метров) ранее накопившихся осадков. Районы Очамчирского, Центрально-Колхидского поднятий и Черноморско-Каламитского вала в конце миоцена испытали дифференцированные подъем и срез ранее накопившихся отложений. Максимальных значений он достиг над сводами антиклинальных поднятий, где были уничтожены породы миоцена, палеогена и верхнего мела общей мощностью до нескольких сот метров.

В позднемел-эоценовое время в относительно глубоководных геосинклинальных бассейнах накапливались многокилометровые толщи флиша или вулканиты. Геосинклинальные бассейны были отделены от глубоководного Черноморского бассейна относительно стабильными платформенными шельфовыми бассейнами и только в районе Нижнекамчийского прогиба геосинклинальный Восточно-Балканский и глубоководный Черноморский бассейны имели непосредственное сопряжение. К концу эоцена геосинклинальные бассейны начали испытывать замыкание, превращаясь в геоантиклинали. На южной периферии в позднемел-эоценовое время сформировался вулканический пояс. Волна прогибания сместилась на фронтальные и тыловые периферии геосинклиналей. В олигоцене по периферии Черного моря, главным образом на карбонатном верхнемел-эоценовом платформенном чехле, заложились краевые и тыловые компенсационные прогибы. Они продолжали свое развитие в миоцене. Компенсационные прогибы заполнялись в условиях преимущественно мелководного бассейна мощными (до 5–6 км) толщами терригенных осадков. Они служат ловушками терригенного материала, не пропуская его в зонах своего распространения в глубоководный бассейн.

В конце миоцена они были затронуты процессами складчатости, создавшими линейные дислокации. В своды антиклинальных складок нагнетался глинистый материал, который образовал диапировые ядра. Геосинклинальный верхнемел-эоценовый комплекс и олигоцен-миоценовый комплекс компенсационных прогибов были сорваны вдоль карбонатного верхнемел-эоценового платформенного чехла и частично на нее надвинуты. Развитие олигоцен-миоценовых

компенсационных прогибов привело к созданию на северо-востоке Черного моря протяженной полосы остаточных поднятий.

Доплиоценовый палеосклон намечает новый импульс кратковременного опускания. Оно вышло за пределы палеоген-миоценового глубоководного бассейна. Особенно далеко (несколько десятков километров) плиоцен-четвертичный глубоководный бассейн продвинулся на северо-западе, северо-востоке и востоке Черного моря. В него были включены обширные пространства миоценового шельфа. Доплиоценовое опускание было недифференцированным. Плиоцен-четвертичный глубоководный бассейн стал вырисовываться как единая структура. Центрально-Черноморское поднятие не нашло отражения. Глубина бассейна составила 2–3 км. Он начал равномерно заполняться терригенными осадками.

Главным действующим механизмом в образовании плиоцен-четвертичного чехла явились гравитационные процессы. Осадки перемещались как вязко-пластическая жидкость, занимая в первую очередь пониженные участки готового отрицательного палеорельефа, создавая горизонтально лежащие слои. В зонах привноса осадков на относительно пологих участках континентальных склонов формировались обратные терригенные клиноформы. В их пределах слои приобрели седиментационные наклоны за счет первичного погружения дна бассейна. Протекали интенсивные процессы оползания осадков и отдельных блоков пород. Они создавали олистостромы, оползневые блоки и гравитационные осадки. На крутых участках континентальных склонов и за пределами привноса осадков плиоцен-четвертичные слои осадочного чехла прислонялись к основанию глубоководного бассейна. В районе крупных речных артерий формировались крупные конусы выноса. Под весом осадков в районе подводных конусов выноса дно глубоководного плиоцен-четвертичного бассейна испытывало дополнительное опускание. Оно приводило к накоплению максимальных мощностей осадочного чехла. Последний в районе подводных конусов выноса в 1,5–2 раза толще, чем в центральных районах глубоководного бассейна.

К концу четвертичного времени глубоководный бассейн почти полностью был захоронен осадками. На северо-западе и северо-востоке были созданы обширные пространства аккумулятивного шельфа. Глубина не захороненной осадками внутренней части бассейна, по-видимому, не превышала первых сотен метров. Она намечается по относительно крутому седиментационному склону, поверхность которого создана выклинивающимися телами четвертичных отложений.

На периферии плиоцен-четвертичный Черноморский глубоководный бассейн был наложен на олигоцен-миоценовые компенсационные прогибы. Их линейные складки в плиоцен-четвертичное время продолжали конседиментационное развитие за счет течения пластического материала в ядра антиклиналей. В плиоцен-четвертичных слоях оно отражалось пологими изгибами. Диапировые ядра нагнетания, сложенные майкопскими глинами, возникли в более внутренних районах глубоководного бассейна. В плиоцен-четвертичных слоях они создали конседиментационные изометричные поднятия, затухающие снизу вверх по разрезу.

Слои осадочного чехла Черноморского глубоководного бассейна за пределами седиментационных обратных клиноформ отличаются практически горизонтальным залеганием. В то же время поверхность основания дна бассейна существенно меняет свою гипсометрию. Следовательно, вес пород осадочного чехла и водного слоя не вызывал изостатического погружения. Только в районах подводных конусов выноса они создавали дополнительное прогибание.

За пределами глубоководного бассейна на площади эпиконтинентальных бассейнов платформ формировались маломощные (десятки метров) отложения. В плиоцен-четвертичное время сформировалась основная высота современных горных сооружений, возникших на месте существования бывших геосинклинальных бассейнов.

На современном континентальном склоне верхние горизонты четвертичных отложений залегают согласно с дном моря. На крутых участках склона, сложенных породами акустического фундамента, распространены многочисленные уступы, связанные с разрывными нарушениями. Они имеют свежие стенки, свидетельствующие об очень молодых, практически современных опусканиях. Приведенные данные несомненно доказывают проявление молодого, современного, кратковременного опускания. Оно создало глубоководную котловину, ограниченную континентальными склонами, только начавшую захороняться осадками. Величина современного опускания составляет 1,5–2 км. Она существенно отличалась в разных частях площади Черного моря. В областях сопряжения с платформами градиент погружения был невелик. Он привел к

образованию относительно некрутого широкого континентального склона, представляющего собой пологую тектоническую флексуру. Напротив, в областях сопряжения со складчатыми горными сооружениями опускание имело значительный градиент. Оно сформировало крутой узкий континентальный склон, являющийся сложной флексурно-разрывной зоной.

Современный Черноморский глубоководный бассейн на большей части площади несколько расширил плиоцен-четвертичный. Но местами он, напротив, сократил свои размеры, и бывшие его территории ныне находятся на шельфе и суше. В последнюю они включены молодыми восходящими тектоническими движениями. Площади, не затронутые опусканием или не захваченные новейшими восходящими тектоническими движениями, вошли в состав современного шельфа. Его внешние области представляют собой захороненные осадками части плиоцен-четвертичного глубоководного бассейна. Современный Черноморский глубоководный бассейн только начал заполняться осадками. Они создали аккумулятивные шлейфы подножия континентального склона.

10.5. Юкатанский глубоководный бассейн

Строение Юкатанского глубоководного бассейна рассмотрено по материалам МОГТ конца 70-х годов ПО "Южморгеология" [Осадочный чехол..., 1984]. Юкатанский глубоководный бассейн был образован в середине эоценового времени быстрым доседиментационным опусканием поверхности консолидированной коры, величина которого местами превышала 3 км. По периферии бассейна погружение привело к образованию флексурно-разрывных зон, которые стали его бортами. Погружение происходило дифференцированно. Наметились линейные, широтно ориентированные зоны, лишь частично захваченные опусканием. Они превратились в подводные хребты и возвышенности акустического фундамента, разделившие бассейн на отдельные котловины. Юкатанский глубоководный бассейн заложился в пределах стабильной области.Однако южная его часть, вероятно, подстилается эвгеосинклинальными породами Кайманского складчатого сооружения.

С середины эоцена Юкатанский глубоководный бассейн начал заполняться преимущественно терригенными осадками, слои которых на его бортах, на склонах подводных хребтов и возвышенностей прислонялись к поверхности акустического фундамента. Глубоководное, преимущественно терригенное осадконакопление с прислонением продолжалось, и в последующее олигоценовое, неогеновое и четвертичное время, что привело к формированию относительно мощного (до 3 км) осадочного чехла. Аналогичная картина имела место на территории Кайманского желоба, где также был создан глубоководный бассейн, но меньших глубин, в котором отдельные котловины разделялись подводными возвышенностями и хребтами. Небольшие изолированные, относительно глубоководные котловины образовались в шельфовой области Кайманского поднятия.

На обширных пространствах шельфа, окружающих глубоководные бассейны, в эоцен-четвертичное время в условиях замедленного конседиментационного погружения шло накопление относительно маломощного (сотни метров) осадочного чехла. На шельфе Кайманского поднятия осаждались мелководные карбонаты. В пределах современного северного островного склона и южной части шельфа Кубы образовалась плоская синеклиза, выполненная относительно маломощным осадочным чехлом. Почти на всем своем протяжении от глубоководного бассейна она отделялась краевым поднятием по поверхности акустического фундамента, практически лишенным осадочного чехла.

В пределах северо-запада Карибского региона в ряде мест установлено полное соответствие залегания верхних слоев осадочного чехла и дна моря. Это доказывает, что современная батиметрия имеет тектоническую природу и образована новейшими постседиментационными вертикальными нисходящими тектоническими движениями. Они представляли собой относительно кратковременное дифференцированное опускание, величина которого местами, по-видимому, превышала 4–5 км. Складчатые же сооружения Кубы и Ямайки, которые возникли на месте геосинклинальных бассейнов, в плиоцен-четвертичное время были захвачены интенсивными (до 1,5–2 км) восходящими вертикальными тектоническими движениями, создавшими современный горный рельеф. Новейшее опускание в общем вписалось в области эоценовых глубоководных бассейнов, образовав современные глубоководные Юкатанскую котловину и Кайманский желоб.

Районы, не затронутые активными восходящими и нисходящими тектоническими движениями, остались низменными островными

равнинами и шельфами. От глубоководных днищ они отделялись склонами, которые представляют собой современные флексурно-разрывные зоны, обусловленные новейшим опусканием. Последние обычно захватывали эоцен-четвертичные шельфовые районы. Особенно далеко к северу проникло современное опускание в районе мульды Наварро, создав в ее пределах глубоководную котловину. В других местах современному изгибу подверглись и слои осадочного чехла по периферии глубоководных бассейнов. В целом, новейшее погружение существенно увеличило на западе Карибского моря площадь современных глубоководных пространств за счет сокращения бывших шельфовых областей.

Максимальное новейшее опускание испытали эоцен-четвертичные прогибы. Выступы акустического фундамента погрузились на значительно меньшую величину, превратившись в подводные хребты. Минимальное погружение имело эоцен-четвертичное Кайманское поднятие, вследствие чего оно превратилось в наиболее высокий подводный хребет, пересекающий на большом расстоянии западную часть Карибского моря (рис. 10.5).

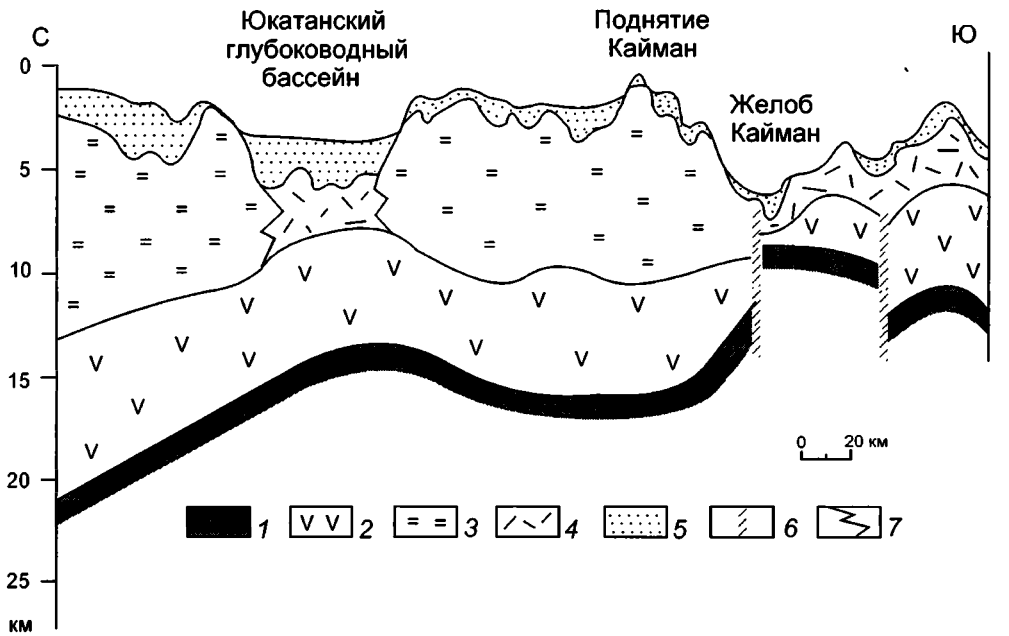


Рис.10.5. Глубинный разрез через Юкатанский глубоководный бассейн

1 – верхняя мантия; *2–4* – консолидированная кора: *2* – базальтовый геофизический слой, *3* – складчатый геосинклинальный слой, *4* – надбазальтовый слой; *5* – осадочный чехол; *6* – разломы; *7* – переход комплексов по латерали

Западная часть Карибского региона представляет собой сложный парагенез тектонических структур, созданных горизонтальными и вертикальными тектоническими движениями. Глубоководный Юкатанский бассейн близок по строению осадочного чехла, глубинным параметрам, развитию и механизму образования к глубоководным бассейнам внутренних и окраинных морей. Особенно он хорошо сопоставим с Япономорским глубоководным бассейном. И тот, и другой располагались в стабильных областях докайнозойской консолидации, сопряженных с геосинклинальными и орогенными бассейнами.

10.6. Осадочные бассейны Японского и Курильского желобов

Строение осадочных бассейнов Японского и Курильского желобов рассмотрено по материалам региональных профилей МОГТ [Антипов и др., 1984]. Район Японской и Курильской островных дуг к востоку от суши Ойасио в кайнозое, особенно во второй его половине, испытывал значительное геосинклинальное прогибание. Оно компенсировалось мощными сериями (до 2,5–3 км) осадков. Последние, скорее всего, накапливались в условиях относительно глубоководного бассейна (до 2–3 км). Вдоль современного островного склона глубоководного желоба

на протяжении более 1000 км образовался прогиб, заполненный осадками (рис. 10.6). Он явился ловушкой терригенного обломочного материала, сносимого с западных площадей суши. Лишь незначительное количество осадков выносилось за пределы прогиба в океан, что приводило к формированию относительно маломощного (до 1 км) осадочного чехла бассейна океанической котловины.

В конце плиоцена или плейстоцене осадочный прогиб района восточной окраины островной дуги подвергся значительному сжатию и сократился в поперечнике, вероятно, в 2 раза, а может быть и более, под действием двигавшейся на запад жесткой океанской плиты. Об этом свидетельствует система взбросов, рассекающих ее фундамент в пределах океанского склона желоба. Породы, выполняющие прогиб, были скучены, превратились в складчатый комплекс, и на месте прогиба возник антиклинорий. Складчатые процессы сопровождались интенсивными восходящими вертикальными (орогеническими) движениями, окончательно оформившими островную дугу в качестве горного сооружения.

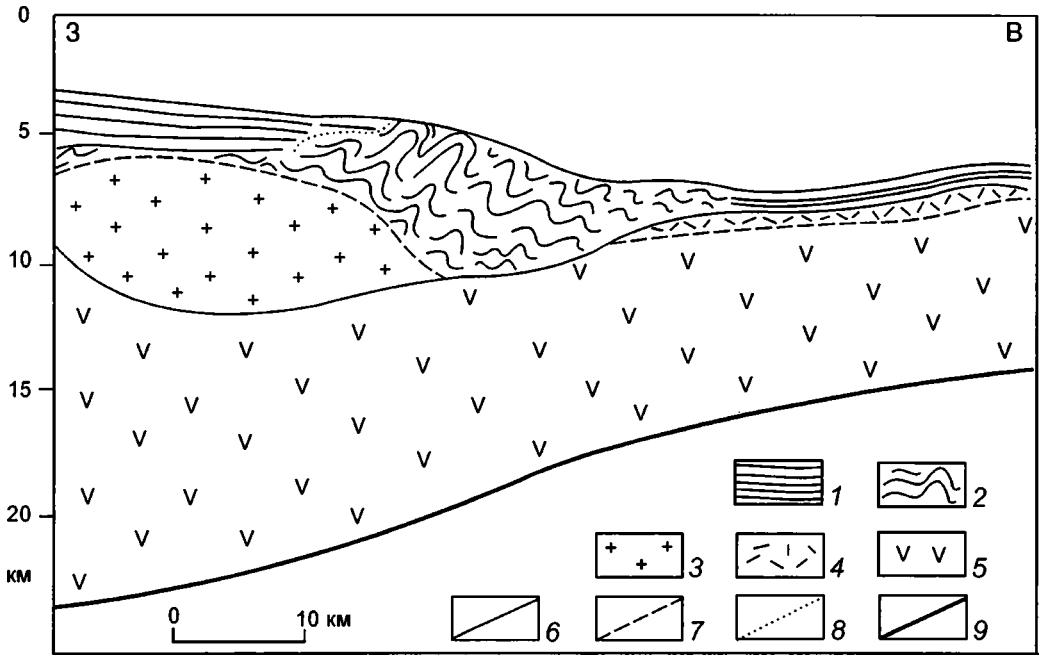


Рис.10.6. Принципиальный разрез земной коры Японского желоба и сопряженной части одноименной дуги

1–5 – сейсмические комплексы со скоростями продольных волн: *1* – слоистый (до 3,3 км/с), *2* – с хаотичным рисунком невыдержанных площадок (до 3,5 км/с), *3* – практически лишенный отражающих площадок (4,5–5 км/с), *4* – с непротяженными отражающими площадками (3,5–4,5 км/с), *5* – лишенный отражающих площадок (более 6,2 км/с); *6* – опорные отражающие горизонты; *7* – условные границы сейсмических комплексов с разными скоростями продольных волн; *8* – зона перехода сейсмических комплексов по латерали; *9* – поверхность Мохоровичича по данным ГСЗ

Сразу же за складчатостью и орогенезом на Японских и Курильских островах в плейстоцене или голоцене произошло резкое опускание большой величины (до 3–4 км), компенсирующее эти процессы. Оно погрузило складчатые комплексы восточной окраины Японского горного сооружения и осадочный чехол прилегающих районов океанической котловины. Позднечетвертичное опускание создало современный глубоководный океанский желоб, который лишь недавно начал заполняться осадками. Его осевая зона совпадает с границей области развития складчатых пород дуги и чехла океана, иногда слегка смещаясь в пределы последнего.

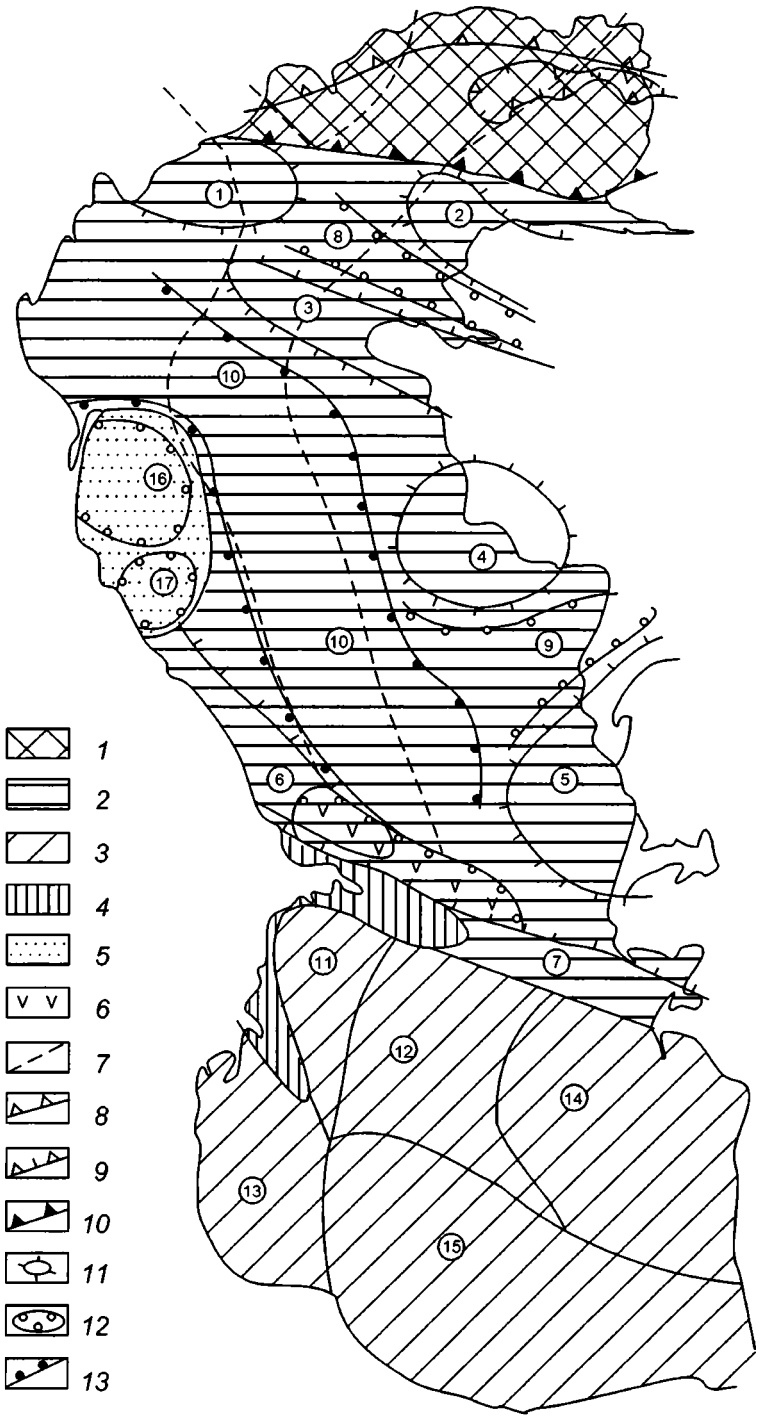
10.7. Осадочные бассейны дна акватории Каспийского моря и сопряженных территорий суши

Становление консолидированной коры на Северном Каспии произошло в добайкальское (дорифейское) время (рис. 10.7). На остальной части дна акватории она образовалась за счет байкальского тектогенеза. В отдельных трогах в

палеозойско-мезозойское время формировались мощные толщи горных пород. За счет интенсивного горизонтального сжатия они превратились в складчатые комплексы, образовав складчатые сооружения.

Осадочный чехол в Северном Прикаспии начал формироваться по крайней мере с девона, а возможно и раньше. В позднем девоне – раннем визе формировался чехол карбонатного шельфа. Лишь в районе северного побережья и на юго-западе Северного Каспия он сменился относительно глубоководной котловиной, в пределах которой накапливались глубоководные депрессионные фации.

В позднем визе произошло кратковременное опускание с образованием глубоководного бас-



сейна. В нем в течение поздневизейско-башкирского времени накапливались маломощные депрессионные фации или седиментация практически отсутствовала. Только на изолированной приподнятой площади продолжалось накопление мелководных карбонатов с образованием атолла. Рост последнего завершился в конце башкирского века.

С позднего карбона вся территория дна Северного Каспия вошла в состав единого глубоководного бассейна. Его крайняя южная периферия в позднем карбоне – артинском веке заполнялась мощными толщами системы глубоководных конусов выноса, быстро выклинивающихся к северу. Глубоководный бассейн просуществовал до конца кунгурского века и был захоронен соленосными образованиями. С позднепермской эпохи Северный Каспий превратился в эпиконтинентальный бассейн.

В пределах дна Среднего и Южного Каспия осадочный чехол начал образовываться по крайней мере с позднепермской эпохи, а, возможно, и раньше. В Среднем Каспии вплоть до эоцена, а в Южном Каспии вплоть до раннего плиоцена существовал эпиконтинентальный бассейн, в котором накапливались отложения платформенного чехла. В пределах Среднего Каспия осадконакопление шло вначале в условиях континентального, а с позднеюрской эпохи – в условиях мелководно-морского бассейна, умеренно дифференцировано прогибавшегося. На западе намечена обширная площадь, не вовлеченная в погружение (Ялама-Самурское сводовое поднятие), которая на севере покрыта маломощным чехлом, накопившимся за счет относительного подъема уровня моря. Зеркальная гладкость сейсмических отражений на юге Ялама-Самурского сводового поднятия доказывает, что в его пределах в юрско-эоценовое время осадконакопление не происходило. На юге этого поднятия длительное время существовала зона размыва и транзита осадков, еще южнее находился мезозойский геосинклинальный бассейн Большого Кавказа, который в конце мела – начале палеогена испытал интенсивные процессы деформаций и инверсии, превратившие его в складчатое сооружение (запад Апшеронского порога).

В олигоцене заложился Терско-Каспийский прогиб. В майкопское время интенсивное прогибание компенсировалось в условиях относительного глубоководья мощными толщами осадков. В среднем миоцене – раннем плиоцене резкое погружение прогиба компенсировалось молассами, сносимыми с горного сооружения Большого Кавказа. Терско-Каспийский прогиб приобрел черты краевого, он перекрыл Ялама-Самурское сводовое поднятие. Активное прогибание при нехватке терригенного материала привело к возникновению в центральной части Среднего Каспия относительно глубоководного некомпенсированного бассейна, на юго-восточной периферии которой образовались косослоистые тела. На западе, на широте Махачкалы, на ограниченной площади предсреднеплиоценовые тектонические движения привели к эрозионному срезу осадочного чехла.

В конце понтического века обширные пространства дна Каспийского моря и сопряженные территории суши испытали субмеридиональный региональный подъем с образованием крупного наложенного поднятия. Несколько позже в

←

Рис.10.7. Карта тектонического районирования и структурных элементов дна Каспийского моря

1 – южная периферия Прикаспийской впадины Восточно-Европейской платформы (область распространения солянокупольной тектоники); *2* – Скифская и Туранская плиты Центрально-Евразиатской платформы; *3* – Южно-Каспийский глубоководный бассейн, наложенный на осадочный чехол срединного массива; *4* – юго-восточное погружение складчатых сооружений Большого Кавказа, выраженное зоной антиклинальных складок; *5* – Терско-Каспийский краевой прогиб; *6* – Северо-Апшеронский среднеплиоцен-четвертичный прогиб; *7* – предсреднеплиоценовый наземный врез; *8* – верхнедевонско-средневизейский карбонатный уступ, ограничивающий на севере распространение одновозрастного карбонатного шельфа; *9* – верхневизейско-башкирский карбонатный уступ, ограничивающий одновозрастный карбонатный атолл; *10* – сакмарско-артинский терригенный уступ, представляющий собой южный борт Прикаспийской впадины; *11* – положительные структурные элементы; *12* – отрицательные структурные элементы; *13* – региональные моноклинали

Цифрами обозначены: 1 – кряж Карпинского, 2 – Северо-Бузачинское поднятие, 3 – западное погружение Мангышлакской системы дислокаций, 4 – Песчаномысское поднятие, 5 – Карабогазское поднятие, 6 – Ялама-Самурское поднятие, 7 – антиклинальная зона Апшеронского порога, 8 – Южно-Бузачинский прогиб, 9 – прогиб Казахского залива, 10 – Среднекаспийская региональная моноклиналь, 11 – Западно-Южно-Каспийская зона линейных дислокаций, 12 – Центрально-Южнокаспийская зона дислокаций брахиантиклинального типа, 13 – Нижнекуринско-Пехлевийская зона диапировых складок в кайнозойском осадочном чехле, 14 – Туркменская зона крупных погребенных брахиантиклиналей, 15 – Предэльбурсский прогиб с субширотными пологими антиклиналями, 16 – Терско-Сулакская ванна, 17 – Дагестанская ванна

пределах Южного Каспия оно было охвачено кратковременным опусканием на несколько километров с образованием одноименного глубоководного бассейна. Возникший глубокий отрицательный палеорельеф понизил уровень моря. На осушенных обширных пространствах, сопряженных с возникающими котловинами, началась интенсивная эрозия, которая привела к формированию сети долин глубиной несколько сотен метров – прообраза современной речной сети и, прежде всего, Палео-Волги.

В среднем плиоцене на акватории Среднего Каспия возник озерный бассейн умеренного прогибания, наложенный на предсреднеплиоценовую эрозионную сеть. Терригенным материалом были полностью захоронены раннеобразованные долины. Дно Примангышлакской акватории Среднего Каспия не вовлекалось в среднеплиоценовое прогибание, где протекали процессы эрозии и последующей позднеплиоцен-раннечетвертичной абразии.

Южно-Каспийский глубоководный бассейн в среднеплиоценовое время заполнялся пресноводными озерными образованиями. В позднеплиоцен-четвертичное время оно сменилось морским осадконакоплением.

Юг Среднего Каспия в среднем плиоцене испытал интенсивное погружение: оформился глубокий Северо-Апшеронский прогиб, наложенный на Ялама-Самурское поднятие, частично погребенное среднеплиоценовыми и более молодыми отложениями. В позднеплиоценовое и четвертичное время Северо-Апшеронский прогиб продолжал интенсивно погружаться, компенсируясь мощными толщами морских осадков. С юга он был ограничен Апшеронским порогом, в пределах которого в среднеплиоцен-четвертичное время шло умеренное прогибание. На северо-западе центриклиналь среднеплиоцен-четвертичного Северо-Апшеронского прогиба непосредственно была сопряжена с юго-восточной центриклиналью олигоцен-нижнеплиоценового Терско-Каспийского прогиба.

На рубеже среднего-позднего плиоцена обширная площадь Среднего Каспия кратковременно опустилась на 1–2 км. Опускание захватило смежные участки суши и по Терско-Каспийскому краевому прогибу проникло далеко на запад. Образованный глубоководный бассейн имел более крутой западный и пологий восточный борта. В позднеплиоценовое время он заполнялся по периферии косослоистыми телами, а в центре – относительно маломощным депрессионным комплексом. Захоронение бассейна глубоководными отложениями завершилось в четвертичное время.

Современные Дербентская и Южно-Каспийская глубоководные котловины созданы позднечетвертичным кратковременным опусканием, фиксируемым по флексурному изгибу четвертичных слоев, параллельному наклону поверхности дна моря.

Верхнеплиоцен-четвертичному глубоководному бассейну Среднего Каспия отвечает крупный гравитационный максимум, который ранее ошибочно объясняли Среднекаспийским поднятием фундамента. Но его сейсмические исследования МОГТ не подтвердили. Гравитационный максимум возник за счет изменения строения консолидированной коры, вызванного физико-петрологическими процессами. Их следствие – резкое кратковременное опускание. На западе в сопряженных районах Большого Кавказа в плиоцен-четвертичное время вертикальные движения привели к срезу накопившихся слоев.

Основными факторами изменения уровня Каспийского моря являлись образование глубоководных котловин и разгрузка флюидодинамических систем осадочного чехла. Анализ кривых колебаний уровня Каспийского моря за последние 5 млн лет показывает, что его современное повышение представляет начальную стадию регионального подъема, совпавшую с активизацией подвижек земной поверхности, фиксируемой методами геодезии и сейсмологии. Он будет продолжаться первые сотни лет. Конечно, региональный подъем может кратковременно (до нескольких лет) прерываться паузами стабилизации и даже падением (до десятков сантиметров) за счет увеличения площади испарения. Но общая тенденция подъема уровня Каспийского моря в течение ближайших 100–200 лет несомненна. Значительное усиление скорости последнего подъема Каспийского моря по отношению к предыдущим историческим подъемам позволяет предполагать и существенное увеличение его общей величины. Оно может быть оценено не менее 10 м, что приведет к подъему уровня Каспийского моря на отметку -20 м, а может быть и даже выше. Именно на эти цифры должны ориентироваться страны Каспийского региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные материалы показывают огромное, по существу, основополагающее значение региональной сейсмостратиграфии в познании осадочных бассейнов Земли. В настоящее время их исследования возможны только с сейсмостратиграфических позиций, а оценка их потенциальных ресурсов без ее применения практически невозможна.

Главной задачей явилось раскрытие методических приемов извлечения геологической информации, запечатленной на временных сейсмических разрезах отраженных волн. Они рассмотрены в первом разделе монографии, являющемся ее стрежневой основой. Проработка методических приемов региональной сейсмостратиграфии существенно продвинула многие вопросы стратиграфии, тектоники, литодинамики, фациального анализа и других геологических дисциплин, что нашло отражение в последующих разделах.

Огромное значение играет региональная сейсмостратиграфия и в прикладной геологии и, прежде всего, в поисках и освоении неантиклинальных ловушек нефти и газа. Без нее последние вообще практически недостижимы для открытия в них залежей углеводородов. Проработанный мировой сейсмостратиграфический материал позволил дать свое видение структурных элементов Земли, связанных с ними осадочных бассейнов и охарактеризовать создающие их процессы. И, наконец, в конце монографии рассматривается формирование некоторых осадочных бассейнов, которые мною непосредственно исследовались, начиная с 70-х годов, когда собственно оформилась сейсмостратиграфия как новое научное и практическое направление.

ЛИТЕРАТУРА

Алиев М.Г., Гаджиев А.Н., Шлезингер А.Е. Строение осадочного чехла Среднекаспийского бассейна по данным сейсморазведки МОГТ // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. №12. С.3–9.

Антипов М.П., Беляков С.Л., Пущаровский Ю.М., Шлезингер А.Е. О тектонике периокеанических бассейнов // Геотектоника. 1994 а. №1. С.62–78.

Антипов М.П., Беляков С.Л., Шлезингер А.Е. Основные закономерности строения континентальной окраины Атлантики по сейсмостратиграфическим данным (Намибийская и Северо-Американская акватории) // Разведочная геофизика: Обзор. М.: Геоинформмарк, 1994 б. 60 с.

Антипов М.П., Боборыкин А.М., Гарецкий Р.Г., Клушин С.В., Ковхуто А.М., Коженов В.Я., Кручек С.А., Кудрявцев И.Д., Левашов К.И., Москвич В.А., Шахметов Ф.Ш. Сейсмогеология Припятского прогиба. Минск: Навук/Тэхніка, 1990. 162 с.

Антипов М.П., Кара В.И., Тулина Ю.В., Шлезингер А.Е. Соотношение комплексов пород островной дуги и океанического желоба в районе Японии и Курил по данным многоканального сейсмопрофилирования // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С.153–168.

Антипов М.П., Шлезингер А.Е. Основные закономерности строения и развития осадочного чехла Мексиканского глубоководного бассейна в сравнении с Прикаспийским и Черноморским глубоководными бассейнами (по данным сейсмостратиграфического анализа) // Общая и региональная геология; геология морей и океанов; геологическое картирование. Обзор. М.: Геоинформмарк, 1988. 62 с.

Антипов М.П., Шлезингер А.Е., Штеренберг Л.Е. Зависимость волнового поля от особенностей стратиграфического разреза // ДАН. 1992. Т.327, №2. С.243–247.

Антипов М.П., Шлезингер А.Е., Штеренберг Л.Е. Основные различия главных типов глубоководных океанических отложений (по данным литологии и сейсмостратиграфии) // ДАН. 1995. Т.340, №3, С.353–358.

Артюшков Е.В., Беэр М.А. О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. №9. С.39–48.

Атлас палеогеографических карт: Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т.2: Карты. Изд. Робертсон групп и Геол. ин-та РАН, 1992.

Беляков С.Л., Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е. Стратиграфические исследования, основанные на эвстатических колебаниях // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т.1, №6. С.3–9.

Беляков С.Л., Зорькина В.Я., Ковылин В.М., Шлезингер А.Е. Тектоническая природа доордовикских пород в Тимано-Печорском регионе по данным сейсморазведки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. №3. С.31–37.

Беляков С.Л., Шлезингер А.Е. Природа сейсмических границ в континентальной консолидированной земной коре // ДАН. 1996. Т.350, №4. С.512–514.

Бембель Р.М., Шлезингер А.Е. Геологическая природа сейсмических отражений в осадочном чехле // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. №11. С.47–55.

Волков К.Р., Шлезингер А.Е. Событийная стратиграфия и колебания уровня моря (Меж-

дународная программа "Глобальная седиментология") // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. №6. С.58–66.

Волож Ю.А., Ковылин В.М., Милитенко Н.В., Шлезингер А.Е. Внутренняя расшифровка осадочных бассейнов сейсмостратиграфией // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т.69, вып.3. С.137–141.

Волож Ю.А., Шлезингер А.Е. Отражение сейсмостратиграфии в Стратиграфическом кодексе // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.2, №2. С.103–106.

Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Основные закономерности строения и развития молодых платформ // Геотектоника. 1981. №5. С.3–8.

Гиршгорн Л.Ш. Сейсморазведка и стратиграфия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т.60, вып.5. С.106–177.

Гиршгорн Л.Ш. Сейсмометрия и сейсмогеологическая терминология // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т.64, вып.1. С.39-46.

Гладенков Ю.Б., Кунин Н.Я., Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфия и ее развитие в Советском Союзе (основные направления и перспективы) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. №4. С.3–20.

Гладенков Ю.Б., Кунин Н.Я., Шлезингер А.Е. Сейсмическая стратиграфия за рубежом // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т.60, вып.5. С.100–105.

Гладенков Ю.Б., Кунин Н.Я., Шлезингер А.Е. О проведении сейсмостратиграфических исследований в Академии наук СССР // Вестн. АН СССР 1988. №1. С.60–69.

Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е. Отражение колебаний уровня моря в геологической летописи // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т.1, №4. С.3–10.

Гогоненков Г.Н. Изучение детального строения осадочных толщ сейсморазведкой. М.: Недра, 1987. 221 с.

Гогоненков Г.Н., Эльманович С.С., Кирсанов В.В., Михайлов Ю.А. Методика комплексной интерпретации геолого-геофизических данных на сейсмостратиграфической основе // Газовая промышленность СССР. Сер. геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений: Обзорная информация. 1984. Вып.4. 46 с.

Гущин Е.С., Жасклепов Б.Б., Николенко В.П., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е. Строение и развитие восточной и юго-восточной периферии Прикаспийской впадины в связи с общими закономерностями формирования глубоководных бассейнов (по результатам сейсмостратиграфии) // Разведочная геофизика: Обзор. М.: Геоинформмарк. 1993. 56 с.

Гущин Е.С., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е. Карбонатные комплексы востока Прикаспийской впадины по данным сейсморазведки МОГТ // Сейсмостратиграфические исследования при поисках месторождений нефти и газа. М.: 1990. С.182–196.

Демидович Л.А., Швындрик Н.И., Обровец С.М., Медведева В.Г., Байкова Т.А. Отображение геологического разреза в синтетических волновых полях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т.66, вып.1. С.120–122.

Дергачев А.С., Мечетин А.В., Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфические параметры земной коры во внутренних районах океанов // Изв. вузов. Геология и разведка 1990. №4. С.3–9.

Друщиц В.А., Шлезингер А.Е. Строение подводных конусов выноса по данным сейсмических исследований // Литология и полез. ископаемые. 1992. №6. С.123–127.

Друщиц В.А. Шлезингер А.Е. Утоненная континентальная консолидированная земная кора // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т.71, вып.2. С.23–27.

Ельников И.Н., Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла Красного моря в пределах полигона 18° по данным НСП // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т.61, вып.2. С.38–45.

Есин Н.В., Глебов А.Ю., Евсюков Ю.Д. Эволюция поверхности шельфа северо-восточного сектора Черного моря в плейстоцене–голоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т.61, вып.5. С.49–55.

Есинн Н.В., Захаров В.Е., Исмагилов Д.Ф., Шлезингер А.Е. Плоскостная подводная эрозия палеосклонов Черноморского бассейна // ДАН СССР. 1987. Т.293, № 6. С.1445–1448.

Жарков С.М. Строение осадочного чехла Бискайского бассейна: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1987. 18 с.

Жарков С.М. Сейсмическая стратиграфия // Сейсмостратиграфические исследования в Евразии. М.: Наука, 1993. С.50–58.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской

платформы. М.: Наука, 1972. 399 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 232)

Заболотников А.А. О возможности определения относительных колебаний моря в условиях конседиментационного прогибания // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т.64, вып.1. С.124.

Игошкин В.П., Шлезингер А.Е. Генетические типы неокомских клиноформ Западной Сибири // Геология и геофизика. 1990 а. №8. С.16–20.

Игошкин В.П., Шлезингер А.Е. Неокомские клиноформы Западной Сибири и причины их возникновения // ДАН СССР. 1990 б. Т.312, № 5. С.1191–1195.

Карус Е.В., Руденко Г.Е., Дубровский З.М., Лопатникова О.А. Прогноз геологического разреза в околоскважинном пространстве по данным скважинных и наземных сейсмических исследований // Труды XXX Междунар. геофиз. симпоз. Ч.II. М., 1985. С.37–42.

Ковылин В.М., Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфические критерии разделения морских и континентальных фаций // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.2, № 5. С.184–192.

Кунин Н.Я., Кучерук Е.В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. М.: ВИНИТИ, 1984. 198 с. (Итоги науки и техники: Месторожд. горюч. полезн. ископаемых; Вып.12)

Кунин Н.Я., Кынев В.И. Сейсмокванты и анализ юрских отложений южной окраины Мезинской плиты по сейсмическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т.65, вып.5. С.40–45.

Макеева Е.А., Шлезингер А.Е. Строение подсолевого палеозойского ложа юго-запада Прикаспийской впадины и сопряженных территорий // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т.71, вып.5. С.33–43.

Маргулис Л.С. Геологическая природа сейсмических отражающих границ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С.110–118.

Михайлов Ю.А., Шлезингер А.Е. Относительные колебания уровня моря и конседиментационная тектоника // Сов. геология. 1989. № 11. С.68–73.

Мушин И.А., Бродов Л.Ю., Козлов Е.А., Хатьянов Ф.И. Структурно-формационная интерпретация сейсмических данных. М.: Недра, 1990. 299 с.

Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984, 174 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.388)

Панаев В.А., Митулов С.Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недра, 1993. 247 с.

Парасына В.С., Соломатин А.В., Шлезингер А.Е. Печорский позднедевонско-раннекаменноугольный глубоководный бассейн // Геотектоника. 1989. № 5. С.82–92.

Савицкий В.О., Хведчук И.И. Новые принципы стратификации осадочного чехла морских акваторий // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С.31–36.

Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е. Карбонатный шельф с позиций сейсмостратиграфического анализа (на примере Прикаспийской впадины и ее обрамлений) // Сейсмостратиграфические исследования при поисках нефти и газа. Алма-Ата: Наука, 1986. Т.1. С.87–100.

Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Т.1, 2. 846 с.

Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 113 с.

Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989. 208 с.

Уилсон Дж. Л. Карбонатные формации в геологической истории. М: Недра, 1980. 463 с.

Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка: Обработка и интерпретация данных. М.: Мир, 1987. Т.2. 400 с.

Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Генетические типы геологических тел осадочного чехла (по материалам сейсморазведки) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984 а. Т.59, вып.1. С.28–36.

Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Клиноформы осадочного чехла по данным сейсморазведки // Литология и полез. ископаемые. 1984 б. № 1. С.105–116.

Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла Черноморского бассейна // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С.237–262.

Шлезингер А.Е. Достижения советской сейсмостратиграфии в раскрытии основных закономерностей строения осадочных бассейнов // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С.164–182.

Шлезингер А.Е. Роль дельт в образовании осадочного чехла // Структура и нефтегазоносность впадин внутренних морей. М.: ИГиРГИ, 1989а. С.34–44.

Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфия в опреде-

лении относительных колебаний уровня моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989 б. Т.64, вып.1. С.123.

Шлезингер А.Е. Пояснения и критические замечания к монографии "Сейсмическая стратиграфия" // Сейсмостратиграфические исследования в СССР. М.: Наука, 1990 а. С.30–39.

Шлезингер А.Е. Тектонические структуры дна Мирового океана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990 б. Т.65, вып.6. С.29–34.

Шлезингер А.Е. Геосинклинальные бассейны и бассейны Мирового океана // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С.96–98.

Шлезингер А.Е. Осадочные бассейны Земли // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 3. С.26–35.

Шлезингер А.Е. О "байкалидах" Тимано-Печорского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995 а. Т.70, вып.4. С.32–36.

Шлезингер А.Е. Основные элементы разреза земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995 б. № 5. С.151–152.

Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Соотношение основных (рифейско-фанерозойских) тектонических структур земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С.5–20.

Яншин А.Л., Волож Ю.А., Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е. Структура подсолевого комплекса северо-востока Прикаспийской впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С.108–120.

Яншин А.Л., Есина Л.А., Казаков О.В., Пустильников М.Р., Шлезингер А.Е. Осадочный чехол и происхождение глубоководных котловин Средиземного моря // Докл. АН СССР. 1978. Т.239, № 4. С.941–944.

Яншин А.Л., Есина Л.А., Маловицкий Я.П., Шлезингер А.Е. Осадочный чехол и происхождение глубоководной котловины Алжиро-Прованского бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С.5–23.

Яншин А.Л., Есина Л.А., Маловицкий Я.П., Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла и образование Тирренского моря // Геотектоника. 1980. № 1. С.72–85.

Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н., Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Основные аспекты Черноморской впадины // Докл. АН СССР. 1976. Т.229, № 1. С.178–181.

Hampson G., Elliot T., Flint S.S. Critical application of high resolution sequence stratigraphic concepts to the Rough Rock Group (Namurian Gl) of Northern Engkand // Abstract volume. University of Liverpool. 1994. P.366–369.

Karpeta W.P. Sea level changes and placer formation: The application of sequence stratigraphy innovations and applications // Abstract volute. University of Liverpool. 1994. P.316–319.

Reymond B.A., Stampfli G.M. Plio-Pleistocene cyclic sedimentation in the Central Northern Gulf of Mexico using 3D seismic stratigraphy. High resolution sequence: Stratigraphy: innovation and applications // Abstract volume. University of Liverpool. 1994, P.397–401.

Seismic Stratigraphy – application to hydrocarbon exploration. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1977. Memoir 26. 514 p.

Seismic Stratigraphy II. An Integrated approach to hydrocarbon exploration edited by Orville Roger Berg and Donald G. Woolverton Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1985. 276 p.

Trabant P.K. Seismic stratigraphy a solution to deepwater drilling problems // Oil and Gas Journal. 1993. Vol.91, № 39. P.50–56.

Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy interpretation procedure. Atlas of Seismic Stratigraphy // Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol. 1987. Vol.27, № 1. P.1–10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава 1
Методические аспекты региональной (визуальной) сейсмостратиграфии 8
1.1. Основные элементы разреза земной коры 8
1.2. Основные положения и объекты региональной сейсмостратиграфии 8
1.3. Генетическая природа сейсмических отражений и границ и их типы 11
1.4. Районирование по типам волновых полей 15
1.5. Стратиграфические аспекты 16
1.6. Тектонические аспекты 20
1.7. Литодинамические аспекты 32
1.8. Фациальные (вещественные) аспекты 40
1.9. Палеогеоморфологические аспекты 46
1.10. Перерывы и несогласия осадочного чехла 53
1.11. Относительные колебания уровня моря 59
1.12. Сейсмостратиграфические типы ограничений слоев осадочного чехла 63

Глава 2
Специальная (количественная) сейсмостратиграфия и прогнозирование геологического разреза 65
2.1. Общие положения 65
2.2. Выделение возможных ловушек углеводородов и их типизация 65
2.3. Выделение аномалий типа залежь 66
2.4. Ранжирование нефтегазолокализующих объектов по степени их перспективности 66
2.5. Спектрально-временной анализ 66

Глава 3
Секвентная стратиграфия 67

Глава 4
Стадийность геологоразведочного процесса и связанные с ним сейсмостратиграфические подразделения 73
4.1. Общие поиски 73
4.2. Нефтепоисковые работы 73
4.3. Сейсмостратиграфические подразделения 75

Глава 5
Аккумулятивные и седиментационные тела осадочного чехла 80
5.1. Элементарная дельта 80
5.2. Подводные конуса выноса 82
5.3. Верхнеюрско-нижнемеловые тела латеральной и прерывисто-вертикальной седиментации на примере Западно-Сибирской плиты 86
5.4. Карбонатный шельф 91

Глава 6
Основные закономерности строения консолидированной земной коры 93

Глава 7
Структурные элементы Земли и связанные с ними осадочные бассейны 97
7.1. Характеристика структур 97
7.2. Характеристика процессов 100

Глава 8
Формирование и разрушение осадочного чехла 105
8.1. Общие положения 105
8.2. Тектонические конседиментационные погружения 105
8.3. Тектонические доседиментационные погружения 105
8.4. Тектонические воздымания 106
8.5. Относительные колебания уровня моря 106
8.6. Экзогенные процессы 106
8.7. Аккумулятивные процессы 107

Глава 9
Генетические типы неантиклинальных ловушек (НАЛ) углеводородов и критерии их нефтегазоносности 108
9.1. Общие положения 108
9.2. НАЛ эпиконтинентальных бассейнов 108
9.3. Тектоноседиментационные НАЛ 111
9.4. НАЛ, связанные с относительными колебаниями уровня моря 111
9.5. НАЛ палеосклонов 111
9.6. НАЛ палеокотловин 112
9.7. Постседиментационные НАЛ 113

Глава 10
Формирование некоторых осадочных бассейнов по данным региональной сейсмостратиграфии 114
10.1. Прикаспийская впадина 114
10.2. Тимано-Печорский регион 120
10.3. Мексиканский глубоководный бассейн 124
10.4. Черноморский глубоководный бассейн 125
10.5. Юкатанский глубоководный бассейн 129
10.6. Осадочные бассейны Японского и Курильского желобов 130
10.7. Осадочные бассейны дна акватории Каспийского моря и сопряженных территорий суши 131

Заключение 135

Литература 136

Научное издание

Александр Ефимович
Шлезингер

РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ

Труды, вып. 512

Утверждено к печати
Редколлегией Геологического института РАН

Редактор И.М. Ерофеева

«Научный мир»
119890. Москва, Знаменка, 11/11

ЛР № 030671 от 09.12.95 г.

Подписано к печати 29.06.98
Формат 60×88 1/8
Гарнитура Таймс Нью Роман
Печать офсетная. Усл. печ. л. 16,2
Тираж 500 экз. Заказ 1429
Издание отпечатано в типографии
ОАО «Внешторгиздат»

Сейсмостратиграфия имеет огромное, по существу, основополагающее, значение в познании осадочных бассейнов Земли. В настоящее время исследования этих бассейнов возможны только с сейсмостратиграфических позиций, а оценка их потенциальных ресурсов без применения сейсмостратиграфии практически невозможна.

Главная задача данной работы – раскрыть методические приемы извлечения геологической информации, запечатленной на временных сейсмических разрезах отраженных волн. Проработка методических приемов региональной сейсмостратиграфии существенно продвинула многие вопросы стратиграфии, тектоники, литодинамики, фациального анализа и других геологических дисциплин.

Региональная сейсмостратиграфия играет огромную роль в прикладной геологии и, прежде всего, в поисках и освоении неантиклинальных ловушек нефти и газа.