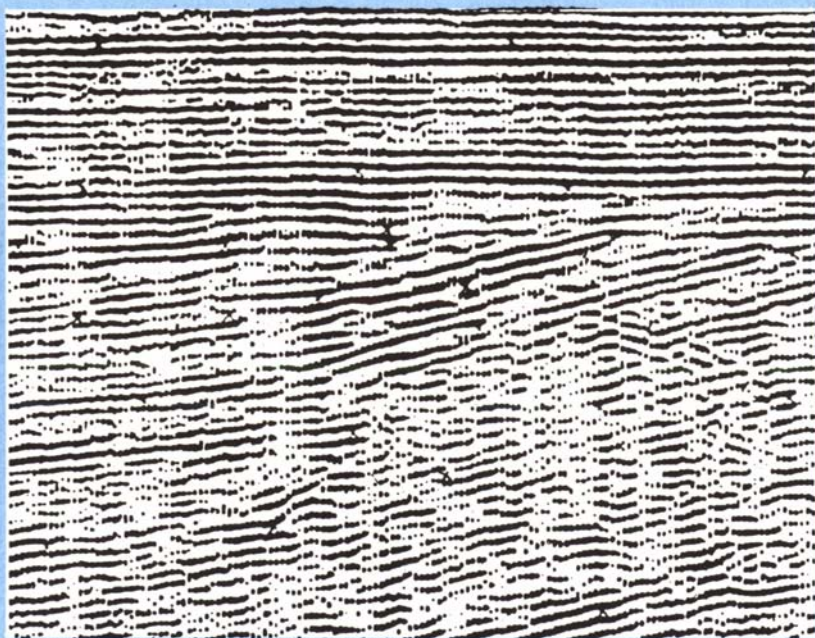




ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА И СУШИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ
ДНА
МИРОВОГО ОКЕАНА
И СУШИ
(по данным сейсморазведки)

Труды, вып. 388



МОСКВА
"НАУКА"
1984

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
THE SEDIMENTARY COVER OF THE WORLD OCEAN
BOTTOM AND CONTINENT
(by seismic data)

Transactions, vol. 388

Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). — М.: Наука, 1984 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388). 176 с.

В работе описывается строение осадочного чехла по материалам сейсморазведки. Рассмотрены общие задачи изучения осадочного чехла дна Мирового океана и его палеоналогов на территории суши, методические аспекты, тектонические и литодинамические вопросы. Основной объем составляют исследования по конкретным районам (Атлантический океан, Черное море, Прикаспийская впадина, Северный Устюрт и др.), объединенные единым методическим (сеймостратиграфическим) стержнем. Проведенные исследования содержат важную информацию для прогнозирования и поисков месторождений нефти и газа.

Табл. 2, ил. 93, библиогр.: с. 24—26 (75 назв.), с. 71—74 (112 назв.), с. 87 (13 назв.), с. 167—171 (141 назв.).

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*,
В.Г. Гербова, *В.А. Крашенинников*

Ответственные редакторы:

академик *А.Л. Яншин*,
доктор геолого-минералогических наук *Н.А. Штрейс*

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P. P. Timofeev*,
V. G. Gerbova, *V. A. Krashennnikov*

Responsibles Editors:

Academician *A. L. Yanshin*,
Doctor of geology and mineralogy *N. A. Shtrase*

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА МИРОВОГО ОКЕАНА И ЕГО ПАЛЕОАНАЛОГОВ ПО МАТЕРИАЛАМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Осадочный чехол Мирового океана и континентов является летописью, позволяющей с большой объективностью восстанавливать время и генезис многих геологических процессов. Он имеет первостепенное значение для понимания геологии Мирового океана и его отдельных составляющих структур. Это всем ясно и не требует доказательств.

Изучение осадочного чехла континентов привело к разработке одной из фундаментальных основ современной геотектоники — учению о платформах. Его становление и развитие связано преимущественно с именами советских ученых, в первую очередь А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского. Методические аспекты исследования чехлов вошли в учебный курс структурной геологии. Методика структурного и палеоструктурного анализа в настоящее время разработана с большой полнотой и с успехом применяется в различных равнинных регионах Советского Союза. В последние годы структурный анализ начал использоваться для раскрытия тектонического строения чехлов некоторых окраинных регионов Мирового океана. Получены первые объективные данные по строению, развитию и механизму образования структур земной коры этих акваторий.

Современные методы сейсморазведки отраженных волн позволяют по временным разрезам раскрыть с большой точностью геометрию слоев и форму геологических тел осадочного чехла. С учетом данных бурения, естественных обнажений (наземных и подводных), скоростных параметров и специфики записи можно судить о возрасте и вещественном составе отложений. В руки исследователей теперь поступил мощный инструмент познания геологии осадочного чехла, равному которому они не имели. Особое значение временные сейсмические разрезы имеют для Мирового океана, где другая геологическая информация существует по отношению к суше в ничтожно малом количестве. Следует подчеркнуть, что сейчас любые геологические исследования в Мировом океане невозможно проводить, не имея сейсмической основы, поскольку они могут привести к ложным выводам. В настоящее время по Мировому океану накоплен гигантский материал сейсмического профилирования, в том числе и многоканального, освещающий строение осадочного чехла на глубину во многие километры. Он дает ценнейшую геологическую информацию, которая не уступает нашим знаниям по чехлу континентов.

В настоящее время разработана научная программа геологических исследований в Мировом океане по проекту "Седимент", раздел "Строение осадочного чехла", которая будет разрабатываться преимущественно на конкретных объектах, наиболее хорошо изученных сейсмическим профилированием. Не следует проводить резкой грани между современным Мировым океаном и сушей. На последней распространен осадочный чехол, который образовался в палеоокеанах геологического прошлого, в том числе в их глубоководных частях. Например, несомненной глубоководной частью палеоокеана являлась Прикаспийская впадина в среднем—позднем палеозое. Многие геологические аспекты, вытекающие из анализа осадочного чехла суши, имеют первостепенное значение в методическом и научном планах и для понимания геологии дна Мирового океана. Анализируемые объекты могут иметь небольшие площадные размеры. Главное, чтобы материал по ним был очень глубоко проработан и вся имеющаяся по нему геологическая информация извлечена. В программе по проекту "Седимент", раздел "Строение осадочного чехла", поставлены основные вопросы тектонического и литодинамического

го плана. Вероятно, заслуживают внимания и стратиграфические аспекты. Работа по ней должна существенно продвинуть изучение отдельных объектов Мирового океана с позиции поставленных в программе вопросов, усовершенствовать и усилить методику проводимого анализа. Безусловно, это позволит более объективно подойти к выяснению общих проблем геологического прошлого Мирового океана.

Исследования осадочного чехла Мирового океана по материалам сейсморазведки еще крайне малочисленны, разобщены и не имеют единого методического плана выполнения, хотя материал накоплен гигантский. Сейчас главной задачей является объединение усилий прежде всего исследователей нашей страны, работающих по данной проблеме. Необходимо разработать единую методику извлечения геологической информации из временных сейсмических разрезов.

В настоящей книге сосредоточены материалы, раскрывающие некоторые методические аспекты изучения осадочного чехла по данным сейсморазведки отраженных волн. Главный же его объем составляют разделы, основанные на анализе осадочного чехла по региональному и детальному сейсмопрофилированию отдельных участков Мирового океана и его палеоаналогов на территории современной суши (юг Прикаспийской впадины, Северный Устюрт и п-ов Бузачи). Геологическая информация извлекалась из временных сейсмических разрезов с единых позиций, что позволяет, по существу, объединить по ним иногда резко удаленные и имеющие существенные отличия в геологическом строении рассматриваемые объекты.

ОБРАЗОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ В УСЛОВИЯХ МЕЛКОВОДНЫХ И ГЛУБОКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ

Сейчас накоплен большой объем информации по осадкообразованию в современных морских и океанических водоемах. Разработаны основные представления о механизме океанского седиментогенеза, получены сведения о темпах осадконакопления и факторах, определяющих его специфику накопления в разных областях Мирового океана [Страхов, 1963; Лисицын, 1974, 1978; Геология..., 1981], установлены высокие скорости осадконакопления по периферии Мирового океана, включая внутренние и окраинные моря. Местами фиксируются почти мгновенное осаждение огромных объемов осадочного материала из водной толщи и почти мгновенный перенос больших масс осадков по горизонтали и их концентрация основной части на определенных гипсометрических уровнях. Периферия Мирового океана, как выясняется, представляет собой область преимущественно лавинной седиментации, основные характеристики которой изложены в работе А.П. Лисицына [1981]. Здесь же наряду с выпадением огромных объемов осадков происходит и их активный перенос. Образуются толщи олистротрим, олистостром, турбидитов, причем их дистальная часть часто сложена весьма тонкозернистым материалом, который выполняет обширные области глубоководных бассейнов. На примере Черного моря было показано [Москаленко, Шимкус, 1976], сколь огромные объемы осадочного материала могут перераспределяться таким путем. Многие из промежуточных звеньев переноса осадков с течением времени исчезают и не фиксируются в геологических разрезах. Вопросы формирования геологических тел в Мировом океане и в его палеоаналогах на современных континентах изучены весьма слабо. Они только начинают разрабатываться. Хорошей основой для их решения являются в первую очередь материалы сейсмопрофилирования в сочетании с бурением.

Настоящие исследования основаны на материалах сейсморазведки отраженных волн. Данные глубоководного бурения, драгирования и донных трубок, конечно, также учитывались. Анализ глубоководных бассейнов основывался преимущественно на материалах по периферии Мирового океана. Необходимо отметить, что извлечение геологической информации из временных сейсмических разрезов среди зарубежных, особенно американских, исследователей находит большой интерес. Стал широко употребляться термин "сейсмостратиграфия"¹. Однако тектонические и литодинамические вопросы ими почти не затрагиваются [Seismic..., 1977].

¹Точнее этот термин следовало бы назвать "сейсмогеология", так как указанные геологические исследования затрагивают главным образом формы и вещественный состав пород.

Цель данной работы — расшифровка разных типов геологических тел, образовавшихся в неодинаковых тектонических и палеогеографических условиях. Проведенные исследования преследуют и методические аспекты, поскольку позволяют более точно и глубоко извлекать геологическую информацию из временных сейсмических разрезов. Актуальность данной проблемы вытекает из ее рассмотрения в современных учебниках по геотектонике [Хаин, 1973; Белоусов, 1976], в которых при раскрытии формирования геологических тел практически не учтены современные материалы сейсморазведки.

По строению осадочного чехла древних и молодых платформ накоплен гигантский материал. Он свидетельствует, что они образовались при длительном дифференцированном прогибании в условиях эпиконтинентальных бассейнов. Чем больше была величина прогибания, тем большей толщины отлагались осадки и наоборот. Осадочный чехол древних и молодых платформ состоит из геологических тел, постоянно утоняющихся к относительным поднятиям и утолщающихся в прогибах и впадинах. Это так называемое конседиментационное изменение мощностей. Оно имеется практически на любом участке платформ, прекрасно фиксируется по временным сейсмическим разрезам, буровым скважинам и естественным обнажениям. Формы конседиментационного изменения мощности слоев самые разнообразные: от достаточно резких, происходящих на коротких расстояниях, до очень постепенных, плавных, растягивающихся на многие десятки и сотни километров. Все зависит от градиента прогибания. Чем больше его величина, тем более быстро происходит конседиментационное изменение мощностей геологических тел осадочного чехла и наоборот.

Анализ мощностей различных подразделений осадочного чехла древних и молодых платформ показывает, что, как правило, терригенных осадков хватает для компенсации прогибания, и глубины бассейнов изменяются в незначительных пределах, обычно не превышающих первые сотни метров. Терригенный материал, который широко участвует в строении осадочного чехла платформ, разносится на многие сотни и первые тысячи километров от источников сноса по дну эпиконтинентальных бассейнов. Лишь в редких случаях компенсация погружения осадками нарушалась, например, когда источники сноса давали мало терригенного материала и создавались неблагоприятные условия для биогенного и хемогенного осадконакопления, а погружение было быстрым. Тогда относительно кратко временно отдельные бассейны или их участки испытывали некомпенсированное погружение, приводящее к образованию глубоководных условий. Случаи некомпенсированного осадконакопления рассмотрены в специальных исследованиях А.Л. Яншина [1977], а также А.Л. Яншина, Р.Г. Гарецкого [1960]. Значительно чаще, по-видимому, некомпенсированные бассейны возникали при карбонатном и эвапоритовом осадконакоплении. Анализ карбонатных и эвапоритовых чехлов древних и молодых платформ требует еще по материалам временных сейсмических разрезов специальных целеустремленных исследований. Для Восточно-Европейской платформы возникновение глубоководных условий в доманиковое время характерно для многих районов ее восточной части [Гарецкий и др., 1981] (рис. 1). А.С. Столяровым [1961] доказаны относительно кратко временные некомпенсированные зоны майкопского времени на территории Южно-Мангышлакского прогиба.

Образование геологических тел в условиях эпиконтинентальных бассейнов за счет прогибания свойственно также внешним частям геосинклиналей и орогенным структурам. Однако созданные здесь геологические тела осложняются последующими тектоническими движениями, а сейсмическая и буровая информация по ним на порядок ниже по сравнению с таковой по платформам. Естественно, поэтому их седиментационное образование расшифровывается существенно хуже. Вертикальные восходящие и горизонтальные тектонические движения приводят к разрушению и вторичному изменению первичных конседиментационных геологических тел эпиконтинентальных бассейнов.

Сейсмические материалы и особенно сейсмо-акустическое профилирование с масштабом записи, позволяющим оперировать со слоями, мощность которых измеряется метрами, дают объективную картину строения современных шельфовых пространств. Сейсмо-акустическое профилирование отмечает на огромных протяжениях идеально ровную поверхность дна, испытывающую пологое погружение от берегов к внешней бровке. Отсюда начинается более крутой наклон континентального или островного склона. Наблюдаемые неровности дна шельфа обычно связаны с экзогенными врезками, по-видимому, возникающими в условиях суши. Чаще глубины шельфа не превышают 150–200 м, но известны и погруженные шельфы, где высота водного слоя изме-

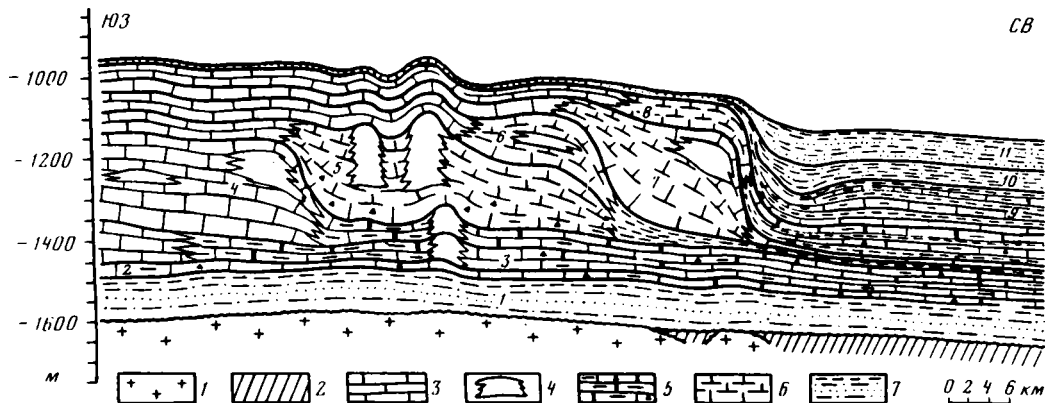


Рис. 1. Геологический разрез Актаныш-Чилиминского прогиба Камско-Кинельской системы [Гареевский и др., 1981]

1 — фундамент; 2 — рифейско-вендский комплекс; 3—7 — отложения: 3 — карбонатные нормально-слоистые, мелководно-шельфовые, 4 — биогермные, 5 — кремнисто-битуминозно-глинисто-карбонатные, относительно глубоководные доманикового типа, 6 — карбонатные и глинисто-карбонатные клиноформные, 7 — песчано-глинистые. Возрастные комплексы (цифры на разрезе): 1 — эйфельско-саргаевский; 2 — доманиковский (семилукский); 3 — мендымско-верхнефранский; 4 — нижнефаменский; 5 — верхнефаменский; 6 — заволжский; 7 — малевско-упинский; 8 — черепетско-кизловский; 9 — верхнекизловский; 10 — елоховский; 11 — радаевско-бобринский

руется многими сотнями метров. К таким районам относится периферия Северного Ледовитого океана, а также некоторые районы Африкано-Сицилийского порога Средиземного моря [Евсюков, 1980].

Образование геологических тел на шельфе идет преимущественно в зонах, которые испытывают погружение. Они заполняются осадками практически без изменения глубины его дна. Так, мощность голоценовых осадков существенно повышена в восточном секторе северо-западного шельфа Черного моря, где наблюдается интенсивное опускание [Щербаков и др., 1976]. Вероятно, с новейшим прогибанием в значительной степени связано и образование довольно мощной линзы позднечетвертичных отложений (несколько десятков метров) в центральной зоне западного шельфа Черного моря [Шимкус и др., 1979]. Во внешней зоне шельфа их мощность не превышает нескольких метров. Обширный голоценовый конседиментационный прогиб развит в Лионском заливе Средиземного моря [Aloisi et al., 1975]. Он протягивается по центральной зоне шельфа в субширотном направлении более чем на 100 км. В наиболее прогнутой части мощность голоценовых осадков 30—40 м, во внутренней и внешней зонах она резко сокращается.

На участках шельфа, не захваченных погружением, осадки почти не отлагаются, сносаясь с них либо в глубоководные части дна, либо на прогибающиеся площади. В районах, захваченных восходящими вертикальными тектоническими движениями, наблюдается срезание пластов поверхностью дна. Только над наиболее активными растущими складками наблюдаются слабые изгибы дна, обычно не выходящие за пределы первых метров. Поверхность дна шельфовых районов как бритва режет слои положительных тектонических структур. Волны и течения [Есин и др., 1980] создают при восходящих вертикальных тектонических движениях на шельфах региональные и локальные плоскостные срезы. При последующем погружении срезанные пласты могут перекрыться новыми осадками, приводя к образованию поверхностей структурных несогласий, широко распространенных в чехле платформ. Только за пределами шельфа при глубинах моря в несколько сотен метров и глубже вертикальные восходящие движения создают подводный рельеф. Особенно характерны подводные холмы и горы, связанные с диапировыми складками, которые на локальных участках дна рожают вертикальные восходящие тектонические движения.

Приведенный материал показывает, что по сейсмическим данным современные шельфовые пространства могут быть разделены на две категории: активные и пассивные. На шельфах, захваченных тектоническими движениями, геологические тела либо рождаются (нисходящие), либо разрушаются (восходящие) (рис. 2). На пассивных шель-

фах осадки не накапливаются и не разрушаются, а переносятся в глубоководные части акватории.

Развитие активного и пассивного шельфов осложняется колебаниями уровня водного слоя Мирового океана или замкнутой акватории. За счет них происходит обмеление или углубление шельфовых бассейнов осадконакопления. В случае гидростатического углубления бассейна (за счет поднятия уровня моря) начинается региональное осадконакопление, которое продолжается до выработки профиля равновесия. В дальнейшем характер осадконакопления вновь контролируется тектоническими движениями дна и гидродинамикой бассейна. Мощность осадков, накопившихся во время трансгрессии моря на шельфе, обычно не выходит за пределы десятков метров, о чем свидетельствуют данные по побережью Черного, Каспийского и Средиземного морей. Однако на участках активного шельфа, захваченных нисходящими тектоническими движениями (Принильский шельф и Лионский залив Средиземного моря, мулды соляных куполов Прикаспийской впадины, Терско-Каспийский краевой прогиб), их суммарная мощность увеличивается до сотен метров и первых километров. Несомненно, что в образовании осадочного чехла шельфовых областей нисходящие вертикальные тектонические движения играют решающую роль.

Осадки могут накапливаться и в готовом отрицательном рельефе. Он создается двумя типами процессов: экзогенными и эндогенными. Экзогенные процессы включают деятельность рек и временных водотоков, золово-карстовое разрушение, деятельность ледников, придонные потоки, абразию берегов и другие [Рухин, 1962]. Реками и временными водотоками образуются узкие врезы протяженностью во многие сотни и первые тысячи километров при глубине во многие сотни метров и первые километры. Золово-карстовыми процессами формируются крупные бессточные впадины, широко развитые, например, на территории Южного Мангышлака. Ясна роль и других поверхностных процессов. Образованные ими отрицательные формы рельефа впоследствии начинают заполняться осадками и в ископаемом состоянии сравнительно широко распространены в осадочных чехлах. Многочисленные примеры ископаемого экзогенного рельефа приведены А.Л. Яншиным и Р.Г. Гарецким [1960].

В отличие от конседиментационных эпиконтинентальных бассейнов, характеризующихся активным развитием, экзогенный отрицательный рельеф является пассивным. Поэтому он заполняется горизонтальными слоями осадков, на бортах прислоняющихся к субстрату, в котором выработана данная форма рельефа. Правда, последующие тектонические движения могут их вывести из горизонтального залегания. Заполнение экзогенных форм рельефа часто происходит относительно кратковременно на общем, более крупном фоне развития конседиментационного бассейна. В осадочном чехле чаще встречаются геологические тела, выполняющие эрозионные врезы. Например, палеоврез, выполненный мощными (до 1 км) толщами терригенных отложений верхнего плиоцена, имеется на юге Туркмении. Известны геологические тела, связанные и с другими типами экзогенного палеорельефа. Однако общее значение экзогенного отрицательного рельефа в формировании осадочного чехла Земли крайне невелико.

Тектонические движения земной коры (эндогенные процессы) являются доминирующими в образовании отрицательных форм рельефа Земли. Именно ими создана глобальная система глубоководных бассейнов Мирового океана. Формирование последней связано с резкими кратковременными вертикальными доседиментационными опусканиями поверхности земной коры (внешние области Мирового океана) и с горизонтальными тектоническими движениями, рождающими внутренние области Мирового океана и изолированные рифтовые системы [Шлезингер, Яншин, 1981]. Подчиненное значение в образовании глубоководных бассейнов играет некомпенсируемое прогибание. В глубоководных бассейнах Мирового океана главными причинами создания мощностей осадочного чехла являются источники сноса, палеогеографическая обстановка и гидрологический режим. Условия образования геологических тел в них существенно отличаются по сравнению с конседиментационными эпиконтинентальными бассейнами.

Образование геологических тел в глубоководных бассейнах зависит от литологического состава осадков. Карбонатные осадки накапливаются лишь до определенных глубин, которые контролируются положением поверхности лизоклина. Глубже карбонатные осадки сменяются полигенными [Лисицын, 1978]. В осадочных бассейнах встречаются маломощные, так называемые депрессионные фации, сложенные тонко-

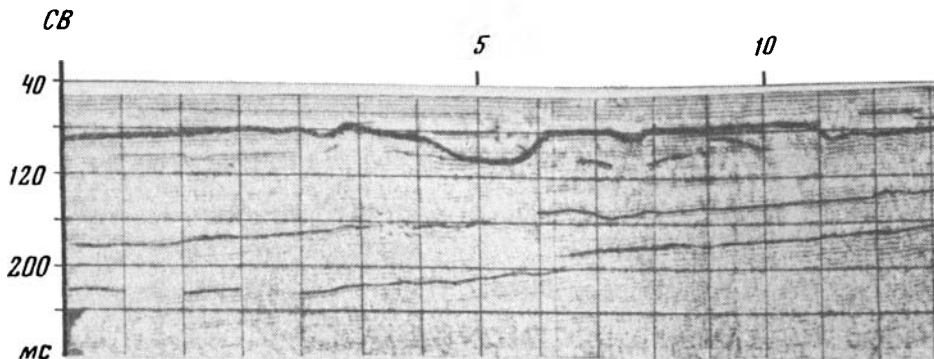


Рис. 2. Фрагмент временного сейсмического разреза шельфа северной части Татарского пролива, показывающий срезание верхнеплиоцен-четвертичных слоев над антиклинальной складкой и согласное их залегание на площади синклинали складки, где, по-видимому, происходит современное опускание (активный шельф) (по М.А. Шпеталенко и др.)

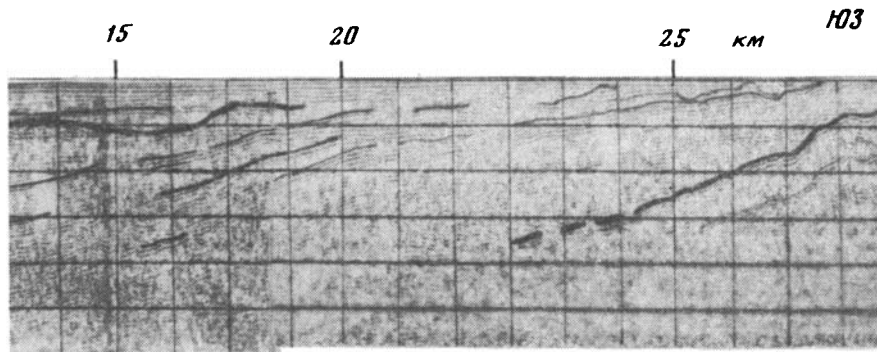
дисперсными глинисто-карбонатными осадками. Вдоль бортов глубоководных бассейнов возникают карбонатные уступы, опоясывающие их периметры. Гигантская система карбонатных средне-верхнепалеозойских уступов в настоящее время установлена и детально исследована по периферии Прикаспийской впадины [Кирюхин и др., 1980, 1981]. Мощность карбонатного комплекса составляет несколько километров, в то время как одновозрастные депрессионные фации внутренних районов Прикаспийской впадины не выходят за пределы сотен метров (рис. 3).

Существенно иная картина наблюдается при терригенном или эвапоритовом осадконакоплении. В глубоководном бассейне, который представляет собой готовую ловушку, осадконакопление резко ускоряется. При терригенном осадконакоплении вдоль бортов глубоководных бассейнов возникают крупные клиноформные тела, обращенные "раструбом" в сторону их внутренних частей. Так, терригенные отложения верейского горизонта среднего карбона территорий, окружающих Прикаспийскую впадину, имеют фоновую мощность около 100 м. В бортовой зоне впадины над карбонатными уступами она возрастает до 1–1,5 км (см. рис. 3). Аналогичная картина наблюдается и для соленосных пород кунгура, мощность которых увеличивается в узкой бортовой зоне на несколько километров. Так же ведет себя эвапоритовый комплекс мессиния верхнего миоцена Средиземного моря. На шельфе его мощность измеряется обычно десятками или первыми сотнями метров, а в пределах глубоководного бассейна резко увеличивается до 2–3 км.

Судя по материалам сейсморазведки, на бортах глубоководных бассейнов, примыкающих к речным артериям, как правило, развиты мощные клиноформные геологические тела, также обращенные "раструбом" в сторону их внутренних районов. Они захороняют палеосклоны, образованные тектоническими движениями при создании глубоководного бассейна. С увеличением крутизны поверхности палеосклона происходит более резкое наращивание мощностей слоев, создающих клиноформное тело. При уменьшении крутизны оно приобретает более острую форму.

За пределами зоны привноса терригенного обломочного материала слои, выполняющие глубоководный бассейн, испытывают вдоль бортов прислонение к поверхности его субстрата, залегают очень полого, почти горизонтально. Прислоняющиеся слои приобретают наклоны лишь за счет последующих постседиментационных тектонических движений. Известны случаи (периферия Черноморского бассейна к югу от Севастополя), когда при большой крутизне континентального склона (более 40°) одновозрастные прислоненным слоям отложения появляются в резко сокращенных мощностях за бровкой на внешнем шельфе. Иными словами, здесь за счет большой крутизны склона происходит разрыв намечающихся клиноформ и осадки вновь начинают накапливаться лишь на дне бассейна.

Клиноформы и прислоняющиеся слои глубоководных бассейнов дают объективную информацию об их палеоглубинах, точно определяя минимальные значения последних. Клиноформные тела периферии глубоководных бассейнов внешне весьма схожи



с конседиментационным утонением слоев на крыльях структур эпиконтинентальных бассейнов. Однако первые из них практически всегда по латерали переходят в прислоняющиеся слои, что доказывает тем самым их принадлежность к клиноформам глубоководных бассейнов.

Геологические тела в зонах поступления осадочного материала опускаются в глубоководный бассейн в виде клиноформ, а затем равномерно выстилают его дно. В замкнутых глубоководных бассейнах внутренних и краевых морей, таких как Черное, Средиземное, Карибское, Японское, они в поперечных сечениях измеряются многими сотнями километров, а в продольных превышают первые тысячи километров. В глубоководных бассейнах внешних областей океана их размеры в поперечнике также составляют не меньше многих сотен или даже более 1000 км. На всем этом протяжении изменение толщины геологических тел происходит почти исключительно за счет мощности прислоняющихся слоев. Плавное утонение и выклинивание слоев, обычно связанное с дополнительным погружением или нехваткой приносимого в глубоководный бассейн терригенного материала, существенно меньше мощности прислоняющихся слоев.

Тектонический и вулканический рельеф глубоководного бассейна равномерно захороняется осадками. Слои осадочного чехла испытывают прислонение к поверхности субстрата, а затем горизонтально перекрывают подводные возвышенности (рис. 4, 5). Случаи облекания готового подводного рельефа терригенным осадками в замкнутых

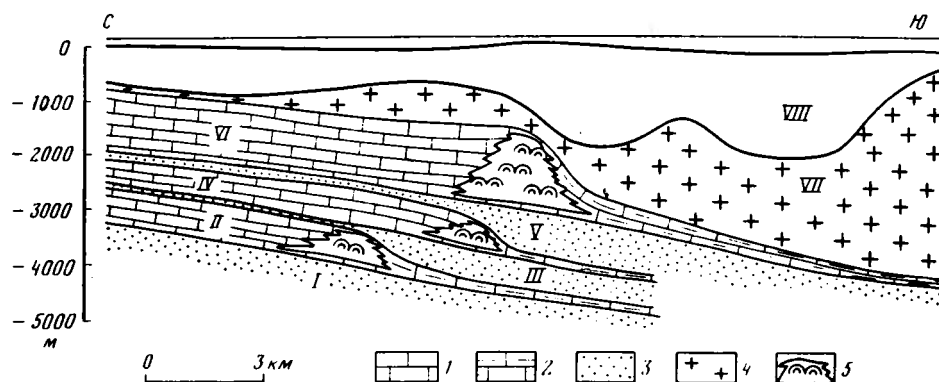


Рис. 3. Принципиальный сейсмо-геологический разрез северо-западной части Прикаспийской впадины (по В.П. Шебалдину и др.)

Породы: 1 — мелководные карбонатные; 2 — глубоководные глинисто-карбонатные; 3 — терригенные; 4 — соленосные; 5 — рифогенные. Римскими цифрами обозначены: I — средний—верхний девон; II — верхний девон — турнейский ярус; III — нижне-среднедевизейский подъярус; IV — верхнедевизейский подъярус — башкирский ярус; V — верейский горизонт; VI — московский ярус — артинский ярус; VII — кунгурский ярус; VIII — мезозой и кайнозой

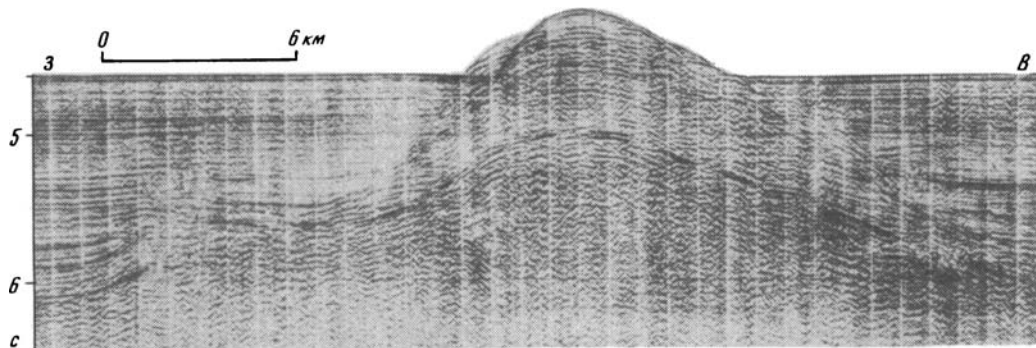


Рис. 4. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий прислонение слоев осадочного чехла к выступу поверхности акустического фундамента в пределах Аравийского глубоководного бассейна (по К.М. Бабенко и др.)

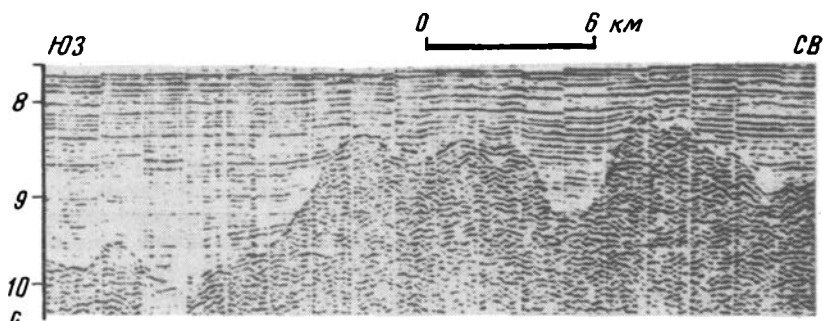


Рис. 5. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий прислонение и перекрытие слоев осадочного чехла выступов поверхности акустического фундамента в Предмалоантильской окраине Атлантического океана (по Ш.А. Басенцянц и др.)

глубоководных бассейнов внутренних и краевых морей и периферии океана почти неизвестны.

В зонах сопряжения глубоководных эпиконтинентальных бассейнов образуется различное соотношение геологических тел. При пассивном шельфе и глубоководном бассейне вне района привноса терригенного обломочного материала геологические тела прислоняются на его борту к поверхности субстрата. На шельфе синхронные им по возрасту образования практически отсутствуют. В районе привноса терригенного обломочного материала образуются клиноформные геологические тела. Их дистальные части приближены к шельфу, но на его площади синхронные им по возрасту отложения также отсутствуют.

Активный шельф часто отделен от глубоководного бассейна краевым поднятием. Геологические тела, образующиеся в глубоководном бассейне, в этом случае прислоняются к поверхности субстрата поднятия или образуют тупую клиноформу с частичным прислонением. На шельфе в сторону краевого поднятия слои геологических тел конседиментационно утоняются. Очень часто мощность геологических тел конседиментационных эпиконтинентальных бассейнов существенно превышает мощность одновозрастных образований сопряженных глубоководных бассейнов. Первые из них представляют собой ловушки терригенного обломочного материала, перехватывая его на пути движения в глубоководные области океана.

Сопряженные мелководные и глубоководные геологические тела обычно опущены последующими тектоническими движениями, роль которых особенно велика в пределах пассивных окраин океана. Здесь за счет молодых (преимущественно неоген-четвертичных) постседиментационных опусканий геологические тела приобрели региональный наклон в сторону внутренних районов океана. Вторичный перекося слоев осадочного чехла

консидиментационных эпиконтинентальных бассейнов нередко ошибочно интерпретируется подводными дельтами. В качестве примера можно привести мощную призму неоген-четвертичного осадочного чехла в районе дельты Нила, которая трактуется с этих позиций. Углубленный анализ сейсмических материалов показал, что здесь расположен крупный консидиментационный прогиб, ориентированный приблизительно параллельно береговой линии моря. Его северное крыло испытало перекося за счет постседиментационных позднечетвертичных движений [Москаленко и др., 1981]. Аналогичную природу имеют неоген-четвертичные образования Лионского залива Средиземного моря [Яншин и др., 1979], хотя многие рассматривают их как подводный конус. Роль палеodelты в строении осадочного чехла глубоководных бассейнов явно преувеличена. Несомненный конус выноса Палеодуна (до 500 м) установлен в северо-западной части Черного моря в верху разреза осадочного чехла (четвертичные отложения) [Казанцев, Шайнуров, 1978; Николаева и др., 1980]. Однако подстилающие его отложения не имеют здесь повышенной мощности, равномерно выстилая бассейн. Аналогичная картина наблюдается в северо-восточной части Черного моря [Яншин и др., 1977].

Известны непосредственные сопряжения активных шельфов с глубоководными бассейнами без краевого поднятия. В таких местах слои осадочного чехла на континентальном склоне в начале постепенно и незначительно утоняются, а затем вновь возрастают в сторону внутренних районов глубоководного бассейна, образуя клиноформу. Такие соотношения наблюдаются в зоне перехода Калабрийского тылового орогенного прогиба в Тирренский глубоководный бассейн [Яншин и др., 1980] и Михайловского платформенного прогиба северо-западного шельфа Черного моря в одноименный глубоководный бассейн (рис. 6).

Установленные по сейсмическим материалам закономерности строения геологических тел глубоководных бассейнов периферической зоны Мирового океана показывают, что осадочный материал почти равномерно распределяется по дну глубоководных котловин. Это возможно лишь в случае гравитационного сползания основной его массы, приводящего часто к образованию суспензионных потоков, причем первоначально заполняя более низкие участки подводного рельефа. Его перераспределение в первом приближении напоминает движение вязкой или вязко-пластичной жидкости. Математическая модель этого процесса предложена Е. Брюклем и А. Шедегером [Brückl, Scheidegger, 1973]. Гравитационное движение измеряется первыми тысячами километров, и оно полностью контролирует литодинамику замкнутых глубоководных бассейнов и значительную область периферии океанических. Осадки никогда не поднимаются по дну бассейна, приспосабливаясь на участках воздымания дна. Гидрогенная (бассейновая) седиментация приводит к образованию осадков, которые, достигая дна бассейна, также испытывают перераспределение за счет гравитационного сползания и приобретают те же закономерности, что и терригенно-обломочный материал. Однако на плоских поверхностях подводных возвышенностей при гидрогенной седиментации образуются облегающие рельеф тела осадочного чехла (поднятия Шатского, Обручева и др.).

Существенное влияние на поступление терригенного обломочного материала в глубоководный бассейн оказывают непосредственно сопряженные с ним консидиментационные эпиконтинентальные бассейны. Особенно их роль возрастает для пассивных окраин океанов, которые практически на всем протяжении отделены от источников сноса консидиментационными эпиконтинентальными бассейнами (периокеаническими) [Шлезингер, Яншин, 1981]. Последние явились ловушками огромного количества терригенного обломочного материала, вследствие чего в глубоководные океанические бассейны он поступал в ограниченном объеме и образовывал геологические тела умеренной мощности (обычно не превышающие 1–2 км). Только при большом потоке терригенного материала, как, например, вдоль западного приэкваториального побережья Америки, мощность осадочного чехла глубоководного бассейна составила несколько километров (до 5–6 км).

Заполнение глубоководных бассейнов осадками приводит к созданию аккумулятивных шельфов. Последние по латерали надстраивают сопряженные шельфовые пространства. Однако, когда глубоководный бассейн уже близок к заполнению, он обычно захватывается новой волной кратковременных опусканий. Например, в пределах глубоководных бассейнов Средиземного моря имело место четыре импульса кратковременных погружений: предмиоценовый, предмессинский, предплиоценовый и позднечетвертичный [Москаленко и др., 1981]. Как правило, последующие опускания расширяли пло-

Северная периферия Черноморского глубоководного бассейна

Михайловский
прогиб Скифской
плиты

Поверхность доолигоценового структурного несогласия

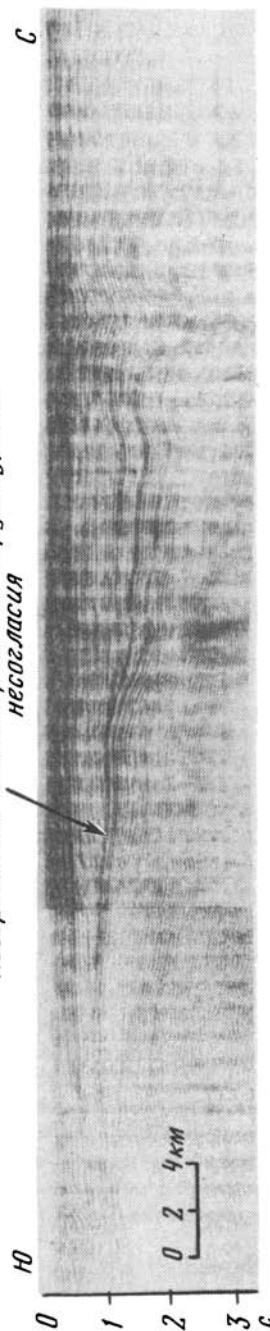


Рис. 6. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий постепенный переход мощного олигоцен-четвертичного комплекса Михайловского постседиментационного прогиба Скифской плиты в менее мощный одноозрастный комплекс северной периферии Черноморского глубоководного бассейна (по Д.Ф. Исмагилову и др.)

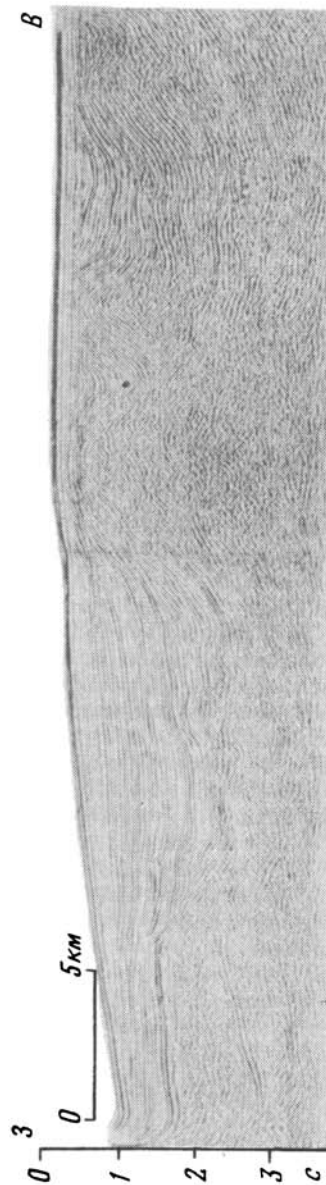


Рис. 7. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий выполаживание слоев осадочного чехла вниз по разрезу, связанное с наложением современного опускания на крыло синклинали, имевшей обратный наклон (присахалинский островной склон Татарского пролива) (по Э.Г. Пудикову и др.)

щади глубоководных бассейнов. Но имеются и обратные случаи, когда площадь шельфов возрастала. В частности, на северо-западе Черного моря позднечетвертичное опускание сместилось у югу, вследствие чего аккумулятивный шельф здесь увеличился в поперечнике до 80–100 км. Аналогичная картина произошла и на юго-востоке Черного моря, где глубоководный олигоцен-четвертичный палеозалив бассейна в новейшее время был приподнят и сейчас находится в пределах низменной суши.

Седиментационные наклоны слоев, связанные с материковыми и островными склонами глубоководных бассейнов в районах привноса терригенного обломочного материала, следует отделять от деформаций, вызванных тектоническими движениями, особенно от современных кратковременных опусканий. В первых всегда возникают клиноформы, т.е. слои, образующие геологическое тело, вниз по склону увеличиваются в мощности, которая достигает максимальных значений в районах подножия. При современных постседиментационных тектонических наклоне верхние слои осадочного чехла всегда параллельны дну моря. Вниз по разрезу часто происходит выполаживание падения. Это связано с тем фактом, что современные опускания наложались на тектонические структуры, где слои имели наклоны в противоположную сторону (рис. 7). Отделение конседиментационных структур, созданных длительным тектоническим прогибанием, от глубоководных клиноформ рассматривалось выше.

Анализ современных континентальных и островных склонов Мирового океана показывает, что они представляют собой флексуно-разрывные зоны, созданные молодыми четвертичными (чаще всего позднечетвертичными) опусканиями. Современные флексуно-разрывные зоны глобальными кольцами отделили глубоководные бассейны Мирового океана от шельфа и суши. Аккумулятивные проградационные тела играют лишь второстепенную роль, иногда усложняя эти глобальные тектонические формы современного лица Земли. Вероятно, одновременно с глобальным опусканием периферии Мирового океана поднимаются срединно-океанические хребты. По этой причине изменение уровня океана не выходит за пределы сотен метров.

Палеотектонические реконструкции конседиментационных эпиконтинентальных бассейнов основываются на анализе главным образом мощностей его осадочного чехла, в меньшей мере фаций [Машкович, 1976]. Они позволяют достаточно объективно восстанавливать величины и характер нисходящих тектонических движений и положение структурных поверхностей в разные отрезки геологического времени. Значительно сложнее обстоит дело с реконструкцией вертикальных восходящих движений, поскольку объективной геологической летописи по ним всегда значительно меньше. Их величина определяется по мощности срезуемых отложений.

Существенно иной подход должен быть применен для палеотектонических реконструкций глубоководных бассейнов. Здесь мощности прямо не связаны с тектоническими движениями, поскольку заполняются уже готовые ловушки. Толщина геологических тел зависит от величины поступления терригенного обломочного и гидрогенного материала и скорости перераспределения по дну. Однако первоначальные минимальные глубины бассейнов и величину доседиментационных тектонических движений объективно определяет мощность прислоненных слоев. Постседиментационные тектонические движения непосредственно определяют деформации структурных поверхностей и дна Мирового океана. Эти факторы должны быть положены в основу палеотектонического анализа глубоководных бассейнов.

ОКЕАНЫ И ПАЛЕООКЕАНЫ

Установление палеоаналогов коры океанического типа в складчатых сооружениях континентов [Пейве, 1969] явилось выдающимся открытием, во многом определившим направление тектонических исследований в 70-х годах. В этот период подчеркивается именно сходство разрезов континентальных офиолитов и океанической коры, которое интерпретируется в том смысле, что фанерозойские звгеосинклинали на ранних этапах развития представляли собой океаны. Однако полученные к настоящему времени данные показывают, что нет полного сходства между разрезами океанических чехлов и отложений ранних этапов развития подвижных поясов. Это касается как состава отложений, так и строения конкретных формаций. Существуют принципиальные различия и в формационных рядах, а следовательно, в особенностях тектонического развития.

Кратко остановимся на определении основных понятий. Специально этот вопрос рассмотрен А.Л.Книппером [1979], предложившим различать следующие структурно-формационные комплексы в разрезах фанерозойских складчатых поясов: океанический (офиолитовая ассоциация) и ортогеосинклинальный. К последнему отнесены образования, переходные от континентальных к океаническим. Среди ортогеосинклинальных комплексов выделены эвгеосинклинальные (отложения активных окраин) и миогеосинклинальные (отложения пассивных окраин). В соответствии с общей схемой геосинклинального процесса, разработанной А.В.Пейве и его сотрудниками [Пейве и др., 1972], намечены стадии развития: океаническая, когда создаются предпосылки для формирования континентальной коры, переходная, в которую происходит формирование гранитно-метаморфического слоя, и континентальная, во время которой этот слой трансформируется. Ниже будет сделана попытка показать, что строение и состав отложений "океанического чехла" в разновозрастных складчатых сооружениях фанерозоя и современных океанах существенно различаются. Поэтому в дальнейшем во избежание путаницы формации ранней (или океанической) стадии палеозойских и раннемезозойских структур будут называться палеоокеаническими, т.е. Мезотетиса, новообразованных (деструктивных) юрско-меловых прогибов Тихоокеанского кольца, а также с некоторой условностью Неотетиса — мезоокеаническими, вулканогенные и осадочные отложения чехла современных океанов (первой и второй слою) — океаническими. Соответственно мы будем пользоваться терминами "палеоокеан", "мезоокеан" и "океан".

Наблюдается известная двусмысленность в понимании терминов "океан" и "структура с корой океанического типа". В некоторых работах термин "структура с корой океанического типа" используется как синоним океана. Вместе с тем очевидно, что существует большое разнообразие таких структур — от внутриконтинентальных рифтов и морей до собственно океанов. По-видимому, еще большее их разнообразие было в прошлом. Общим для всех них является характер коры и вулканизма (хотя здесь эта общность должна рассматриваться как весьма приблизительная). Океаны представляют собой лишь частный случай таких структур. Они включают два основных элемента: 1) осевые, магматически активные зоны раскрытия и 2) в целом пассивные (за исключением вулканических поднятий) плиты (талассоплатформы).

В пределах зон раскрытия формируется второй слой коры океанов, на плитах — закономерный построенный осадочный чехол (первый слой океанической коры). По нашему мнению, главной определяющей чертой океанов, которая выделяет их из ряда структур океанического типа, является резкое несоответствие ширины зон раскрытия, обычно достигающих нескольких километров, и океанических плит. Их отношение равно как минимум 1 : (500—700) (т.е. как минимум на 1 км вулканической зоны раскрытия приходится 500—700 км пассивной плиты, обычно это несоответствие выражено еще сильнее). Наличие широких пассивных плит обуславливает возникновение океанических осадочных чехлов. Именно обширные, тонкие, характеризующиеся сравнительно стандартным набором осадочных и очень редко вулканотерригенных формаций, чехлы являются одним из наиболее характерных элементов современных океанов. Четкий раздел базальтов и осадка и устойчивая, за некоторым исключением, смена вверх по разрезу более мелководных отложений все более глубоководными вплоть до абиссальных — главные отличительные особенности океанических чехлов [Крашенинников, 1977, 1978; Пущаровский, 1978; Тимофеев и др., 1980].

В общем виде последовательность формаций чехла в современных океанах следующая (снизу вверх): карбонатная (кремнистая) — терригенная гемипелагическая и терригенная пелагическая. Для современных океанов характерны следующие типы отложений: пелагические известняки (фораминиферовые и наннофоссилиевые илы, писчий мел, известняки в фации "аммонитико rosso", карбонатные органогенно-обломочные и фораминиферовые турбидиты вокруг рифов, гайотов и вулканических поднятий), радиоляриевые и диатомовые кремни, битуминозные глины (черносланцевая формация), металлоносные осадки, особенно широко развитые в Тихом и Индийском океанах, гемипелагические терригенные и туфотерригенные турбидиты, красные глубоководные глины абиссальных равнин, характеризующиеся широким развитием железомарганцевых конкреций, рифовые и биогермные известняки; сравнительно небольшое распространение имеют вулканотерригенные осадки вокруг внутриокеанических вулканических поднятий. Указанные типы отложений нередко образуют смешанные комплексы.

Океанические отложения могут быть разделены на два типа: те, которые формируются не только в собственно океанических бассейнах, но и выходят за их пределы, отлагаясь на континентальных окраинах или даже во внутренних эпиконтинентальных бассейнах, и те, которые характерны только для океанов. К первым относятся пелагические известняки (включая отложения в фациях "аммонитико росс", "красных аптихо-чых слоев", майолики и фукоидных мергелей), писчий мел, диатомовые и радиоляриевые кремни, порцелланиты (те и другие широко развиты в мезозое и кайнозое древних и эпипалеозойских платформ), черные сланцы (например, меловые черносланцевые серии на опущенном шельфе средиземноморской части Мезотетиса, верхнеюрские глины Фолклендского плато, мало чем отличающиеся от одновозрастных глин Русской платформы, среднемиловые отложения Бискайского эскарпа и т.д.). Указанные отложения формировались в различных палеогеографических обстановках. Хотя и наблюдается общее сходство осадков, но некоторые особенности состава, органические остатки и степень их сохранности, мощность, фациальная изменчивость, темпы осадконакопления позволяют разделить эти отложения, например, по относительной глубоководности формирования. Однако все это не может служить четким критерием отнесения отложений к океаническим (в смысле типа коры) или эпиконтинентальным образованиям. Так, известняки в фациях "аммонитико росс", майолики и фукоидных мергелей широко развиты не только в котловине Северо-Западной Атлантики, где перекрывают непосредственно толстые базальты, но и на опущенных шельфах Мезотетиса, где подстилаются древним сиалическим фундаментом и мощной миогеосинклинальной серией палеозоя — триаса. Литологическое сходство этих отложений, формировавшихся в совершенно различных тектонических условиях, специально подчеркивают многие исследователи [Bernoulli, 1972; Bernoulli, Jenkins, 1974; Bosselini, Winterer, 1975; Hsu, 1976; Burbon, 1978; Graciansky et al., 1981]. Сходные выводы можно сделать и на основании изучения черносланцевой формации. Так, например, по заключению, П.П. Тимофеева и др. [1980], налегание черных сланцев на океанические базальты вовсе не указывает на глубоководность.

Ко второму типу осадков относятся те, которые формируются только в океанах. Это глубоководные красные глины с железо-марганцевыми конкрециями и металлоносные осадки. Последние, правда, довольно широко распространены в мелу Неотетиса [Robertson, 1975; Tippet et al., 1981]. Здесь нужно указать, однако, что Неотетис по формационному выполнению уже мало чем отличался от современных океанов.

Важной особенностью океанических чехлов является обособленность в каждом конкретном разрезе базальта и осадков. На это обратил внимание В.А. Крашенинников [1977], отметивший, что верхняя часть второго слоя океанов характеризуется ограниченным развитием осадочных пород, которые к тому же быстро исчезают вниз по разрезу. Следует отметить также литологическое и возрастное сходство базальных отложений осадочного чехла и прослоев в базальтах. Данные, полученные для Срединно-Атлантического хребта, определенно указывают на такое сходство [Крашенинников, 1978]. Здесь в базальтах, по-видимому, трудно встретить прослои осадков, отличающиеся по возрасту от перекрывающих отложений.

Другая характерная черта разреза современных океанов — пространственная и временная разобщенность базальтов и кремнистых отложений. Последние, как правило, парагенетически не связаны с базальтами и отделены от них толщей карбонатных, карбонатно-терригенных или терригенных осадков. Такие соотношения доказаны практически для всей Атлантики: Норвежский бассейн (скв. 337), Лофотенский бассейн (скв. 338, 345), Фареро-Исландский порог (скв. 336, 352), Северо-Американская котловина (скв. 6, 7, 8, 100, 105, 387, 389, 417, 418), Гвианская котловина (скв. 354), Бразильская котловина (скв. 14, 15, 16, 19, 20, 23, 24, 355), котловина Зеленого Мыса (скв. 367), поднятие Зеленого Мыса (скв. 368) и др. Близкая картина устанавливается для Тихого и Индийского океанов, где также выше базальтов, как правило, залегают карбонатные или карбонатно-терригенные отложения. Так, например, в Тихом океане практически единственным исключением из этого правила являются поднятия Шатского и Хесса, где выше базальтов залегают карбонатно-кремнистые осадки (скв. 303, 304, 307, 464, возможно, 305, 306). Лишь в одной скв. 464 в значительном временном интервале ($K_1a_3-K_2cm$) над базальтами вскрыты красные радиоляриты ("яшмы"), переслаивающиеся с мелом [Initial..., 1982].

Как уже отмечалось, важной особенностью океанического чехла является смена

вверх по разрезу относительно мелководных отложений глубоководными. Такая последовательность, за некоторым исключением, может быть проиллюстрирована на большинстве океанических разрезов. В качестве примера рассмотрим один из наиболее полных и хорошо изученных разрезов котловины Северо-Западной Атлантики (скв. 100, 105, 386, 387, 391 и др.). Снизу вверх здесь выше толетитовых базальтов залегают следующие горизонты [Геологические..., 1979; Bernoulli, 1972; Lancelot et al., 1972; Sheridan et al., 1978]:

Мощность, м

1. Известняки (J_3 o-t) красные, розовые, зеленовато-серые, иногда глинистые, в том числе в фазах "аммонитико росс" и "красных аптиховых"; накопление в относительно мелководной (несколько сот метров — 2500 м) пелагиали 90
2. Известняки (J_3 t-K₁ br) светло-серые, белые, в основном это калькарениты, глинистые кальцелиты, реже (в верхней части горизонта) глины и алевропелиты; формировались в условиях глубокой батии (3000—4500 м) до 340
3. Глины (K₁ br—K₂ cm) черные, местами известковитые, алевролитистые, битуминозные до 350—400
4. Глины (K₂ t-m) пестроцветные (желтые, коричневые, оранжевые, красные, зеленые), слабоизвестковитые, местами алевролитистые; накопление в пелагических условиях, ниже уровня карбонатной компенсации 40—150
5. Кремнистые осадки (F₁ —₃) — кремни, кремнистые аргиллиты, радиоляриевые илы, порцелланиты, цеолитовые глины, отложения окрашены в зеленовато-серый цвет до 350
6. Гемипелагические глины (N₁—Q) зеленовато-серые, слабоизвестковитые, алевролитистые до 700
7. Пелагические глины (Q) желтовато-коричневые, обогащенные гидроокислами железа и марганца до 150
8. Локально, главным образом вдоль континентального подножия здесь присутствуют терригенные (вплоть до весьма грубых) турбидиты (Q).

В целом, очень близкий разрез установлен в восточной части Атлантики в котловине Зеленого Мыса [Jansa et al., 1978].

Процесс углубления океанических бассейнов в мезозое и кайнозое характерен не только для Атлантики — структуры новообразованной, возникшей в результате раскола и последующего раздвига обособившихся частей континентальных плит, но и для Тихого океана — структуры относительно древней.

Отмеченные особенности разреза первого слоя коры современных океанов в известной степени характерны и для краевых бассейнов, в том числе даже для сравнительно небольших. В общем виде проблема специально рассмотрена Г.Клейном [Klein, 1975], показавшим на примере Южно-Фиджийской, Новогейбридской и Коралловой впадин смену в разрезе относительно мелководных терригенных и эдафогенных отложений карбонатными илами, а тех, в свою очередь, красными глубоководными глинами. Сказанное относится также к крупным котловинным морям (например, Филиппинскому).

Среди других характеристик осадочных формаций океана отметим малые мощности отложений, низкие скорости накопления, большую фациальную и мощностную выдержанность осадков. Все это указывает на существование обширных котловинных (некомпенсированных) бассейнов, внутренние части которых были значительно удалены от питающих провинций.

Древнейшие осадки, вскрытые в современных океанах, датируются как верхнеюрские (по-видимому, оксфордские или келловейские), т.е. максимальное время формирования осадочного чехла океанов равнялось 150—160 млн. лет. Для сравнительно молодых новообразованных структур оно может равняться 20—40 млн. лет. Сейчас нет достаточных данных, указывающих, за какой период времени образовался второй слой океанов, например, в юре или мелу. Материалы скв. 462 (бассейн Науру) дают основание считать, что толща базальтов сформировалась здесь примерно за 15—20 млн. лет (баррем—альб). Для сравнения отметим, что осадочный чехол возник во впадине Науру за 105—110 млн. лет (начиная с середины альба). Однако результаты изучения осевых зон современных срединно-океанических хребтов показали, что время формирования второго слоя океанической коры сейчас весьма незначительно. Зная скорости спрединга (0,5—5 см/год) и ширину активной вулканической зоны (первые километры), несложно подсчитать время, за которое возникает толща толетитовых базальтов в том или ином спрединговом центре. Такие расчеты показали: в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (полигон Роза у горловины Калифорнийского залива) время образования второго слоя равно 100 тыс. лет [Juteau et al., 1980; Speiss et al., 1980], в Галапагосском хребте — 60—150 тыс. лет [Corliss et al., 1979; Van Andel, Ballard, 1979], в Средин-

но-Атлантическом хребте (полигон "Фамоус") — 180 тыс. лет [Ballard, Van Andel, 1977]. В дальнейшем в процессе спрединга базальты выходят за пределы активной вулканической зоны и на них начинают формироваться осадки первого слоя. Таким образом, очевидно различие в продолжительности образования первого и второго слоев океанической коры. В разрезе развитого океанического чехла осадки занимают временной интервал в 10—1000 раз больший, чем толеитовые базальты.

В палеоокеанах в основном формируются вулканогенно-осадочные (в первую очередь вулканогенно-кремнистые) отложения. Со спилит-диабазовыми и контрастно-дифференцированными сериями связаны фтаниты и фтанитоиды, яшмы (в том числе и рудоносные), туфосилициты (включая кремнистые туффы). Относительная роль различных типов кремнистых осадков в структурах разного возраста не одинакова. Фтаниты шире развиты в палеозое, яшмы резко преобладают в юре и мелу. Для палеоокеанических разрезов весьма характерны терригенные (алевроглинистые) и кремнисто-терригенные толщи. В палеозое (особенно среднем и позднем) во внутренних частях бассейнов иногда накапливаются битуминозные шламово-микритовые известняки, чередующиеся с глинами. Сравнительно широко представлены биогермные и органогенно-обломочные известняки. В краевых частях, кроме того, распространены аллохтонные более или менее грубые терригенные и туфотерригенные комплексы.

Остановимся на характеристике морских красноцветных отложений, развитых в некоторых звгеосинклинальных зонах Урала и Аппалачско-Каледонского пояса. На Урале это в первую очередь отложения кураганской свиты и ее аналогов (O_1-S), в Аппалачах, Уэлсе, Шотландии и Норвегии клинтонские (ландоверийские) и более древние (ордовикские) слои. В основном они образованы красными аргиллитами с подчиненными тонкими прослоями кварцевых алевролитов. По направлению к внутренним частям бассейна аргиллиты замещаются либо фтанитами, либо вулканогенно-кремнистыми отложениями; по направлению к внешним его окраинам в значительном объеме появляются аркозовые песчаники, а сама толща приобретает ритмичное строение.

В известной степени эти отложения сходны с красными глубоководными глинами океанов. Бескарбонатность, малые мощности и скорости осадконакопления, тонкий, преимущественно глинистый состав, высокое содержание окислов железа — все это указывает на относительно высокую глубоководность условий формирования осадков. Необходимо отметить, однако, следующие обстоятельства. Указанные осадки имеют непрерывные фациальные переходы к мелководным шельфовым отложениям [Ziegler, McKerrow, 1975]. В отличие от красных глубоководных глин, занимающих наиболее депрессионные центральные части океанических котловин и отделенные от возможных источников сноса нетерригенными отложениями, они приурочены к внешней периферии бассейна, располагаясь вдоль континентального подножия. Кроме того, красные аргиллиты Урала и Аппалачско-Каледонского пояса имеют четкую стратиграфическую приуроченность, не выходя вверх по разрезу за пределы силура, т.е. они формировались в период ($O-S$), когда не существовало еще наземной растительности. Иными словами, если красные глины океанов являются наиболее глубоководными (абиссальными) осадками, окраска которых определяется окислением органического вещества при длительном его погружении в толще воды и инертностью в связи с этим в зоне аккумуляции и диагенеза, то появление глинистых красноцветных слоев раннего палеозоя связано с концентрацией окисного железа на суше в процессе выветривания в условиях отсутствия наземной растительности. Отсюда терригенный материал сбрасывался в прилегающие части бассейна, образуя отмеченный фациальный ряд красноцветных отложений от весьма мелководных (шельфовых) до депрессионных, накапливающихся вдоль континентального подножия. В этом смысле показательно латеральное замещение нижнепалеозойских красных аргиллитов фтанитами — породой, которая характеризуется повышенным содержанием органического вещества.

Для палеозойских и триасовых звгеосинклинальных зон не характерно присутствие выдержанных на площади толщ пелагических известняков. Не характерны они также и для юрско-меловых разрезов по крайней мере северной части Тихоокеанского кольца (от Сихотэ-Алиня до Мексики). Единственным исключением, возможно, являются рифейско-раннекембрийские известняки Батеневского кряжа (Алтае-Саянская область), считающиеся пелагическими [Тектоника..., 1980].

В звгеосинклинальных зонах современных континентов пелагические известняки на значительных площадях появляются лишь в неокме Мезотетиса, где залегают на

офиолитах. В качестве примера может служить разрез группы Вара в Северных Апеннинах [Abbate, Sagri, 1970]. Здесь выше яшм (радиоляриты Монте-Альпе — J_3) залегают кальционелловые известняки (K_1b-a), представляющие собой аналог майоликовых слоев Южных Альп. Далее следуют карбонатно-кремнисто-терригенные отложения (сланцы Паломбини— K_2a-al), которые в свою очередь перекрываются алевропелитами с прослоями мергелей и карбонатных песчаников (сланцы Лаванья— K_1al-K_2).

Указанные отложения в формационном отношении сопоставляются [Bosselini, Winterer, 1975; Hsü, 1976; Graciansky et al., 1981] с одновозрастными отложениями Северо-Западной Атлантики. Кальционелловые слои (майолика) параллелизуются с неомоскими пелагическими известняками основания первого слоя океана, сланцы Паломбини и Лаванья — с черносланцевой формацией. Следовательно, намечается определенное сходство разрезов Северной Атлантики и звгеосинклинальной зоны Мезотетиса. Однако имеются и принципиальные отличия: 1) в Мезотетисе существует верхнеюрская вулканогенно-яшмовая формация, отсутствующая в Атлантике; 2) в позднем мелу формирование осадочного океанического чехла Мезотетиса прерывается, а сам он постепенно превращается в покровно-складчатое сооружение; в это же время в Атлантике процесс раскрытия и углубления океанского бассейна получает дальнейшее развитие.

В целом сходная картина наблюдается для Неотетиса (Кипр, Оман, Индская зона Гималаев). Например, в Омане в основании разреза залегают толща метаморфизованных базальтовых пиллоу-лав (формация Геотаймс). Считается, что последние возникли в океаническом бассейне и соответствуют осевой части спрединговой зоны [Allabaster et al., 1980; Tippit et al., 1981]. Выше по разрезу и частично замещая нижние лавы латерально залегают две толщи (формации Ласейл и Оллей), каждая из которых представляет собой подводные вулканы, последовательно дифференцированные от пикрит-базальтов до андезитов и риолитов. Основную часть их составляют базальты. Вулканы формации Ласейл рассматриваются как образования начальной стадии развития островной дуги, вулканы формации Оллей связываются с появлением системы наложенных грабенов. Все три толщи перекрыты единым осадочным чехлом, включающим отложения со стратиграфическим диапазоном нижний сеноман—сантон (возможно, ранний кампан). В основании разреза здесь расположены умберы, состоящие на 80% из гидроокислов железа и марганца и на 20% из остатков раковин радиолярий; далее следуют железистые радиоляриты, переходящие вверх по разрезу в фораминиферовые и наннофоссилиевые известняки. Единичные покровы (0,5–1 м) базальтов Оллей появляются среди осадков на уровне верхний сеноман—турон. Мощность осадочной части разреза 10–50 м.

Сходное строение и структурную позицию имеют лавы Трудоса на Кипре [Gass, 1980; Pearce, 1980]. Разрез осадочного чехла (мощность до 80 м) здесь аналогичен наблюдаемому в Омане, однако имеет кампан-миоценовый возраст [Adamides, 1980].

Таким образом, разрезы Мезо- и Неотетиса являются как бы переходными между палеоокеаническими и собственно океаническими. Их осадочные чехлы во многом сходны с океаническими. Тетические умберы по литолого-геохимическим особенностям сопоставимы с металлоносными осадками современных океанов [Robertson, 1975]. В обоих случаях сходны позиция и состав пелагических известняков и глинистых отложений. Вместе с тем имеются и некоторые отличия. Главное из них касается состава лав, представленных не только толеитовыми базальтами, но и мощными последовательно дифференцированными сериями островодужного типа. Особо следует отметить залегание последних под типичным океаническим осадочным чехлом. Подобные соотношения в современных океанах до сих пор не установлены. Отсюда следует принципиально важный вывод: по крайней мере в пределах Неотетиса (Оман, Кипр) островодужные вулканы формировались в непосредственной близости от зоны спрединга, так как в противном случае нельзя объяснить отсутствие осадков, например, между лавами формаций Геотаймс и Ласейл. Действительно, необходимо объяснить, каким образом смещение нижних толеитов в морских условиях от осевой зоны раскрытия к краевой части океанического бассейна происходило без отложения выше них осадков. Остается предположить — либо Неотетис представлял собой исключительно узкий бассейн, что не соответствует данным палинстатических реконструкций, либо раскрытие происходило в пределах нескольких зон (рассеянный спрединг), растяжение в которых могло компенсироваться в серии сопряженных внутриплитных зон сжатия. Последний вариант кажется более предпочтительным, так как, даже если принять ширину Неотетиса в пределах

Оманского сектора в 500 км, время прохождения толеитовых базальтов от единого осевого спредингового центра до периферической субдуктивной зоны при скорости смещения 5 см/год равнялось бы 5 млн. лет, а при скорости 1 см/год — 25 млн. лет. Такая схема позволяет объяснить также нетипичное положение тетических металлоносных осадков в области развития островодужного вулканизма. С актуалистических позиций это несоответствие может быть объяснено только в том случае, если предположить, что спрединговая зона раскрытия, где происходит гидротермальный вынос железа и марганца, располагалась в относительной близости от области аккумуляции, в нашем конкретном случае от области формирования островных дуг.

Одной из основных характеристик разреза океанического чехла является четкое разделение его на нижнюю базальтовую и верхнюю осадочную части; смещение пород этих двух элементов в каждом конкретном разрезе либо вообще не происходит, либо имеет ограниченные масштабы. В основном выше базальтов залегают карбонатные осадки, генетически не связанные с вулканистами. Это, а также пространственная и временная разобщенность базальтов и кремней не позволяют объединить их в единую вулканогенно-кремнистую формацию. Наоборот, в большинстве палеозойских прогибов и многих мезозойских на ранних этапах их развития вулканогенно-кремнистые отложения определяют облик разреза. Кремни тесно связаны с базальтами парагенетически. Эксгалационные процессы непосредственно влияли на образования кремнистых осадков геосинклинали прошлого, что доказывается в первую очередь их приуроченностью к областям базальтового вулканизма, высококремнистым составом пород, присутствием рудоносных яшм, геохимически сходных с умберами, скоростью кремненакопления и независимостью его от общего хода седиментации [Хворова, 1968].

В океанах кремнистые осадки (радиоляриевые и диатомовые) сосредоточены не в зонах активного подводного вулканизма, а в трех широтных поясах повышенной биологической продуктивности, положение которых определяется общей циркуляцией океанической гидросферы. Вместе с тем полученные сейчас данные показывают значительный вынос в результате газогидротермальной деятельности железа, марганца и кремнезема. Металлоносные осадки океанов характеризуются определенным набором малых элементов, сходных с таковым рудоносных яшм. Иными словами, геохимические особенности рудоносных яшм и современных металлоносных осадков сходны, а соотношение кремнистых осадков с базальтами различно. Это несоответствие может объясняться по-разному. На наш взгляд, наиболее приемлемо объяснение, связывающее исчезновение яшм в океанах с общим углублением последних по сравнению с палеоокеаническими бассейнами, в результате чего были разобщены по вертикали источники выноса кремнезема и поверхностная 500-метровая зона обитания радиолярий, фиксирующих кремнезем [Хворова, 1980]. В относительно мелководных палеобассейнах вулканические поднятия могли достигать "радиоляриевой зоны" и непосредственно стимулировать развитие кремнистого планктона и образование соответствующего осадка. В океанах этот процесс был нарушен.

Существуют представления [Тектоника..., 1980], что осадки в пределах палеоокеанических чехлов приурочены к самым верхам их разрезов. Действительно, такие случаи имеют место. Примером может служить карамалыташская контрастно-дифференцированная (базальт-липаритовая) формация (D_2) Магнитогорского прогиба. Выше вулканитов здесь залегают бугулыгирские яшмы, причем раздел базальт—осадок достаточно резкий. Сходные соотношения характерны для кембрийских разрезов Центрального Казахстана [Хераскова, 1979]. Вместе с тем гораздо шире распространены иные соотношения, когда осадки рассеяны среди вулканитов в виде более или менее многочисленных прослоев и линз. Хотя основная масса осадков чаще приурочена к верхней половине вулканогенно-осадочной формации, они появляются уже на достаточно низких стратиграфических уровнях, а отдельные их прослои — даже в основании разреза. Так, в сугралинской вулканогенно-кремнистой формации (O_3-D_1) Южного Урала большие объемы палеонтологически датированных фтанитов и яшм расположены в средней части разреза (S_1In_2), встречаются они и ниже, местами в значительном количестве. Сходная картина наблюдается в ордовикских вулканогенно-кремнистых отложениях Северной Нураты (Тянь-Шань). Из зарубежных примеров можно привести кембрийскую вулканогенно-кремнистую формацию Скотт-Кэньон в Неваде [Roberts, 1964] и вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения (O—S) пояса Нотр-Дам на Ньюфаундленде [Horne, 1970]. Однако, пожалуй, наиболее характерно хаотическое строение вулканогенно-

осадочной формации ($C_1 - T_3$) северной части Тихоокеанского кольца. Указанный тип отложений распространен на огромной территории. Мы его специально изучали в Корякском хребте. Здесь вулканогенно-кремнистые толщи слагают обширные поля и достигают мощности 4—6 км. Кремни (фтанитоиды и яшмы) встречаются в виде многочисленных, не выдержанных по простиранию, мощностью 0,5—10 м прослоев. Имеются разрезы, где кремни довольно равномерно насыщают всю толщу базальтов — от ее низов до кровли. В других местах они могут преобладать, образуя гигантские линзовидные тела мощностью до 1 км, или присутствовать в виде единичных прослоев. В целом для указанного комплекса отложений характерна однообразная пестрота разрезов, так что не удается установить каких-либо закономерностей в относительном распределении базальтов и кремней на площади.

Наряду с такими, построенными сравнительно стандартно, встречаются формации, характеризующиеся аномальным разрезом. Примером могут служить силурийско-девонские отложения Заалтайской зоны Южной Монголии (хребты Гурван-Сайхан и Дзолэн-ула). В основании здесь залегает горизонт яшм (5—80 м), который трансгрессивно перекрывает тектонизированное ультрабазит-габбровое основание. Мощная (до 1,5 км) серия пиллоу-лав, содержащая многочисленные тонкие линзы яшм и кремнисто-гематитовые прожилки, с постепенным переходом залегают выше. Здесь же присутствуют прослои кремнистых туффов, кислых пепловых туфов и вулканогенно-терригенных пород.

В общем иные соотношения установлены для позднеюрских и меловых вулканогенно-кремнистых формаций. Последние характеризуются довольно четким двучленным строением: базальт внизу, осадок сверху. Такой разрез имеют вулканогенно-кремнистые серии Неотетиса. По этому же принципу образованы многие формации Тихоокеанского кольца (например, вулканогенно-яшмово-терригенная францисканская формация Калифорнии и аналогичная ей чарынайская серия Корякского хребта). Однако встречаются здесь и вулканогенно-кремнистые толщи, имеющие хаотическое строение (юрско-меловой янранайский комплекс Корякского хребта).

Как отмечалось, углубление современных океанических структур в процессе развития является их характернейшей особенностью, нашедшей свое отражение в появлении вверх по разрезу все более глубоководных отложений. Иная тенденция развития устанавливается для палеоокеанов. В палеозое и триасе осадочная часть вулканогенно-осадочных формаций представлена сравнительно однообразным набором пород (главным образом кремнистых, кремнисто-терригенных и алевроглинистых), которые возникали в условиях батии или глубокого шельфа. Батиметрия накопления вулканогенно-осадочных серий могла меняться от района к району; однако здесь вряд ли имелись абиссальные котловины, и, что самое главное, мы не наблюдаем устойчивой, глобально выраженной тенденции в сторону углубления бассейнов. Если же рассматривать проблему шире, то можно даже утверждать, что в палеоокеанах происходило уменьшение глубин по мере перехода от вулканогенно-кремнистых толщ ранней стадии к вулканогенно-терригенным и пирокластическим средней (переходной, островодужной).

Юрско-меловые серии Мезо- и Неотетиса характеризуются иным развитием, что выражается в смене относительно глубоководных, батиальных (глубины 2500—3000 м) [Bosselini, Winterer, 1975], бескарбонатных или слабоизвестковистых кремнистых отложений (формируются ниже уровня карбонатной компенсации) более мелководными пелагическими известняками. Как показали исследования Р.Гаррисона и А.Фишера [Garrison, Fisher, 1969], резкое увеличение массы известковистого планктона в мелу привело к понижению уровня карбонатной компенсации, а это обусловило увеличение площади распространения пелагических карбонатных осадков. Согласно данным А.Босселини и Э.Уинтерера [Bosselini, Winterer, 1975], К.Сю [Hsü, 1976], в мезозое (особенно в юре) уровень карбонатной компенсации и лизоклин кальцита располагались в океанических структурах Средиземноморья значительно выше (2500 м), чем в современных океанах. С этим связан "парадокс Северных Апеннин", где тип разреза чехла Мезотетиса обратный океаническому. Лишь с мела палеогеографические условия Мезотетиса стали приближаться к океаническим, что обусловило смену пелагических карбонатных отложений более глубоководными глинистыми. Следовательно, анализ разреза надофиолитовых толщ Мезотетиса показывает (с учетом отмеченного понижения уровня карбонатной компенсации в мелу) сначала некоторое обмеление, а затем углубление дна области аккумуляции.

Для океанов и палеоокеанов характерны различные тенденции развития. Если брать за уровень отсчета раздел базальт — осадок, то для океанов устанавливается углубление бассейна во времени. Для палеоокеанов такая тенденция развития в лучшем случае не наблюдается; часто же мы видим обратную последовательность. В общем виде такое несоответствие рассмотрено А.Босселини и Э.Уинтерером [Bosselini, Winterer, 1975], А.Е.Шлезингером и А.Л.Яншиным [1980, 1981]. Мезотетис в этом случае является как бы промежуточным звеном между палеоокеанами и океанами.

Длительность формирования чехла океанов может варьировать от 20—40 до 150—160 млн. лет. Естественно, что в каждой конкретной структуре она сокращается по мере приближения к осевым спрединговым зонам. Поэтому расчеты относительно времени формирования первого и второго слоев необходимо делать по их внешним частям. Такие расчеты показали, что время образования осадочного чехла в океанах было в 100—1000 раз более длительным, чем у базальтов.

Время формирования вулканогенно-осадочных серий палео- и мезоокеанов сходно с таковым у океанических чехлов. Так, для рифейско-кембрийских структур Казахстана и Алтае-Саянской области оно равно 200—250 млн. лет, варисцид Урала, Тянь-Шаня и Южной Монголии — 100—150 млн. лет, Мезотетиса — 80—100 млн. лет [Тектоника..., 1980]. Время формирования каменноугольно-триасовой вулканогенно-осадочной серии Тихоокеанского кольца равно 150 млн. лет. Для системы новообразованных главным образом варисцидных прогибов оно несколько меньше, но достигает все же нескольких десятков миллионов лет: Сакмарская зона Южного Урала — 55—60 млн. лет (O_3-D_1), Заалтайская зона варисцид Монголии — 40—45 млн. лет (S_1-D). Лишь некоторые узкие структуры поздних варисцид характеризуются развитием базальтов, охватывающих временной интервал всего в несколько миллионов лет (Калайхумбская зона Северного Памира и Южно-Гиссарская зона Тянь-Шаня).

Таким образом, отличительная черта многих формаций палеоокеанов — не только расслоение осадочной их части в базальтах на более или менее многочисленные прослои, но и гораздо более значительный временной интервал, который охватывает базальты в каждом конкретном разрезе. По сути дела, во всех хаотически построенных комплексах стратиграфический объем базальтов равен объему комплекса в целом. Даже в сравнительно небольших структурах излияние базальтов охватывает временной интервал в несколько десятков миллионов лет.

В юрско-меловых "поляризованных" сериях (вулканогенная и осадочная части четко разобщены) соотношения несколько иные. Для вулканогенно-кремнисто-терригенных толщ францисканского типа при общей продолжительности ранней стадии в 30 млн. лет ($J_3 km-K_1 h$) время формирования базальтов и осадков примерно одинаково — 15 млн. лет (базальты — $J_3 km-K_1 b$, яшмы, алевропелиты, нижняя часть граувакковой толщи — $K_1 b-h$). Сложнее обстоит дело с тетическими разрезами из-за неопределенности возраста нижней части базальтов. На Кипре надофиолитовые отложения, представленные умберами, яшмами, пелагическими известняками (формации Перепеди, Мони и Лефкара), имеют кампан-раннемиоценовый возраст (50 млн. лет). Возраст пиллоу-лав средней толщи считается сеноманским [Adamides, 1980; Delaioye et al., 1980], т.е. время формирования базальтовой части равно примерно 20 млн. лет или несколько больше. Сходные данные имеются и по офиолитам Омана [Tippit et al., 1981], где возраст осадочного чехла, сходного с океаническим, сеноман-сантонский (15—18 млн. лет). Сказанное позволяет с некоторой долей условности предположить, что в пределах Тетиса (определенно в Неотетисе) осадочный чехол в формационном отношении сходный с осадками современных океанов. Время его образования уже превосходит время образования базальтов.

Таким образом, океаны и палеоокеаны характеризуются рядом признаков.

1. Они отличаются набором выполняющих отложений. Для палеоокеанов характерны яшмы и фтаниты, алевроглинистые отложения, для океанов — пелагические карбонатные и кремнистые осадки, черносланцевые серии, красные абиссальные цеолитовые глины с конкрециями и металлоносные осадки, причем типоморфными являются последние два. Именно они обозначают палеогеографические и тектонические условия, типичные только для современных океанов. По распространению на площади пелагических кремнистых и карбонатных осадков, битуминозных глинистых отложений (черные сланцы) современные океаны более сходны с платформами, чем с палеоокеанами.

2. Для обоих типов структур характерен различный набор формаций. В палеоокеа-

нах преимущественно распространены вулканогенно-кремнистые формации, в океанах вулканогенно-осадочные отложения имеют крайне неширокое распространение.

3. Характернейшая черта океанов — наличие четкого раздела базальт — осадок в каждом конкретном разрезе. Для палеоокеанов картина более сложная. Наряду с сериями, где осадки отделены от вулканитов достаточно резко, не менее редко, а возможно даже чаще, встречаются хаотически построенные вулканогенно-осадочные толщи, т.е. во многих палеоокеанах не существует четко выраженного осадочного слоя.

4. Для океанов характерна тенденция к углублению бассейнов с момента его становления. Для многих палеоокеанов эта тенденция, по крайней мере с времени накопления значительных объемов осадков, либо не выражена, либо обратная океанической.

5. Время формирования базальтов (второй слой) в современных срединно-океанических хребтах незначительно (приблизительно 50—200 тыс. лет). В палеоокеанах базальты офиолитовой ассоциации даже в сравнительно небольших прогибах охватывают период в несколько десятков миллионов лет.

Указанные отличия характерны при сравнении палеоокеанов и современных океанов. Мезоокеаны (особенно Мезо- и Неотетис) являются как бы переходными между ними. Здесь существуют вулканогенно-кремнистые формации, некоторые из них имеют хаотическое строение, стратиграфический объем базальтов определяется в миллионы лет. Однако здесь уже появляется осадочный надбазальтовый чехол, по составу и строению сопоставляемый с нижней частью первого слоя океанов.

Различия в строении и составе океанических чехлов океанов и палеоокеанов имеют, по-видимому, разные причины. Часть их безусловно связана с эволюцией органического мира и продуктивности последнего. Появление больших чехлов пелагических известняков обусловлено развитием известкового планктона в юре—мелу. Этим же объясняется широкое распространение в кайнозойе диатомитов. Более высокое положение уровня карбонатной компенсации в домеловый период, естественно, сужало область распространения карбонатных пелагических осадков. По-видимому, важным являлся фактор климатических изменений как локальных, так и глобальных. С этим иногда связывают образование черносланцевых серий в юре, апт-альбе, сеноман-туроне и, возможно, других временных интервалах.

Исключительно большое значение имело и изменение морфометрических характеристик бассейнов, в частности их глубины. Последняя зависит от темпов погружения и осадконакопления. В условиях огромных некомпенсированных котловин океанов с зачастую крайне малыми скоростями пелагического осадконакопления первый фактор является решающим. Абиссальные отложения намечают периоды максимального прогибания дна океанов, которое началось с середины кайнозоя. Ни для мезоокеанов, ни тем более палеоокеанов такие глубины, по-видимому, не были характерны. Как отмечалось, процесс углубления океанических прогибов обусловил также исчезновение яшм, место которых заняли металлоносные осадки.

Различия в строении формаций и формационных рядах океанов и палеоокеанов связаны с реализацией тех геодинамических обстановок, которые существовали в обоих типах структур. Как известно, "новая глобальная тектоника" базируется на двух допущениях: отрицании возможности расширения Земли и признании существования жестких литосферных плит, имеющих в каждый конкретный исторический момент вполне определенные границы. Размеры и число плит могли меняться, однако их взаимодействие происходило в относительно узких фронтальных зонах столкновения. Разрастание океанических плит шло в не менее узких зонах раскрытия (спрединговых центрах). Такая схема, хорошо обоснованная для современных океанов, встречает при перенесении ее на палеообъекты известные трудности. Во многом они связаны с недостаточной определенностью понятия "жесткая плита". Какими критериями должен пользоваться геолог, работающий в складчатых зонах континентов при установлении таких плит? По нашему мнению, есть только один такой критерий: наличие закономерных построенных осадочных надиофиолитовых чехлов. В современных океанах выдержанные на гигантских площадях, слабо деформированные осадочные чехлы хорошо выражены. Они маркируют внутриплитные области относительной стабильности, являясь вещественным отражением "жесткости" океанических плит. Однажды возникнув, океанические плиты могли разрастаться в течение многих десятков миллионов лет (до 150—160 млн. лет), однако в течение столь длительного периода условия тектонической стабильности в современных океанах остаются неизменными вплоть до настоя-

щего времени. Как было показано выше, далеко не всегда такие чехлы наблюдаются в палеоокеанах.

Исключительно важным при использовании принципов плейттектоники для палео-объектов является выделение граничных структур плит. В современных океанах такие структуры хорошо обоснованы морфологически и по приуроченности к ним определенных типов отложений. Естественно, что в фанерозойских складчатых сооружениях возможность установления таких структур основана на выделении соответствующих формационных комплексов. Здесь мы не будем останавливаться на характеристике пассивных и активных окраин палеоконтинентов, так как существует множество работ, посвященных этому вопросу; отметим только большое формационное сходство этих окраин с их современными аналогами. Пожалуй, главное отличие заключается в отсутствии в палео- и мезоокраинах типичных пелагических и абиссальных отложений, весьма характерных для современных котловин западной периферии Тихого океана. По-видимому, краевые, междуговые и фронтальные бассейны активных окраин палео- и мезоокеанов были уже и, конечно, мельче современных.

Иначе обстоит дело с осевыми зонами раскрытия. Они представляют собой гигантские по протяженности, узкие (0,5–5 км) структуры ("экструзивная зона", "внутреннее дно" рифтовой долины). Расчеты и материалы бурения показывают, что формирование в их пределах базальтового слоя океанов происходило крайне быстро. Ширина вулканически активных осевых зон срединно-океанических хребтов, ее отношение к ширине плит (талассоплатформ), скорость спрединга и время образования второго слоя океанов — в каждом конкретном разрезе величины взаимообусловленные. При неизменности скорости спрединга (0,5–5 см/год) лавы, время накопления которых равнялось 50–200 тыс. лет, могли возникнуть только в чрезвычайно узкой раздвиговой структуре, разделявшей несравненно более крупные вулканически пассивные (в смысле излияния трещинных тоleitовых базальтов) жесткие плиты.

Базальты офиолитовой ассоциации многих складчатых поясов фанерозоя формировались в течение десятков миллионов лет. В этом случае остается предположить, что либо скорости спрединга в палеозое и мезозое равнялись не сантиметрам, а сотым долям миллиметра в год, либо вулканические зоны раскрытия были несопоставимо шире современных. Палинспастические реконструкции, основанные на палеомагнитных данных, показывают, что темпы движения континентальных блоков в палеозое в среднем были не меньше, чем в мезозое, а смещение, например, тихоокеанских плит шло в мелу в 1,5–2 раза быстрее, нежели в кайнозое [Larson, Piman, 1972; Jackson et al., 1980]. Учитывая сказанное, более вероятным представляется второй вариант. Действительно, вулканически активные спрединговые зоны в палеоокеанах были намного шире современных. Так, для Сакмарского прогиба ширина такой зоны на рубеже силур — девон могла варьировать от 1200 (при скорости спрединга 1 см/год) до 6000 км (при скорости 5 см/год). Ее размеры в Палеопацифике к концу триаса могли составлять от 3–3,5 до 15–17 тыс. км (второе значение соответствует максимальной ширине современного Тихого океана). В юрско-меловой этап развития Тихого океана ширина рассматриваемой зоны могла быть 200–1000 км или несколько больше. В случае деструктивных прогибов францисканского типа ширина вулканической зоны достигала при крайних значениях спрединга 300 и 1500 км, что также сопоставимо с полной шириной некоторых окраинных прогибов периферии Тихого океана. Для некоторых рифтогенных прогибов поздних варисцид (Калайхумбская и Южно-Гиссарская зоны) рассматриваемые структуры могли иметь ширину от 60–80 до 300–400 км. Следует сказать, что средние значения (150–200 км) в целом хорошо увязываются с материалами палинспастических реконструкций по центральноазиатскому пересечению Палеотетиса на рубеже ранний—средний карбон. Конечно, к полученным таким образом значениям нужно относиться осторожно, сопоставляя их по возможности с материалами палинспастических реконструкций. Если исключить заведомо неприемлемые цифры (например, таковые для Сакмарской зоны могут оцениваться только как фантастические), следует признать, что ширина вулканических зон могла равняться ширине практически всего бассейна, т.е. срединно-океанические хребты с осевой спрединговой зоной и огромные жесткие плиты были не характерны для палеоокеанов.

Тектоническая обстановка, существовавшая в пределах палеоокеанов, отличалась большой сложностью. Вряд ли процесс их расширения шел так же, как и в современных структурах. Судя по хаотическому строению многих вулканогенно-осадочных фор-

маций, скорее всего можно предположить существование многочисленных зон трещинных излияний базальтов (рассеянный спрединг). Важно отметить также, что едва ли вся площадь приращения коры здесь шла только либо на расширение дна бассейна, либо только поглощалась в периферических субдуктивных поясах. Вполне вероятно, что в какой-то мере такой прирост компенсировался за счет внутренних зон сжатия, отражением чего является большее петрохимическое разнообразие базальтоидов. По-видимому, с этим же процессом, а также с относительно стабильным опусканием блоков коры связано появление мощных, длительно формировавшихся вулканогенно-осадочных серий. В этом случае становится понятным несоответствие расчетной ширины зоны раскрытия и таковой, получаемой на основании палинспастических реконструкций.

В ряде последних публикаций А.Е. Шлезингер и А.Л. Яншин [1980, 1981] наметили следующую принципиальную стадийность развития Земли: 1) катаархей и архей — лунный и нуклеарный режимы; 2) начиная с протерозоя — формирование геосинклинальных и платформенных структур; 3) с мезозоя — появление океанических спрединговых структур, с которыми связан глобально проявившийся процесс опускания. Приведенные выше данные подтверждают существование особого этапа, во время которого происходило становление современных океанов как особого типа структур, не имевшего аналогов в прошлом. Длительный (не менее 150 млн. лет) процесс их формирования происходил параллельно развитию геосинклинальных поясов активных континентальных окраин и, возможно, по сути своей был обратным ему.

В заключение отметим следующие основные выводы.

1. Среди весьма многообразных структур с океанической корой океаны представляют собой особый тип, который характеризуется наличием крайне узких, вулканически активных, осевых зон раскрытия (спрединговых зон) и гигантских, относительно жестких литосферных плит.

2. Океаны отличаются от структур ранних этапов развития палеозойских и раннемезозойских подвижных поясов (палеоокеанов) набором выполняющих отложений, строением конкретных формаций и формационных рядов. Общим здесь является тип коры и в известной степени характер магматизма.

3. По нашему мнению, суть развития фанерозойских структур с корой океанического типа заключается в "кратонизации", выражающейся в становлении и постоянном расширении "жестких" океанических литосферных плит и соответственно в сужении спрединговых зон во времени. По-видимому, такие плиты имели весьма ограниченное распространение (если вообще существовали) в палеозое и раннем мезозое. Мезо- и Неотетис в этом плане могут рассматриваться как структуры переходного типа.

4. Наряду с "кратонизацией" в океанах широко проявился процесс опускания. Последний характерен не только для океанов в собственном смысле слова, но и для других прогибов с океанической корой. Генетические связи обоих процессов сейчас не ясны.

5. Палеоокеаны характеризовались более сложной геодинамической обстановкой, чем океаны. Нам представляется малообоснованным упрощенный перенос плейттекtonических моделей, основанных на изучении современных океанов, на палеообъекты.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 331 с.
- Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Матвеевская Н.Д. и др. Глубоководные бассейны Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Древние платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1981, с. 28—41.
- Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. 205 с.
- Геология океана. Т.2. Геологическая история океана. М.: Наука, 1981. 416 с.
- Евсюков Ю.Д. Основные черты геоморфологии Африкано-Сицилийского порога. — Геоморфология, 1980, № 4, с. 84—91.
- Есин Н.В., Савин М.Т., Милеев А.П. Абразионный процесс на морском берегу. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 200 с.
- Казанцев Р.А., Шаймуров Р.В. Конус выноса мутьевых потоков Дунайского подводного каньона. — Геоморфология, 1978, № 3, с. 79—82.
- Кирюхин Л.Г., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Прикаспийский палеозойский глубоководный бассейн. Ст. 1. Стравление. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 6, с. 40—53.
- Кирюхин Л.Г., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Прикаспийский палеозойский глубоководный бассейн. Ст. 2. Развитие и нефтегазоносность. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 2, с. 29—39.

- Книппер А.Л. Офиолиты и проблема ортогеосинклиналий. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 171—182.
- Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя: (Индийский океан). — Вопр. микропалеонтологии, 1977, вып. 19, с. 124—127.
- Крашенинников В.А. Значение океанских отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя: (Тихий и Атлантический океаны). — Вопр. микропалеонтологии, 1978, вып. 21, с. 42—161.
- Лебедев Л.И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978. 110 с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 440 с.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д; Изд-во Рост. ун-та, 1981, с. 3—59.
- Машкович К.А. Методика палеотектонических исследований в практике поисков нефти и газа. М.: Недра, 1976. 221 с.
- Москаленко В.Н., Шимкус К.М. О роли крупных оползневых образований — олисторим и олисторим в позднекайнозойском осадконакоплении Черного моря. — Океанология, 1976, т. 16. Вып. 4, с. 655—661.
- Москаленко В.Н., Шимкус К.М., Шлезингер А.Е., Яншин А.П. Плиоцен-четвертичные структуры юго-востока Средиземного моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 3, с. 8—17.
- Николаева Е.Я., Пустильников М.Р., Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла северо-западной части Черноморского глубоководного бассейна. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 3, с. 3—16.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, 1972, № 2, с. 7—25.
- Пуцаровский Ю.М. Тектонические движения в океанах. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. 2-е изд. М.: Гостехиздат, 1962. 628 с.
- Столяров А.С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 5, с. 55—78.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Наука, 1963. 535 с.
- Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.
- Тимофеев П.П., Ренгартен Н.В., Еремеев В.В. К истории мезозойско-кайнозойского осадконакопления и геологического развития северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 7—14.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
- Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 1, с. 9—136.
- Хворова И.В. Эвгеосинклинальное кремненакопление и его отличие от океанического. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 92—96.
- Хераскова Т.Н. Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 5—37.
- Шлезингер А.Е., Яншин А.П. Основные (рифейские и фанерозойские) структуры земной коры. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 453—456.
- Шлезингер А.Е., Яншин А.П. Соотношение основных (рифейско-фанерозойских) тектонических структур земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 1, с. 5—20.
- Шимкус К.М., Димитров П.С., Чабашвили С.В. и др. Состав донных осадков и некоторые черты осадконакопления. — В кн.: Геология и гидрология западной части Черного моря. София: Изд-во Болгарской АН, 1979, с. 99—181.
- Щербakov Ф.А., Морзунов Ю.Г., Куприн П.Н. Изучение новейшей тектоники северо-западной части шельфа Черного моря. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 22—25.
- Яншин А.П. Глубоководные отложения прошлого. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 4—7.
- Яншин А.П., Гарейский Р.Г. Тектонический анализ мощностей. — В кн.: Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 1, с. 115—333.
- Яншин А.П., 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.П., Есина Л.А., Маловицкий Я.П., Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 72—85.
- Яншин А.П., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н. и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания их образования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5, с. 42—69.
- Abbate E., Sagri M. The eugeosynclinal sequences. — Sediment. Geol., 1970, vol. 4, N 3/4, p. 207—250.
- Adamides N.G. The form and environment of formation of the Kalavassos ore deposits — Cyprus. — In: Ophiolites. Cyprus, 1980, p. 117—127.
- Alabaster T., Pearce J.A., Mallick D.I.J., Elboushi I.M. The volcanic stratigraphy and location of massive sulphide deposits in the Oman ophiolite. — In: Ophiolites. Cyprus, 1980, p. 751—757.
- Aloisi I.-Cl., Monaco A., Thommeret I., Thommeret G. Evolution paléogéographique du plateau continental Lanquedocien dans le carde du golfe du Lion. Analyse comparée des données seismiques sédimentologiques et récent. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn. (2), 1975, vol. 17, fasc. 1, p. 13—22.

- Ballard R.D., Van Andel T.H.* Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36° 50' N on the Mid-Atlantic ridge. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 4, p. 507–530.
- Bernoulli D.* North Atlantic and Mediterranean mesozoic facies: A comparison. — In: *Initial Reports of the DSDP*, Wash., 1972, vol. 11, p. 801–822.
- Bernoulli D., Jenkyns H.C.* Alpine, Mediterranean and Central Atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. — *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1974, N 19, p. 129–160.
- Bossilini A., Winterer E.L.* Pelagic and radiolarite of the tethyan mesozoic: A genetic model. — *Geology*, 1975, vol. 3, N 5, p. 279–282.
- Brückl E., Scheidegger A.E.* Application of the theory of plasticity to slow mud flows. — *Geo. technique*, 1973, t. 23, N 1, p. 101–107.
- Burbon M.* Mesozoic evolution of NW Atlantic and north tethyan margins: A comparison. — In: *Initial Reports of the DSDP*, Wash., 1978, vol. 44, p. 949–979.
- Corliss J.B., Dymond J., Gordon L.I.* et al. Submarine thermal springs on the Galapagos rift. — *Science*, 1979, vol. 203, N 4385, p. 1073–1083.
- Delaloye M., de Souza H., Wagner J.J., Hadley I.* Isotopic ages on ophiolites from the eastern Mediterranean. — In: *Ophiolites*, Cyprus, 1980, p. 292–295.
- Finetti J., Morelli C., Zarudsky E.* Continuous seismic profiling in the Tyrrhenian Sea. — *Boll. geofis. teor. ed appl.*, 1970, vol. 12, N 48, p. 311–346.
- Garrison R.E., Fischer A.G.* Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. — *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1969, N 14, p. 20–56.
- Gass I.G.* The Troodos massif: Its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes. — In: *Ophiolites*, Cyprus, 1980, p. 23–35.
- Graciansky P.Ch., Burbon M., Lemoine M., Sigal J.* The sedimentary record of dim-cretaceous events in the western Tethys and central Atlantic oceans and their continental margins. — *Eclog. geol. helv.*, 1981, vol. 74, N 2, p. 353–367.
- Horne G.S.* Complex volcanic-sedimentary patterns in the Magog belt of northeastern Newfoundland. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, N 6, p. 1767–1788.
- Hsü K.J.* Paleooceanography of the mesozoic Alpine Tethys. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1976, vol. 170, p. 44.
- Initial Reports of the DSDP*, Wash., 1982, Vol. 62, 1031 p.
- Jackson E.D., Koizumi I., Dalrymple C.B.* et al. Introduction and summary of results from DSDP, leg 55, the Hawaiian-Emperor hotspot experiment. — In: *Initial Reports of the DSDP*, Wash., 1980, vol. 55, p. 5–31.
- Jansa L., Gardner J.W., Dean W.E.* Mesozoic sequences of Central North Atlantic. — In: *Initial Reports of the DSDP*, Wash., 1978, vol. 41, p. 991–1031.
- Juteau T., Eissen J.P., Francheteau J.* et al. Homogeneous basalts from the East Pacific rise at 21° N: Steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers. — *Oceanol. acta*, 1980, vol. 3, N 4, p. 487–504.
- Klein G.V.* Sedimentary tectonics in Southwest Pacific marginal basins based on leg 30 DSDP cores from the South Fiji, Hebrides, and Coral Sea basins. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 86, N 7, p. 1012–1018.
- Lancelot Y., Hathaway J.C., Hollister C.D.* Lithology of sediments from the western North Atlantic. — In: *Initial Reports of the DSDP*, Wash., 1972, vol. 11, p. 901–950.
- Larson R.L., Pitman W.C.* Worldwide correlation of mesozoic magnetic anomalies and its implications. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, N 12, p. 3645–3662.
- Pearce J.A.* Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. — In: *Ophiolites*, Cyprus, 1980, p. 261–272.
- Roberts R.J.* Stratigraphy and structure of the Antler Peak Quadrangle, Humboldt and Lander counties, Nevada. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1964, N 459-A, p. 93.
- Robertson A.H.F.* Cyprus umbers: Basalt-sediment relationships on a mesozoic ocean ridge. — *J. Geol. Soc.*, 1975, vol. 131, pt 5, p. 511–531.
- Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration.* — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1977, N 26, p. 514.
- Sheridan R.E., Enos P., Gradstein F., Benson W.E.* Mesozoic and cenozoic sedimentary environments of the western North Atlantic. — In: *Initial Reports of the DSDP*, Wash., 1978, vol. 44, p. 971–979.
- Speiss F.H., Macdonald K.C., Atwater T.* et al. East Pacific rise: Hot springs and geophysical experiments. — *Science*, 1980, vol. 207, N 4438, p. 1421–1433.
- Tippit P.R., Pessagno E.A., Smewing J.D.* The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite. — *J. Geophys. Res.*, 1981, vol. 86, N B4, p. 2756–2762.
- Van Andel T.H., Ballard R.D.* The Galapagos rift at 86° W. 2. Volcanism, structure and evolution of the rift valley. — *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84, N B10, p. 5390–5406.
- Ziegler A.M., McKerrow W.S.* Silurian marine red dabs. — *Amer. J. Sci.*, 1975, vol. 275, N 1, p. 31–56.

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ПОВЕРХНОСТИ АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРИБСКОГО МОРЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ

В морфологии дна исследуемой части Карибского моря выделяются глубоководная Юкатанская котловина с глубинами моря 4 км и более, подводный хребет Кайман и сопряженный с ним с юга одноименный желоб, где глубины превышают 7 км. С севера анализируемый район ограничен южным склоном о-ва Куба, а на востоке — западной окраиной о-ва Ямайка.

В пределах рассматриваемого региона ранее были проведены в небольших объемах геофизические работы [Шапошникова, 1970; Эччевария и др., 1974; Ewing et al., 1960; Houtz et al., 1968; Fahlgquist, Davies, 1971; Malin, Dillon, 1973; Ludwig et al., 1975] и драгирование [Валяшко и др., 1975; Fahlgquist, Davies, 1971; Pyle, Meyerhoff, 1973; Uchupi, 1973], но восточная часть Юкатанской котловины до последнего времени оставалась наименее изученной сейсмическими методами.

В основу настоящей работы положены результаты региональных геофизических исследований, выполненных ПО "Южморгеология" в рейсах нис "Николай Коломейцев" (Н.Р. Мамаева и др., 1979 г.) и "Валериан Альбанов" (Ш.А. Басенция и др., 1977 г.). Проведенные исследования включали многоканальные сейсмические наблюдения в модификации общей глубинной точки (МОГТ) и одноканальные — способом центрального луча — общим объемом свыше 6 тыс. пог. км (рис. 8).

Анализ полученных результатов с использованием опубликованных материалов по работам прошлых лет в смежных районах акватории и суши позволил расшифровать структуру осадочного чехла и акустического фундамента, охарактеризовать историю геологического развития северо-западной части Карибского моря. Тектонические аспекты запада Карибского моря и прилегающих островов рассматривали многие исследователи [Адамович, Чехович, 1964; Чехович, 1965; Пушаровский и др., 1967; Хаин, 1971; Авдеев, Ушаков, 1974; Эччевария и др., 1974; Левченко и др., 1977; Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Шеин и др., 1978; Энциклопедия..., 1980; Клецов, 1981; Bowin, 1968; Holcombe et al., 1973; Uchupi, 1973; Moore, Fahlgquist, 1976].

В смежных районах Южной Кубы и Ямайки, по данным П. Мэтсона [Мезозойско-кайнозойские..., 1977], В.Е. Хаина [1971] и В.С. Шеина и др. [1978], в состав акустического фундамента входят доюрские амфиболиты, юрско-неокомские метаморфизованные в зеленосланцевые, отчасти амфиболитовые фации, терригенные и карбонатные породы, андезиты сеномана-турона и верхнего сенона — нижнего эоцена, с которыми связаны кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, вулканогенно-обломочные породы коньяка-сантона, составляющие складчатый эвгеосинклинальный комплекс.

В глубоководной части Карибского моря акустический фундамент сложен метаморфическими и магматическими породами предположительно мел-раннеэоценового возраста, которые были драгированы со склонов Кайманского хребта и одноименного желоба, у западной окраины о-ва Куба и восточной окраины п-ова Юкатан [Fahlgquist, Davies, 1971; Egger, Fahlgquist, 1973; Pyle et al., 1973; Uchupi, 1973; Perfit, Heezen, 1978]. На северном склоне желоба Кайман, в его западной части (впадина Бартлетт), были обнаружены лавы среднего состава и пирокласты, в восточной части (впадина Ориенто) — базальты, сопоставимые с палеогеновыми вулканическими породами

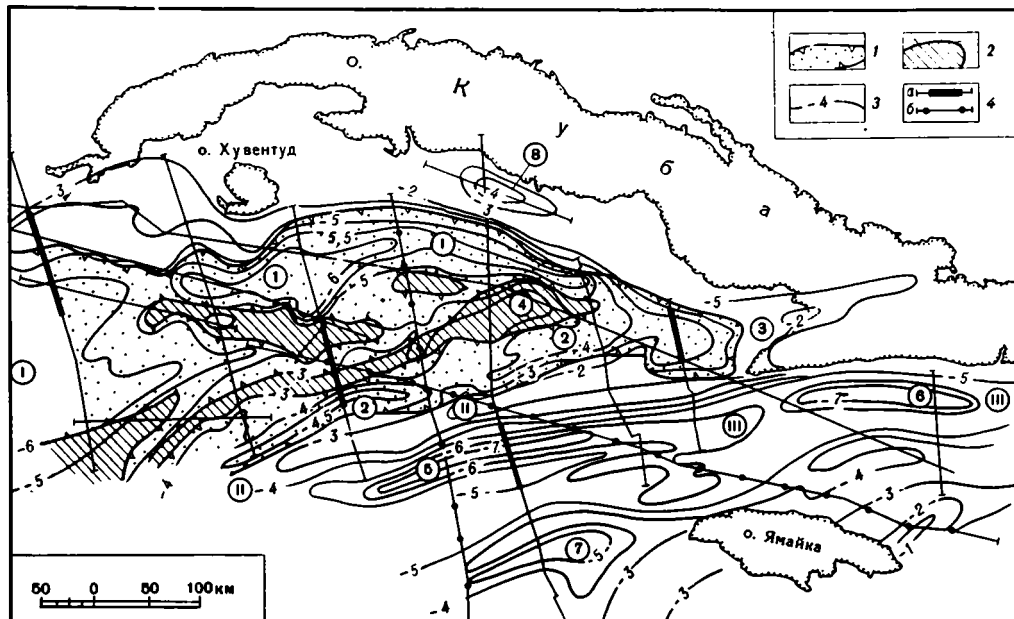


Рис. 8. Структура поверхности акустического фундамента запада Карибского моря

1 — Юкатанский глубоководный бассейн; 2 — выступы фундамента в его пределах; 3 — изогипсы поверхности акустического фундамента (в км); 4 — сейсмические профили: а — нис "Николай Коломейцев", б — нис "Валериян Альбанов". Утолщением выделены фрагменты, демонстрируемые на рис. 9, 11—13. Цифры на схеме: 1 — Юкатанский глубоководный бассейн; 1 — Прикубинский прогиб, 2 — Северо-Кайманский прогиб, 3 — прогиб Гуаконоябо, 4 — выступ банки Пикль; II — поднятие Кайман; III — желоб Кайман; 5 — ванна Бартлетт, 6 — ванна Ориенто, 7 — Западно-Ямайский прогиб, 8 — муфта Наварро

Сьерра-Маэстро Кубы [Валяшко и др., 1975]. При подводном погружении в меридиональной рифтовой зоне Кайманского желоба были обнаружены современные базальты, а со склона желоба подняты серпентинизированные перидотиты верхней мантии и габбро третьего (базальтового) слоя консолидированной части земной коры [Ballard, 1978; Salvador, Green, 1980].

Осадочный чехол на южном побережье Кубы и на Ямайке составляют терригенные и карбонатные отложения. Они перекрывают складчатые доверхнеэоценовые породы [Итурралье де Винет Мануэль, 1981]. Их мощность в прибрежной полосе шельфа Кубы достигает 3 км. На Кайманских островах, представляющих собой отдельные вершины подводного хребта, обнажаются известняки олигоцена и нижнего-среднего миоцена.

На временных сейсмических разрезах МОВ повсеместно прослеживается поверхность акустического фундамента, часто имеющая в волновом поле неровный, шероховатый характер. Скорость продольных сейсмических волн в нем достигает 4,5–5 км/с. К поверхности фундамента приурочен опорный отражающий горизонт II, ниже которого информация о характере залегания слоев практически отсутствует.

В Юкатанской котловине осадочный чехол по акустическим свойствам разделяется на два комплекса: нижний — акустически прозрачный, с интервальными скоростями 3,3–3,6 км/с, и верхний, характеризующийся выдержанной, преимущественно горизонтальной слоистостью (рис. 9) и интервальными скоростями 2,3–2,5 км/с. Оба комплекса примерно равны по мощности, и на ряде участков к границе их раздела приурочен горизонт I. К склонам Юкатанской котловины слоистость осадочного чехла ухудшается, соответственно и деление его на комплексы затруднено. В восточной части Юкатанской котловины на отдельных участках в низах осадочного чехла с нормальной слоистостью отмечается высокоскоростной полупрозрачный слой с пластовыми скоростями 4,3–4,5 км/с. Он заполняет в основном погруженные участки акустического фундамента, сложен, по-видимому, переслаивающимися вулканитами и осадочными отложениями и имеет мощность до 500–600 м.

Надежно стратифицировать отражающий горизонт II затруднительно. Как отмечалось выше, возраст акустического фундамента в ряде районов западной части Карибского моря и смежного о-ва Куба не моложе среднего эоцена. Условно этим возрастным пределом ограничивается и подошва осадочного чехла.

По поверхности акустического фундамента Юкатанская глубоководная котловина представляет собой крупный глубоководный бассейн субширотного простирания, который постепенно сужается и редуцируется к востоку (см. рис. 8). Его восточная центрикулярность представлена прогибом Гуаконайобо, продолжающимся на сушу, в пределы о-ва Куба (Восточно-Кубинский прогиб). Северным ограничением депрессии служит высокоамплитудная моноклиналиль островного склона Кубы. От орогенных эпизеогосинклинальных прогибов (Западно- и Централью-Кубинского) южного побережья и шельфа Кубы она отделена внешней зоной поднятий [Шейн и др., 1978]. На юге Юкатанский бассейн ограничивается подводным хребтом Кайман.

В наиболее опущенной части Юкатанского бассейна, выделяемого под названием Прикубинского прогиба, поверхность акустического фундамента погружается до 6 км. Прогиб имеет грабенообразную форму и протягивается вдоль подножия островного склона Кубы на 80 км при ширине 45 км (в контуре изогипсы $-5,5$ км). Днище прогиба плоское, осложнено отдельными выступами (профиль 01) и понижениями (профиль 03), борта относительно крутые (см. рис. 9). Размеры осложняющих структурных элементов порядка 1 км по амплитуде и несколько километров в поперечнике. Прикубинский прогиб выполнен почти горизонтально лежащими слоями осадочного чехла общей мощностью до 2,5–3 км (рис. 10). Дно моря ровное, совпадает с залеганием верхних слоев осадочного чехла. Лишь по профилю 04 слои осадочного чехла и дно моря погружаются с севера на юг примерно на 500 м. К выступам фундамента нижние горизонты осадочного чехла прислоняются, а верхние перекрывают их, иногда незначительно изгибаясь.

На северном борту Прикубинского прогиба слои осадочного чехла прислоняются к поверхности акустического фундамента, испытывая конседиментационное утонение вплоть до полного выклинивания (см. рис. 9). Местами по восстанию фундамента осадочный чехол появляется вновь, однако его мощность не превышает 1 км и слоистая выраженность ухудшается.

Поверхность акустического фундамента в пределах северного склона Юкатанской впадины у бровки шельфа залегает на глубинах 1–2 км и погружается к югу до 6 км, образуя моноклиналиль с градиентом 40–150 м/км (рис. 11). Прислонение слоев осадочного чехла происходит и у основания южного борта Прикубинского прогиба, но по профилю 01 такой характер сочленения отмечается только по нижним горизонтам, самые верхние слои к югу воздымаются.

Вблизи побережья Кубы двумя профилями (04 и 13) пересечена мульда Наварро (Анна Мария), в которой дно моря погружается до 2 км. В плане она имеет округло-вытянутые очертания субширотного простирания при размерах 150 X 30 км. Поверхность дна моря здесь изрезана каньонами субмеридионального направления, глубины врезов до 0,5 км, многие из них расположены на продолжении зон разломов из области шельфа. Поверхность акустического фундамента в мульде Наварро погружается до 4 км, а максимальная мощность выполняющих ее отложений осадочного чехла отмечается в центральной части и достигает 2,7–2,8 км. К бортам слои прислоняются, воздымаясь с градиентом около 100 м/км.

В южной части Юкатанского бассейна прослеживается линейно-вытянутая система выступов акустического фундамента, в рельефе дна которым соответствует ряд мелководных банок. По названию наиболее крупной банки Пикль эта зона выделяется под одноименным названием. Она отделяет Прикубинский прогиб от расположенного южнее Северо-Кайманского прогиба. По профилю 02 поднятие представлено тремя выступами. На первом из них осадочный чехол отсутствует или мощность его не превышает первые сотни метров. Выступы имеют асимметричное строение типа куэст. Северные склоны их пологие (до 10°) и протяженные, южные же, напротив, узкие и крутые (до $30-40^\circ$). В поперечнике выступы достигают 20–25 км. В сопряженных с ними прогибах акустический фундамент погружен до 4–4,5 км, а мощность осадочного комплекса увеличивается до 1 км. Прогибы приурочены к пологим ровным ступеням дна моря, размеры их в поперечнике достигают 35–40 км. Центральная ступень на несколько сот метров приподнята относительно северной и южной.

Зона прислонения слоев осадочного чехла

Слоистый комплекс

2 0 2 км

Прозрачный комплекс

ЮНОВ

5

6

7

8

9

с

Рис. 9. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 01, показывающий изгибы поверхности акустического фундамента и практически горизонтально залегающие слои нижнего (прозрачного) и верхнего (слоистого) комплексов осадочного чехла в Прикубинском прогибе. В правой части фрагмента пересечен краевой выступ фундамента, к поверхности которого на южном склоне прислоняются слои осадочного чехла

Слои осадочного чехла и дно моря в пределах прогибов залегают практически горизонтально, только в северном отмечается небольшой (минуты) наклон к северу. К склонам выступов фундамента слои прислоняются без видимого воздымания. При приближении же к северному выступу слои на небольшом расстоянии приобретают, наоборот, несколько более крутое погружение к югу.

По профилю 03 (рис. 12) отмечаются лишь два выступа акустического фундамента. Северный из них с более крутым северным склоном (до $20-30^\circ$) перекрывается относительно маломощными осадками, облекающими его. На южном выступе, которому в рельефе дна соответствует мелководная банка Пикль, крутизна склонов составляет $30-35^\circ$. Далее к востоку, по профилю 04, ширина поднятия банки Пикль увеличивается до 60 км, южный склон осложнен локальными поднятиями небольших размеров.

По профилю 23 поднятие выражено одним выступом высотой порядка первых сотен метров и протяженностью в несколько километров. Верхние горизонты перекрывающей его осадочной толщи испытывают небольшой флексурный изгиб.

Северо-Кайманский прогиб имеет субширотную ориентировку. Осевая зона его на востоке переходит в прогиб Гуаконоябо и разлом Кауто шельфа и прибрежной полосы Кубы. Акустический фундамент погружен в нем до глубины $-4,5$ км. Максимальная мощность осадочного чехла приурочена к центральной части прогиба и превышает 1 км.

Кайманское поднятие, разделяющее Юкатанскую и Кайманскую впадины, имеет общее с ними простирание. Исследованная восточная часть поднятия протягивается в субширотном направлении примерно на 600 км при ширине 70 км к юго-восточному окончанию о-ва Куба, где переходит в складчатое сооружение горст-антиклинария Сьерра-Маэстра. Поверхность акустического фундамента в пределах поднятия располагается на отметках от $-1,5$ до -3 км и круто (до $100-150$ м/км) наклонена в сторону Юкатанского бассейна и Кайманского желоба. Почти повсеместно распространен тонкий слой (до первых сот метров) осадочного чехла, залегающего практически согласно с поверхностью акустического фундамента и дном моря. Лишь в отдельных понижениях фундамента ("карманах"), где фиксируется повышенная мощность осадков, наблюдаются элементы прислонения. На склонах поднятия осадочный чехол местами отсутствует.

По профилю 03 сводовая часть Кайманского поднятия представлена двумя грядами, разделенными узкой конусовидной седловиной. Вершины поднимаются до отметок -2 км. Углы наклона склонов на более крутой южной вершине достигают $30-40^\circ$. К югу, в сторону Кайманского желоба, поднятие погружается ступенчато. Склон осложнен двумя выступами, причем южный в виде плоской ступени возвышается над северным до 1 км. В пределах последней отмечается повышенная мощность осадков (до $0,3-0,4$ км), слои которых испытывают частичное прислонение к выступам. Восточнее, по профилю 04, Кайманское поднятие сужается и несколько понижается. Свод перекрыт слоем осадков мощностью до $0,4-0,5$ км, залегающих согласно с поверхностью акустического фундамента. На северном склоне поднятия от средней его части к подножию слои осадочного чехла выклиниваются.

Южный склон поднятия осложнен двумя сбросами, по которым происходит ступенчатое опускание примерно на 2 км. На плоских ступенях мощность осадочного чехла возрастает до 1 км, отмечается четко выраженная слоистость. По профилю 23 Кайманское поднятие резко расширяется и представляет собой крупную, почти симметричную сводообразную структуру с углами наклона склонов по поверхности акустического фундамента, по слоям осадочного чехла и дну моря до $20-25^\circ$. Осадочный чехол на его вершине достигает мощности $0,5-0,6$ км, утоняясь к средней части склонов до $0,2-0,25$ км. По профилю 05 мощность осадочного чехла уменьшается до $0,1-0,2$ км. По этому сечению Кайманское поднятие имеет протяженный высокий (до 5 км) южный склон, осложненный вблизи основания выступом пирамидальной формы. Северный борт, переходящий в Северо-Кайманский прогиб, низкий и непротяженный.

С юга поднятие подводного хребта Кайман сопряжено с одноименным желобом, который протягивается параллельно поднятию. На востоке его северным ограничением является горное складчатое сооружение Сьерра-Маэстра Кубы. Восточная исследованная часть желоба протягивается на расстояние 810–820 км при поперечнике до 150–200 км, причем его осевая долина, опущенная ниже 7 км, не превышает по ширине 20–30 км. Желоб разделяется седловиной (глубины 5,3–5,8 км) на две впадины: Бартлетт (западная) и Ориенто (восточная), где мощность осадочного чехла соответственно составляет 1 и 2 км. Желоб имеет асимметричное строение. Северный склон

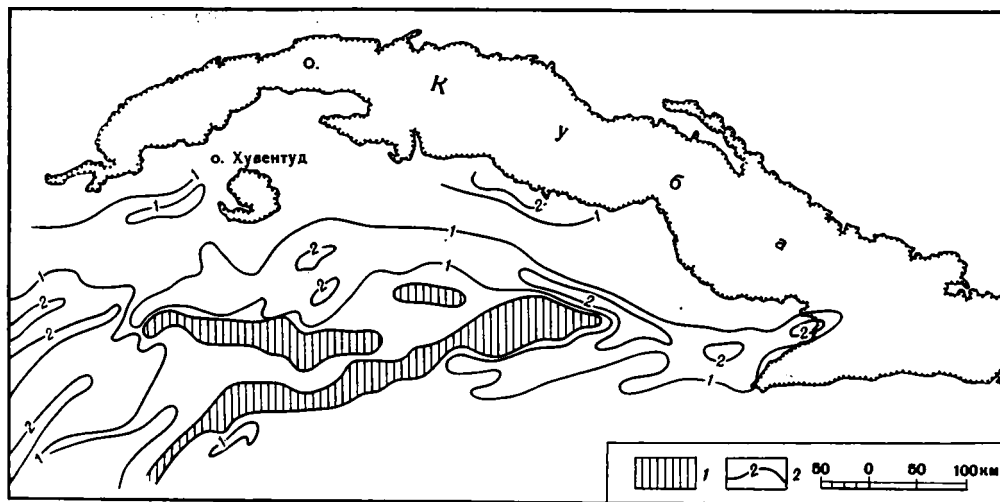


Рис. 10. Карта мощностей осадочного чехла северо-западной части Карибского моря
1 — выступы акустического фундамента с мощностями осадочного чехла менее 500 м; 2 — изопакхиты осадочного чехла (в км)

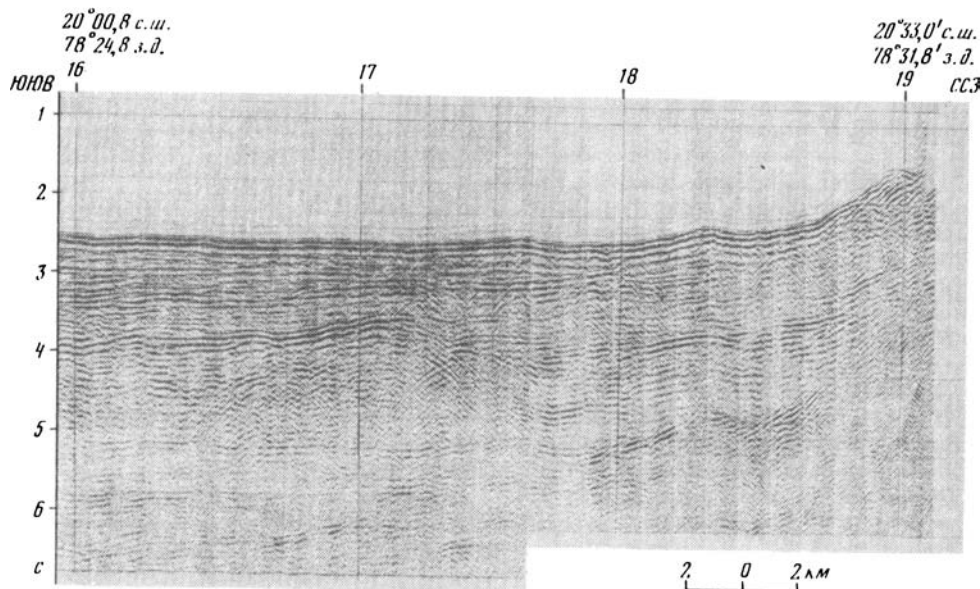


Рис. 11. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 05, показывающий воздымание слоев осадочного чехла на севере Прикубинского прогиба

его узкий и крутой, со средним наклоном поверхности акустического фундамента до 100–150 км, южный — более широкий, состоит из нескольких выступов и прогибов.

Впадина Бартлетт пересечена тремя профилями. По профилю 04 (рис. 13) осевая зона имеет по поверхности фундамента V-образную форму и достигает в поперечнике 20–30 км. Выполняющие ее осадки общей мощности до 1 км залегают практически горизонтально, к склонам желоба слои прислоняются без заметного утонения. К югу поверхность акустического фундамента испытывает региональное воздымание, на фоне которого вырисовываются два выступа, разделенные широкими (до 50–60 км) прогибами, южный из них выделяется под названием Западно-Ямайского. Северный выступ, амплитудой до 300 м, имеет форму куэсты с относительно пологим северным

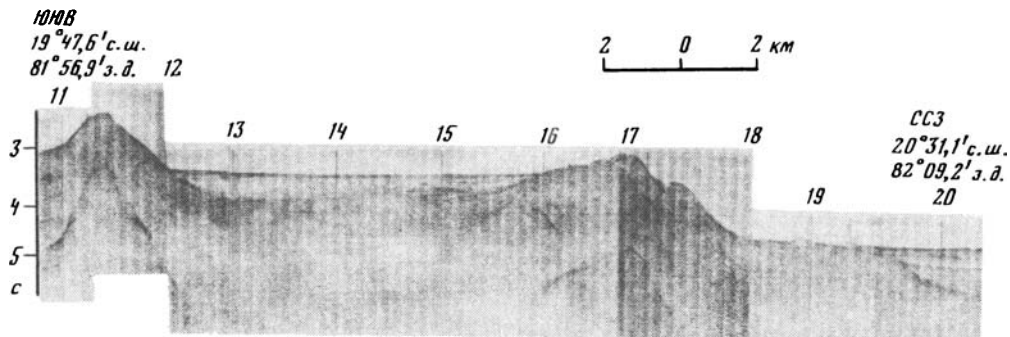


Рис. 12. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 03, показывающий подъем прогибов и выступов юга Юкатанского глубоководного бассейна в сторону Кайманского поднятия

склоном, где поверхность акустического фундамента, слои осадочного чехла и дно моря имеют согласные наклоны (до $10-15^\circ$). Он продолжается далее к востоку и отмечается по профилю 23. Южный выступ более крутой (до $30-40^\circ$), вероятно, осложнен нарушением типа сброса, по которому южный блок опущен на 2,5–3 км. Осадочный чехол развит как в прогибах, так и на выступах, но в прогибах мощность его несколько увеличивается (до первых сотен метров). К югу от Западно-Ямайского прогиба поверхность акустического фундамента, слои осадочного чехла и дно моря полого воздымаются на 2–3 км, составляя северную периферию обширного Никарагуанского поднятия. В его пределах мощность осадочного чехла возрастает до 2 км.

В области регионального воздымания разрез осадочного чехла осложнен двумя каньонами, глубина врезов которых достигают 500–600 м. По профилю 23 осевая долина Кайманского желоба резко сужается до 8–10 км, борта его понижаются. На южном склоне по этому сечению отмечается совпадение наклона слоев верхней части осадочного комплекса и дна моря. К центриклинальному замыканию на востоке (профиль 05) долина несколько расширяется, дно ее выравнивается. Долина состоит из двух понижений, разделенных плоским выступом акустического фундамента. Над выступом мощность осадочного чехла 250 м и увеличивается за его пределами до 1 км. Слои испытывают пологий наклон с юга на север, прислоняясь на склонах осевой зоны к поверхности акустического фундамента. Лишь у северного ограничения они приобретают на коротком расстоянии противоположный наклон. К югу от осевой зоны, отделяясь незначительным флексурным изгибом по верхним слоям осадочного чехла и дна моря, наблюдается пологое ровное воздымание слоев осадочного чехла (до 1 км) при одновременном увеличении их мощности до 1 км (южный конец профиля).

Профиль 07 пересекает желоб Кайман на участке перемычки, разделяющей впадины Бартлетт и Ориенто. Южный склон здесь широкий. К о-ву Ямайка он поднимается каскадом плоских ступеней. Осевая зона выполнена горизонтально лежащими слоями осадочного чехла, мощность которого не превышает 700 м, к склонам желоба слои прислоняются с небольшим воздыманием.

Профиль 06 пересекает восточную часть впадины Ориенто. Здесь также сохраняется общая для желоба Кайман асимметричность. В осевой зоне слои осадочного чехла залегают горизонтально. К северу они и поверхность дна испытывают антиклинальный изгиб. К югу, в сторону о-ва Ямайка, нижние горизонты осадочного чехла приобретают региональное воздымание, параллельное дну моря, осложняясь местами флексурными изгибами. Верхние горизонты здесь отсутствуют. На крайнем юге этой моноклинали пересечен перекошенный к северу выступ поверхности акустического фундамента, к которому прислоняются нижние горизонты осадочного чехла.

Приведенный материал показывает, что южный склон Кайманского желоба представляет собой систему выступов фундамента, разделенных прогибами, где мощность осадочного чехла увеличивается до 1 км и более. Они в виде каскада поднимаются к югу, где поверхность акустического фундамента залегает на глубине 2–2,5 км, намечая северо-восточную периферическую часть обширного Никарагуанского поднятия.

Магнитное поле Юкатанского глубоководного бассейна отличается невысокой интенсивностью локальных аномалий и отсутствием единых, четко выраженных прости-

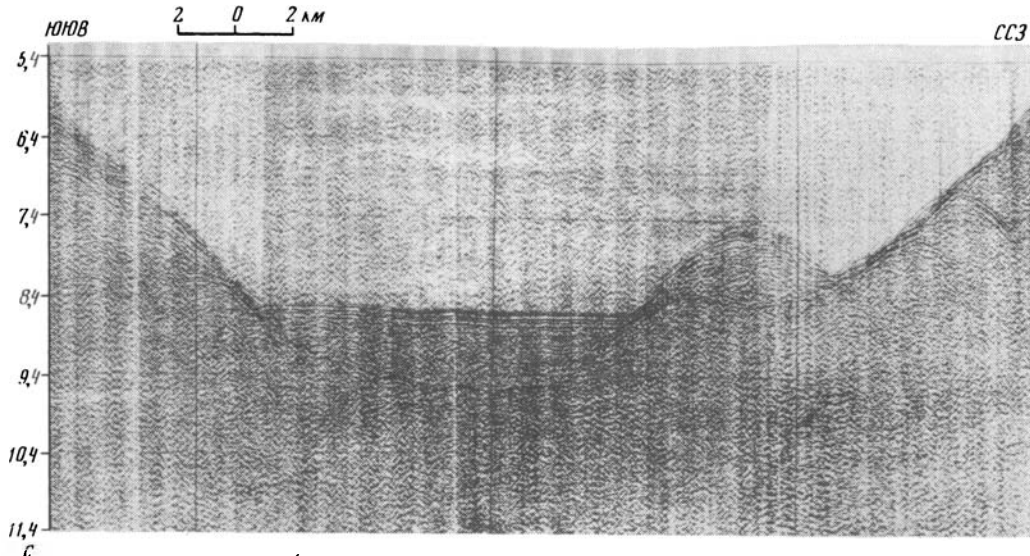


Рис. 13. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 04, отображающий V-образную долину осевой зоны жолоба Кайман, частично заполненную горизонтально лежащими слоями осадочного чехла

раний. Лишь периферийные аномалии имеют хорошо выраженную линейность и ориентированы параллельно генеральным простирациям обрамляющих структур. Так, к основанию Юкатанской моноклинали приурочена линейная зона аномалии интенсивностью до 1,5 мЭ. С южным склоном поднятия хребта Кайман сопряжена система интенсивных максимумов магнитного поля, а осложняющим его крупным выступам соответствуют отрицательные аномалии. Севернее краевых поднятий Южно-Кубинского шельфа протягивается область крупных положительных аномалий интенсивностью 4–6 мЭ. Сложным мозаичным полем характеризуется о-в Куба.

В поле аномалий силы тяжести в свободном воздухе наибольшей дифференцированностью отличается поднятие Кайман и одноименный желоб, где перепад значений Δg достигает 300 мгл. При этом максимальные отрицательные значения приурочены к резким углублениям морского дна. Для Юкатанского бассейна характерно отрицательное поле мозаичного типа. Максимальные значения силы тяжести в редукции Буге приурочены к Юкатанскому бассейну и желобу Кайман, где наиболее погруженным участкам морского дна соответствуют высокие положительные аномалии. В направлении обрамляющих их поднятий отмечается резкое понижение уровня гравитационного поля [Шапошникова, 1970].

Параметры теплового потока близки к средним, типичным для Мирового океана. Значения их в общем одинаковы по всей площади Юкатанского глубоководного бассейна. В Кайманском желобе тепловой поток несколько выше и составляет 2,11–2,27 ЕТП [Bowin, 1976], что почти вдвое выше, чем в желобе Пуэрто-Рико.

По данным ГСЗ, МПВ [Edgar et al., 1971] и расчетам типовых моделей разреза земной коры по графикам Δg , поверхность Мохоровичича в пределах Юкатанского бассейна залегает на глубинах до 13 км, а мощность консолидированной коры примерно достигает 7 км (рис. 14). Из них нижние 5 км характеризуются скоростями 6,5–7,2 км/с при плотности 2,9 г/см³ ("базальтовый" слой), а верхние 2 км — скоростями 4,2–4,5 км/с при плотности 2,5 г/см³ ("надбазальтовый" слой консолидированной коры). В сторону Кубы происходит резкое погружение поверхности Мохоровичича до 33 км в ее центральных районах. По данным Б.Е. Щербаковой и др. [1977, 1978], земную кору Кубы составляют слои со скоростями сейсмических волн до 4,6–4,9 (постгеосинклинальные и геосинклинальные комплексы), 6,2 ("гранитный" слой) и 7,2 км/с ("базальтовый" слой). Погружение поверхности Мохоровичича до глубины 17–18 км и увеличение мощности земной коры до 16 км намечаются и к югу от Юкатанского бассейна в сторону Кайманского поднятия. В Кайманском желобе в зоне поперечных меридиональных хребтов поверхность Мохоровичича резко приподнята до глубины

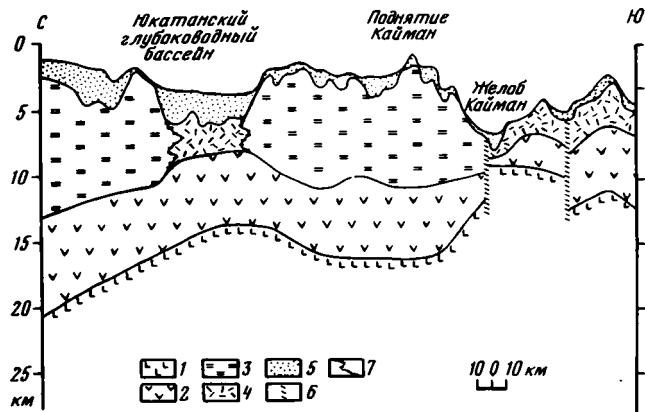


Рис. 14. Модель глубинного разреза земной коры по профилю

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

12 км при сокращении мощности консолидированной коры до 6–8 км. К северо-востоку и юго-западу она соответственно увеличивается до 12–14 и 16–17 км [Edgar et al., 1971; Salvador, Green, 1980].

Анализ условий залегания слоев осадочного чехла северо-западной части Карибского моря и значений физических параметров позволяет подойти к расшифровке его геологического развития и выяснению природы тектонических структур. В меловое и раннепалеогеновое время на территории Кубы и Ямайки существовали геосинклинальные бассейны, в глубоководных условиях которых шло накопление многокилометровых толщ горных пород. Мощные серии вулканогенных пород, слагающих верхнюю часть консолидированной земной коры Кайманского поднятия, также имеют эвгеосинклинальную природу [Perfit, Heezen, 1978]. С геосинклинальными бассейнами были сопряжены значительно более стабильные области, домеловое развитие которых еще во многом неясно. Скорее всего они представляли собой площади относительно высокого стояния консолидированной коры.

В Юкатанском бассейне отсутствуют линейные магнитные аномалии, свойственные спрединговым зонам внутренних областей океана. Покрывающие их базальные слои чехла практически не изменяются по возрасту. Все это свидетельствует о неспрединговой природе вулканитов надбазальтового слоя консолидированной земной коры Юкатанского бассейна. Возможно, они представляют собой трапповые излияния, непосредственно перекрывшие кристаллические породы и нарастившие консолидированную кору. По латерали относительно маломощные породы надбазальтового слоя консолидированной коры Юкатанского бассейна переходили в одновозрастные мощные эвгеосинклинальные серии геосинклинальных бассейнов. Вероятно, аналогичную тектоническую природу имеет надбазальтовый слой консолидированной коры Кайманского желоба. Таким образом, на северо-западе Карибского моря в меловое и раннепалеогеновое время сосуществовали активные геосинклинальные бассейны, в которых отлагались мощные серии осадочных пород с интенсивной магматической деятельностью и относительно стабильные участки излияния вулканитов, вероятно, траппового типа и существенно меньшей мощности.

В конце мелового времени геосинклинальные бассейны испытали мощные процессы скучивания горных пород, превратившие их в складчатые сооружения. Последняя волна этих процессов имела место в пределах геосинклинального бассейна Сьерра-Маэстра — Кайман на рубеже среднего и позднего эоцена. Они создали одноименное наиболее молодое складчатое сооружение.

Повсеместное приклонение слоев осадочного чехла к поверхности акустического фундамента в пределах Юкатанского бассейна доказывает его глубоководную природу к началу осадконакопления. Он был образован, по-видимому, 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. Таким образом, Юкатанский глубоководный бассейн заложен 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 относительно узкой (до 40–60 км) осевой зоны Кайманского желоба, на участке профилей 03 и 04, проходит система поперечных меридиональных подводных хребтов высотой от сотен метров до 1 км при ширине до 10 км. Ей соответствуют того же простираения локальные аномалии магнитного поля [Molnar, Sykes, 1969]. Отмечается повышенная современная сейсмичность, а на хребтах современный вулканизм [Ballard, 1978]. Общая структура этого района сближает его со срединно-океаническими хребтами [Holcombe et al., 1973]. К востоку и западу меридиональные хребты и соответствующие им магнитные аномалии прослеживаются на расстояние до 300–350 км, постепенно затухая. В этих же направлениях наблюдается общее увеличение мощности осадочного чехла и, по-видимому, появление в нем более древних горизонтов. По морфологии поперечные хребты напоминают срединно-океанический хребт Атлантики. На долготе $81^{\circ}40'$ сейсмическими исследованиями [Perfit, Heezen, 1978] установлена V-образная долина, которая напоминает ось спрединга. Она отсекается продольными разломами с левосторонним смещением, оцениваемым 0,5–2 см в год [Salvador, Green, 1980]. В Кайманской спрединговой зоне начиная с конца олигоцена или начала миоцена по настоящее время создавалась новая океаническая кора [Ballard, 1978].

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 [Мезозойско-кайнозойские..., 1977]. Новейшее опускание в общем вошло 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 днщ они отделялись склона-

ми, 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.

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 [Лебедев и др., 1980; Шлезингер, 1981]. Особенно он хорошо сопоставим с Япономорским глубоководным бассейном [Антипов и др., 1980]. И тот и другой располагались в стабильных областях докайнозойской консолидации, сопряженных с геосинклинальными и орогенными бассейнами. Соответственно в раннем палеогене и раннем миоцене к их литосфере, по-видимому, подошли крупные массы аномальной мантии. Они привели к подъему территорий бассейнов, излиянию вулканитов и становлению здесь структур типа вулканических щитов. В дальнейшем за счет аномальной мантии начались фазовые переходы пород консолидированной литосферы, которые утонили земную кору [Артюшков, 1979; Артюшков и др., 1979 а, б]. На поверхности эти процессы выражались в виде двух импульсов кратковременных опусканий. Аномальная мантия при своем перемещении вдоль подошвы литосферы может создать скалывающие напряжения, возникшие вдоль северной границы Карибского литосферной плиты. Они привели к образованию узкой рифтовой зоны, в которой образовалась новая океаническая кора.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ РАЙОНА ПЛАТО ДЕМЕРАРА (ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА АТЛАНТИКИ)

В настоящее время накапливается все больше научных фактов о тектонической неоднородности дна Мирового океана. Несомненно, что единой океанической тектонической структуры в природе не существует, впрочем так же, как не существует и единой континентальной структуры. Сейчас в горных породах и в рельефе континентов и океанов запечатлены структуры разной тектонической природы и палеогеографической характеристики. И наша задача последовательно шаг за шагом объективно их расшифровывать.

Внутренние области океанов составляют тектонические структуры, созданные горизонтальными движениями (спрединговые) [Геофизика..., 1979]. В пределах так называемых пассивных окраин распространены структуры существенно иной морфологии. Их непосредственное взаимоотношение изучено еще крайне плохо. Поэтому конкретная информация по тектоническим структурам континентальных окраин Мирового океана представляет научный и практический интерес и заслуживает специального исследования.

К такой информации относится профиль 9/73 (рис. 15), отработанный в 1973 г. в 7-м рейсе нис "Академик Вернадский" в западной части Экваториальной Атлантики к северо-западу от устья р. Амазонки методом многоканального (глубинного) сейсмического профилирования (ГСП—МОВ). Он имеет протяженность 223 км. На северо-востоке профиль начинается в пределах абиссальной равнины Демерара (Гвианская глубоководная котловина) (глубина 4,8 км), пересекает континентальный склон и на юго-западе заканчивается на подводном плато Демерара (глубина около 1 км).

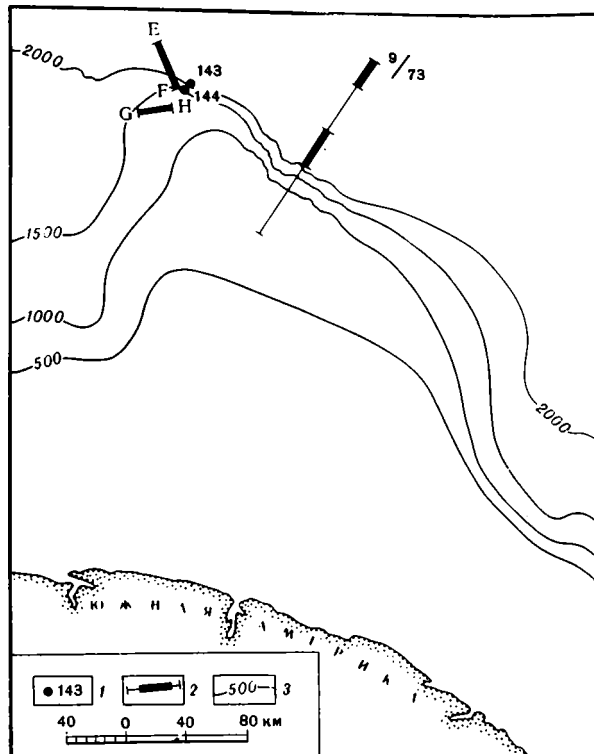


Рис. 15. Географическое положение анализируемого региона
1 — глубоководные скважины и их номера; 2 — положение сейсмических профилей (жирной линией отмечены фрагменты профилей, демонстрируемые на рис. 16–19); 3 — изобаты (в м)

Его информация дополняется сейсмическими разрезами района глубоководных скв. 143 и 144 [Hayes et al., 1972]. Тектонические аспекты этого региона нашли отражение в работах ряда исследователей [Кленова, Лавров, 1975; Ильин, 1976; Кампуш и др., 1978; Butker, 1970; Houtz et al., 1977].

При обработке сейсмического профиля 9/73 использовался спаренный ($2 \times 7 \text{ дм}^3$) пневматический источник упругих волн (при глубине погружения 20–25 м), 24-канальная пьезосейсмографная коса с длиной активной части 1200 м. Регистрация велась системой сбора данных ГРАД [Коган и др., 1975; Коган и др. 1977]. Получение первичных данных выполнялось по методике ОГТ–МОВ с 12-кратным перекрытием наблюдений, с использованием асинхронного накопления сигналов [Коган и др., 1977] в ВНЦ ВНИИМОРГЕО на ЭВМ Минск-32. Оно включает процедуры обратной и полосовой фильтрации, введения кинематических поправок и суммирование трасс. Определение скоростных характеристик разреза осуществлялось по переборам ОГТ и на основе общестатистических данных [Геофизика..., 1979].

Разрез осадочного чехла в районе профиля 9/73 вскрыт глубоководными скв. 143 и 144 (соответственно на глубинах 3493 и 2957 м) [Крашенинников, 1978; Hayes et al., 1972]. Первая из них расположена в пределах континентального подножия крутого склона, отделяющего абиссальную равнину Демерара от глубоководного предматерикового одноименного плато. Сква. 144 находится в предсклоновой части плато. Сква. 143 от поверхности дна всего на несколько метров были пройдены конгломераты и гравелиты верхнего апта–сеномана [Hayes et al., 1972]. Сква. 144 прошла разрез на 327 м. Наиболее древние (верхний апт–альб) обнаруженные ею отложения представлены мелководными образованиями, состоящими из чередования раковинных известняков, песчаных мергелей и глин (70 м). Выше следуют черные глины с высоким содержанием органического вещества турона, коньяка и сантона, сменяющиеся наннофораминиферо-

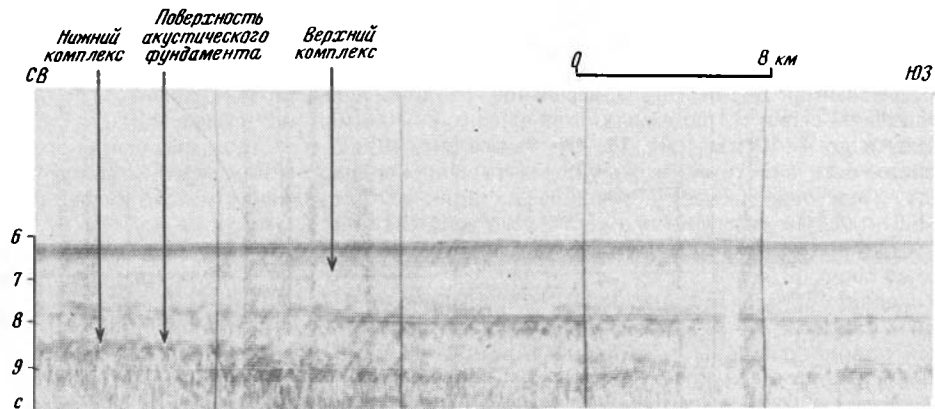


Рис. 16. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 9/73 ГСП-МОВ (см. рис. 15), показывающий почти горизонтальное залегание верхнего и нижнего сейсмических комплексов и пологий антиклинальный изгиб поверхности акустического океанического фундамента в пределах абиссальной равнины Демерара

вым глинистым мелом с прослоями известковистых цеолитовых глин верхнего кампана — нижнего маастрихта (160 м). Разрез осадочного чехла венчают наннофораминиферовые и наннопланктонные илы палеогена (97 м).

В пределах абиссальной равнины Демерара по данным ГСП-МОВ в осадочном чехле намечаются два сейсмических комплекса, разделенных опорным горизонтом (рис. 16). Верхний характеризуется протяженными (десяtkи километров) пологолежащими отражающими границами и пластовыми скоростями прохождения продольных волн до 1,8–2,5 км/с. К его средней части приурочен выдержанный сейсмический горизонт. Мощность верхнего комплекса осадочного чехла 2 км. Нижний комплекс отличается появлением криволинейных отражающих границ, протяженность которых не превышает 15 км, или отсутствием отражений (прозрачная или полупрозрачная среда). В его верхней части появляются выдержанные отражающие границы (до 50 км), располагающиеся согласно с верхним комплексом. Нижний сейсмический комплекс имеет пластовую скорость распространения продольных волн 2,5–3,5 км/с при мощности до 2 км. Общая мощность осадочного чехла в пределах абиссальной равнины Демерара 3,5–4 км.

В пределах континентального склона слоистая выраженность верхнего сейсмического комплекса ухудшается. Под дном подводного плато Демерара верхняя часть осадочного чехла выражена низкоскоростной (до 2 км/с) средой, представленной чередованием линзовидных тел (до 500 м) протяженностью до 10 км. Ее подошву маркирует выдержанный сейсмический горизонт. Ниже линзовидной толщи осадочного чехла залегает толща субгоризонтальных слоев, имеющих внутреннюю деформированность, со скоростями до 2,2–2,5 км/с при мощности до 1,2–1,5 км. С ее подошвой совпадает выдержанный сейсмический горизонт, позволяющий выделить залегающие над ними отложения в верхний сейсмический комплекс. Нижний сейсмический комплекс осадочного чехла подводного плато Демерара имеет резко переменную мощность (до 4,5 км) при скорости прохождения волн 3–3,5 км/с. Он характеризуется субпараллельным наклоном отражающих границ, протяженность которых изменяется от 5 до 15 км. На крайнем юго-западном участке профиля многочисленные кратные отражения не позволяют осветить строение большей по мощности нижней части осадочного чехла.

По привязке к скв. 144 верхняя толща линзовидных тел осадочного чехла подводного плато Демерара относится к верхнему мелу — кайнозою, а нижележащие слои, по-видимому, — к отложениям нижнего мела.

Сейсмические характеристики осадочного чехла абиссальной равнины и подводного плато имеют существенные различия. По сечению сейсмического профиля Е—Г осадочный чехол глубоководного плато района скв. 144, по-видимому, отделен на крутом склоне от осадочного чехла абиссальной равнины выходами пород акустического фундамента. По сопоставлению сейсмических записей можно лишь предполагать,

что граница между сейсмическими комплексами близка к кровле нижнего мела. Отсюда верхний комплекс условно датируется верхним мелом — кайнозоем, а нижний — нижним мелом.

Акустический фундамент абиссальной равнины Демерара выделяется по четким вступлениям серии отраженных волн высокой интенсивности, образующих дискретные площадки до 4–10 км (рис. 17; см. также рис. 16). Они под острым углом подходят к поверхности акустического фундамента и преимущественно имеют наклоны к юго-западу. Пластовая скорость продольных волн в породах акустического фундамента 3,5–5,5 км/с. Акустически это достаточно жесткие породы, которые по энергетическому уровню и характеру записи отражений могут быть отнесены ко второму океаническому слою.

В пределах абиссальной равнины Демерара близ нижнего подножия континентального склона (пикеты 74–110) поверхность океанического слоя испытывает погружение и на ней появляется новый комплекс пород (см. рис. 3). Судя по сложному характеру волнового поля и геометрии отражающих границ, он представлен жесткими породами, относящимися уже, по-видимому, к континентальному акустическому фундаменту — геофизическому гранитному слою с пластовыми скоростями 5,5–6 км/с. Под породами геофизического гранитного слоя наблюдается волновая картина, характерная для второго океанического слоя.

В пределах континентального склона, выше сейсмического горизонта, связанного с поверхностью геофизического гранитного слоя, появляется новый высокоскоростной (до 4 км/с) сейсмический горизонт. Ниже него, в отличие от вышележащего осадочного чехла, отсутствуют протяженные отражающие границы, установлена серия разнонаклоненных коротких (до 3–5 км) отражающих площадок при пластовых скоростях в пределах до 4–4,5 км/с. Таким образом, в пределах континентального склона между поверхностью гранитного геофизического слоя и высокоскоростным горизонтом появляется новый комплекс дислоцированных пород (до 7,5 км). Он отвечает, по-видимому, складчатым метаморфизованным породам фундамента и включается в состав консолидированной коры.

Поверхность акустического океанического фундамента, слои осадочного чехла и дно океана испытывают очень пологое воздымание с северо-востока на юго-запад вдоль линии профиля. При этом первая при расстоянии в 75 км поднимается в пределах абиссальной равнины Демерара к подножию континентального склона с глубины 8,5 до 6,5 км, а последняя — с 4,8 до 4,6 км. На этом региональном фоне установлены изгибы и разрывы (сбросы) поверхности акустического фундамента амплитудой до 1 км (см. рис. 15). Они образуют приподнятые и опущенные блоки (до 5–10 км). Мощность нижнего сейсмического осадочного чехла комплекса изменяется строго в их соответствии: над опущенными блоками она достигает 2 км, а над приподнятыми блоками сокращается до сотен метров преимущественно за счет последовательного снизу вверх прислонения его слоев к поверхности акустического океанического фундамента. На фоне этих изгибов наблюдается закономерное утонение нижнего сейсмического комплекса к подножию континентального склона. Близ последнего отмечается последовательное прислонение слоев к поверхности акустического океанического фундамента, который здесь местами начинает перекрываться слоями верхнего сейсмического комплекса осадочного чехла. Последний вдоль линии профиля также испытывает постепенное региональное сокращение к юго-западу преимущественно за счет всех слагающих его слоев с 1,7 км до 700 м в районе подножия континентального склона.

При приближении к подножию континентального склона появляется тонкий (до 6 км) клин гранитного геофизического слоя, прослеживаемый на протяжении 40 км (см. рис. 17). Далее к юго-западу по восстанию континентального склона ограничивающая его подошву поверхность второго океанического слоя уходит за диапазон сейсмической записи. Поверхность гранитного геофизического слоя осложнена разрывами (до 1 км), по которым происходит ее ступенчатое погружение к северо-востоку.

В нижней части континентального склона по поверхности континентального акустического фундамента профилем на расстоянии около 25 км пересечен грабенообразный прогиб с более крутым (до 20–25°) юго-западным бортом, вероятно, представляющим собой плоскость сброса, и пологим (до 10–15°) северо-восточным, на которых она погружается до $-(4 \div 4,5)$ км. Ниже сейсмическая информация по залеганию поверх-

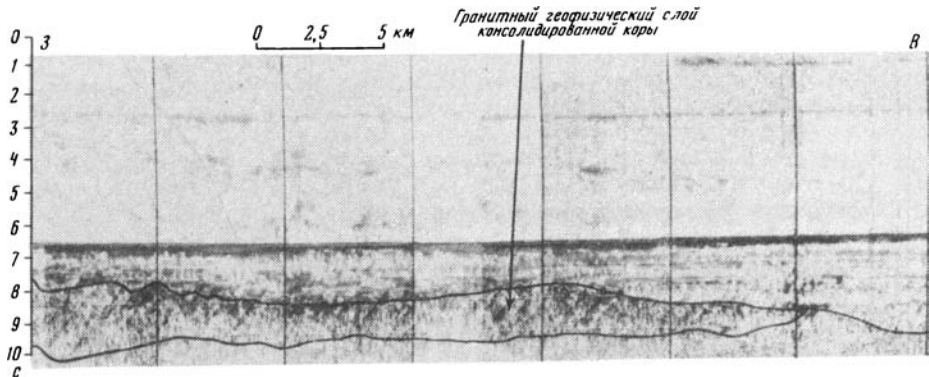


Рис. 17. Фрагмент временного сейсмического профиля 9/73 ГСП-МОВ (см. рис. 15), показывающий клин гранитного геофизического слоя консолидированной континентальной коры абиссальной равнины Демерафа близ подножия континентального склона (см. рис. 15)

ности акустического фундамента пропадает. Вероятно, эта поверхность по крутому сбросу опущена и уходит за пределы сейсмической записи, тогда общая мощность осадочного чехла здесь возрастает до 8 км, а возможно, и более. Грабенообразный прогиб нижней части континентального склона имеет по поверхности дна океана и слоям верхнего сейсмического комплекса перегиб к северо-востоку, в сторону внутренних районов океана, совпадающий с региональным тектоническим наклоном осадочного чехла и поверхности акустического фундамента. Верхний сейсмический комплекс имеет мощность до 600 м. К юго-западу он полого воздымается параллельно поверхности континентального склона, утоняясь за пределами грабенообразного прогиба почти до полного выклинивания, а к северо-востоку, напротив, постепенно утолщается (до 700–800 м), и бортовая зона прогиба по нему не выражена. За его пределами слои верхнего комплекса непосредственно ложатся на породы акустического фундамента. Нижний сейсмический комплекс осадочного чехла в пределах грабенообразного прогиба превышает 7 км. Его слои испытывают пологое погружение (первые градусы) к юго-западу, где ограничиваются плоскостью разрывного нарушения. К северо-востоку они срезаются подошвой верхнего комплекса. Нижние слои нижнего комплекса, по-видимому, нарушены сбросами.

По сейсмическому профилю Е–F района скв. 144 все слои из подножия континентального склона, практически залегающие горизонтально, прислоняются к поверхности акустического фундамента, испытывающей относительно крутое (30°) воздымание и подходящей в пределах склона ко дну океана (рис. 18).

К юго-западу по линии профиля в верхней части континентального склона верхний сейсмический комплекс вновь увеличивается в мощности, достигая в районе верхней его бровки 2 км. Аналогичная картина обнаруживается и по профилю Е–F, где породы фундамента выходят на дно океана. По поверхности акустического фундамента по профилю 9/73 здесь установлено два односторонних грабена, разделенных аналогичной морфологии горстами, протяженность каждого из которых достигает 5–10 км при амплитуде до 4,5 км. Грабены заполнены нижним комплексом осадочного чехла, слои которого испытывают погружение к юго-западу и ограничены плоскостью относительно пологого (до $25\text{--}35^\circ$) сброса. К северо-востоку они, напротив, воздымаются и частично срезаются подошвой верхнего сейсмического комплекса, а частично утоняются конседиментационно.

Приведенный материал показывает, что в средней части континентального склона намечается крупное высокоамплитудное поднятие. По профилю 9/73 оно резко перекошено к северо-востоку, вследствие чего его юго-западное крыло в современной структуре почти не выражено, причем поверхность акустического фундамента на нем более полого, чем слои осадочного чехла и дно океана, которые продолжают воздыматься. В пределах последнего практически все горизонты осадочного чехла конседиментационно утоняются к своду поднятия. Напротив, на северо-восточном крыле существенное значение приобретает прислонение. По профилю Е–F перекошенности выражен значительно слабее.

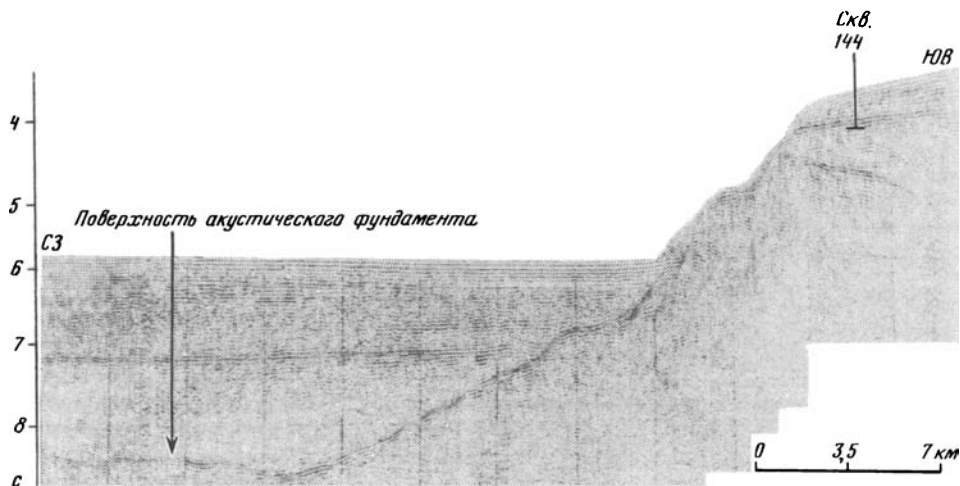


Рис. 18. Временной сейсмический разрез профиля Е—F (см. рис. 15) [Hayes et al., 1972], показывающий юго-западный борт грабенообразного прогиба, краевое поднятие и положение скв. 144

В пределах подводного плато Демерара слои осадочного чехла залегают очень полого, практически горизонтально. Их мощность превышает 3,5 км. Нижняя часть разреза и поверхность акустического фундамента из-за кратных волн освещена слабо.

По сейсмическим профилям Е—F и G—H района скв. 144 намечаются плавные изгибы слоев нижнего структурного комплекса осадочного чехла, резко несогласно срезаемые подошвой верхнего комплекса (рис. 19).

Приведенный материал позволяет подойти к тектонической интерпретации окраины района плато Демерара и истории развития ее структурного плана вдоль линии сейсмического профиля 9/73. Северо-восточная его часть в пределах абиссальной равнины Демерара, несомненно, представляет собой спрединговую океаническую структуру. Здесь полого изгибающаяся и разорванная сбросами поверхность второго океанического слоя перекрывается практически горизонтально залегающими слоями осадочного чехла, испытывающими на отдельных участках к ней прислонение. Близ подножия континентального склона поверхность консолидированной океанической коры полого погружается и перекрывается породами гранитного геофизического слоя консолидированной континентальной коры в виде острого клина, направленного в сторону океана. Поверхность акустического фундамента здесь образует глубокий грабенообразный прогиб, являющийся крайним элементом спрединговой структуры. За ним расположено краевое поднятие, к юго-западному крылу которого подходят конседиментационно утоняющиеся слои осадочного чехла. Последние, несомненно, относятся к периокеаническому прогибу, слагая его внешнее северо-восточное крыло. В пределах краевого поднятия и периокеанического прогиба консолидированная континентальная кора наращается складчатыми, метаморфизованными породами фундамента.

В конце юры — начале мела произошел разрыв крупного континентального блока и заложение Атлантического океана. В пределах рассматриваемого сечения достаточно постепенно (на расстоянии более 40 км) он утонил консолидированную континентальную кору, под которую была подвинута новая океаническая кора (второй и третий океанические слои). Процесс раздвигания сопровождался почти одновременным короблением и разрывами поверхности старой утоненной и вновь образованной океанических кор. Он создал глубоководную часть океанического бассейна с начальными глубинами более 3 км. У борта раздвига возник глубокий грабен, в котором дно бассейна было опущено на несколько километров ниже по сравнению со смежными более внутренними районами.

Процессы раздвижения и рождение океанической коры по линии профиля 9/73, по-видимому, имели очень большую скорость и были созданы до начала образования базальных слоев осадочного чехла. В меловое и последующее кайнозойское время океанический бассейн, особенно его периферические районы, явился крупной ловушкой

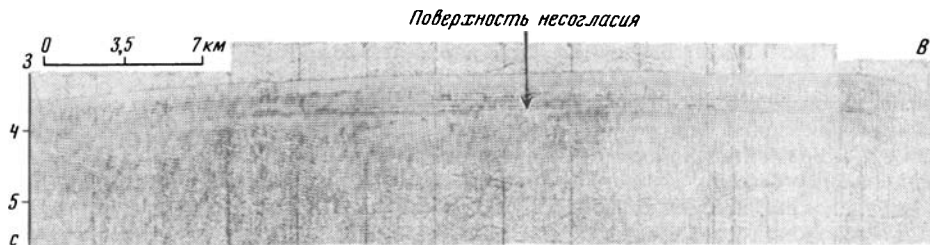


Рис. 19. Временной сейсмический разрез профиля G—H (см. рис. 15) [Hayes et al., 1972], показывающий несогласие между верхним и нижним сейсмическими комплексами

терригенных осадков, сносимых со смежных областей южноамериканской суши. Попадая в уже готовый отрицательный палеорельеф за бровкой палеошельфа, они резко увеличивались в мощности и пассивно его захороняли, прислоняясь к неровностям поверхности консолидированной коры. Особенно большая мощность осадков в прибортовом провале.

Синхронно в эпиконтинентальной части океанического бассейна с неизменной континентальной корой шло интенсивное конседиментационное прогибание, компенсированное накоплением мелководных терригенных толщ осадков. В предпозднемиловое время они были затронуты сбросами, образовавшими однокрылые грабены и приведшими к подъему осадков и их последующему срезу подошвой верхнемеловых отложений. Аналогичные движения имели место и в предбортовом грабене. В позднемиловое и последующее кайнозойское время осадконакопление возобновилось и привело к формированию относительно мощного осадочного чехла периокеанического прогиба.

С северо-востока периокеанический прогиб ограничивался участком замедленного прогибания, где осадочный чехол или формировался, имея относительно небольшую (сотни метров) мощность, или вообще не накапливался. Он стал краевым поднятием, отделившим периокеанический прогиб эпиконтинентальной части океана с континентальной корой от новообразованной глубоководной части океанического бассейна с редуцированной океанической корой.

Перекося всех конседиментационных структур на континентальном склоне к северо-востоку и отсутствие регионального увеличения мощности слоев осадочного чехла по его падению доказывают, что он является современным (четвертичным) флексурным изгибом, связанным с молодым опусканием, величина которого, вероятно, превышала 2 км. Последнее захватило эпиконтинентальные части океанического бассейна, включив их в состав глубоководных районов океана и перекосив все ранее созданные структуры в сторону его внутренних районов.

Таким образом, современная граница континент—океан по линии профиля 9/73 возникла в четвертичное, скорее всего позднечетвертичное время. Истинная же граница спрединговых структур, образованных горизонтальными тектоническими движениями, и периокеанического бассейна, образованного вертикальными тектоническими движениями, проходила значительно восточнее вдоль северо-восточного крыла краевого поднятия. В палеогеографическом смысле это крыло представляло собой палеоконтинентальный склон, отделявший глубоководную часть спредингового океанического бассейна от его эпиконтинентальной шельфовой части, являющейся ареной конседиментационных нисходящих вертикальных движений.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АТЛАНТИКИ

В пределах центрального сектора восточной окраины Атлантического океана, прилегающей к Северной Африке и Европе, распространены крупные структуры, выполненные мощными толщами осадочного чехла и называемые периокеаническими бассейнами. Основными материалами для их изучения служат результаты глубоководного бурения б/с "Гломар Челленджер", отечественные и зарубежные морские сейсмические исследования и данные по геологии сопряженных районов суши [Бека, Высоцкий, 1976;

Stride, 1969]. В рассматриваемой части Атлантического океана глубоководным бурением вскрыт (до 1,6 км) осадочный чехол, возраст которого не древнее поздней юры. Как правило, скважины закладывались после выполнения сейсмических работ, и такая последовательность позволяет надежно стратифицировать опорные сейсмические горизонты. Последние удивительно выдержаны на больших расстояниях, прослеживаясь на шельфе, континентальном склоне и абиссальной равнине.

Сенегальский бассейн¹. Материковая часть бассейна ограничена с востока Сенегальской верхнедокембрийской складчатой системой, а на севере массивом Регибат архейско-протерозойской консолидации. Его океаническая граница ориентировочно намечена по выклиниванию мезозойских отложений и проходит примерно в 800–1000 км от берега (рис. 20). Осадочный чехол бассейна сложен мезозойскими и кайнозойскими породами мощностью до 7 км [Бека, Высоцкий, 1976]. На востоке он залегает на складчатом фундаменте протерозойского возраста, который ступенчато погружается в западном направлении. Переход последнего в базальты второго слоя океанического фундамента не изучен. Скорее всего эта смена происходит по системе дизъюнктивных нарушений.

В основании осадочного чехла залегают морские карбонатные отложения верхней юры, максимальная мощность которых на суше равна 760 м, в то время как на континентальном склоне и части абиссальной равнины по данным МОВ ОГТ она достигает 1,5–2 км. Далее к западу юрские отложения утончаются, и в районе скв. 140 их мощность не превышает 700 м [Dennis et al., 1972]. Верхнеюрские отложения вскрыты лишь одной скв. 367², в которой они представлены красновато-коричневыми глинистыми известняками, мергелями и аргиллитами [Lancelot et al., 1980].

Отложения мела на суше сложены карбонатными и терригенно-карбонатными морскими отложениями мощностью более 4 км [Геология ..., 1973]. В сторону океана происходит постепенное уменьшение их мощности и изменение состава. По данным скв. 368, забой которой находится в отложениях альба, неполная мощность мела составляет 560 м [Lancelot et al., 1980]. Отложения альба и часть верхнего мела в целом состоят из темных глинистых сланцев, в то время как остальной разрез верхнего мела представлен зелеными, иногда красными глинистыми сланцами с обломками известняков, а также алевритистыми глинами и аргиллитами с кремнями.

Палеогеновые отложения сложены глинисто-карбонатными породами палеоцена и эоцена. В некоторых скважинах суши вскрыта толща известняков, мергелей и глин (150–200 м) с микрофауной олигоцена и миоцена. Мощность палеогеновых отложений на западе материковой части Сенегальского бассейна превышает 1 км. На шельфе и континентальном склоне по сейсмическим данным наблюдаются мощности такого же порядка. Далее к западу происходит их резкое утонение, и в скв. 12 эти отложения представлены вулканогенно-осадочными породами эоцена, мощность которых 65 м [Peterson et al., 1970].

Неогеновые и четвертичные отложения представлены терригенными породами континентального генезиса, которые с несогласием залегают на различных горизонтах палеогена и имеют небольшую мощность (150–200 м). В океанической части бассейна неогеновые отложения сложены терригенными и карбонатными слабо уплотненными осадками с наннопланктоном, фораминиферами и радиоляриями. В их составе довольно часто встречаются прослои вулканического пепла. По геофизическим данным, мощность неоген-четвертичных отложений на шельфе и континентальном склоне более 1 км, но далее к западу она плавно уменьшается до 226 м в скв. 140.

Ааюнский бассейн. Материковая часть бассейна (Рио-де-Оро) ограничена на востоке тектоническим швом (разлом Тантан-Земмур), варисцидами Анти-Атласа и синеклизой Тиндуф [Бека, Высоцкий, 1976; Геология ..., 1973]. На юге Ааюнский бассейн отделен от Сенегальского седловиной, связанной с выступом фундамента массива Регибат. Последний к западу, по данным сейсмического профиля 2, предполагается под неоген-четвертичными образованиями дна бассейна (рис. 21, а; см. также рис. 20).

Осадочный чехол бассейна, по-видимому, начинается с отложений триаса. Их присутствие предполагается на севере материковой части бассейна, где бурением под морскими отложениями юры вскрыты конгломераты, непосредственно залегающие на фунда-

¹ Рассматривается лишь северная часть бассейна.

² Сква. 367 расположена в 800 км к югу от скв. 141 за рамкой рис. 20.

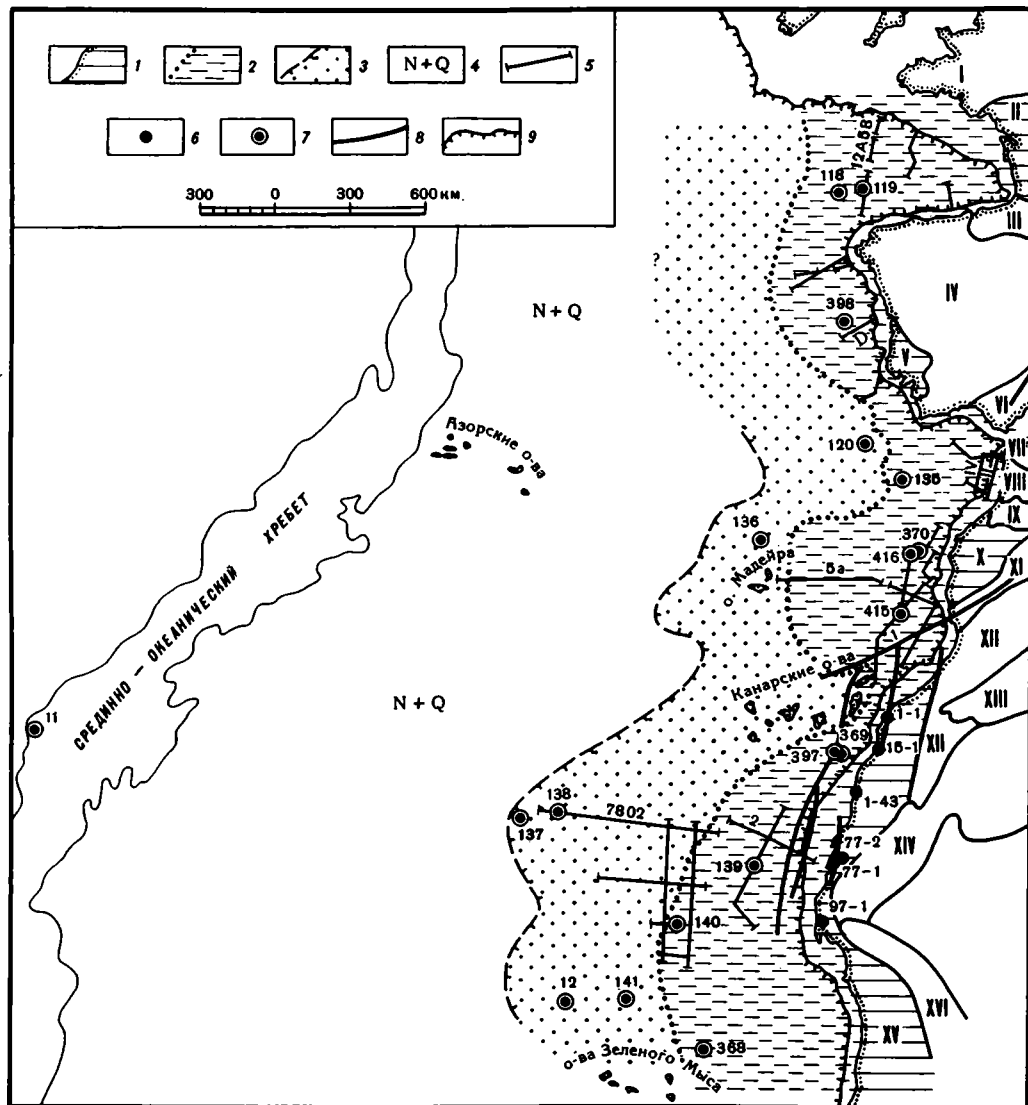


Рис. 20. Схема тектонического районирования осадочного чехла центрального сектора Восточной Атлантики

1 — материковые части периокеанических бассейнов (первая зона): II — Аквитанского, V — Португальского, VIII — Предрифейского, X — Марокканского, XV — Сенегальского; 2 — океаническая часть тех же бассейнов; 3 — мезозойско-кайнозойский осадочный чехол уменьшенной мощности (вторая зона); 4 — неоген-четвертичные неуплотненные осадки (третья зона); 5 — сейсмические профили и их номера; 6 — скважины суши и их номера; 7 — скважины глубоководного бурения и их номера; 8 — разрывные нарушения; 9 — бровка континентального склона. Прочие структуры суши: I — Армориканский массив; III — Пиренейская складчатая зона; IV — Галисийско-Португальский массив; VI — Бетская кордильера; VII — Рифский Атлас; IX — Центральный массив; XI — Высокий и Средний Атлас; XII — Анти-Атлас; XIII — синеклиза Тиндиф; XIV — массив Регибат; XVI — Сенегальская верхнедокембрийская складчатая система

менте, и эвапоритовые породы мощностью около 1,4 км [Шубер, Фор-Мюре, 1967; Correlation..., 1969]. В верхней части разреза преобладают морские отложения. Их возраст установлен по фораминиферам. Верхнеюрские отложения представлены исключительно морскими карбонатными породами, очень близкими по составу к разновозрастным образованиям Сенегальского бассейна, однако их мощность здесь намного больше

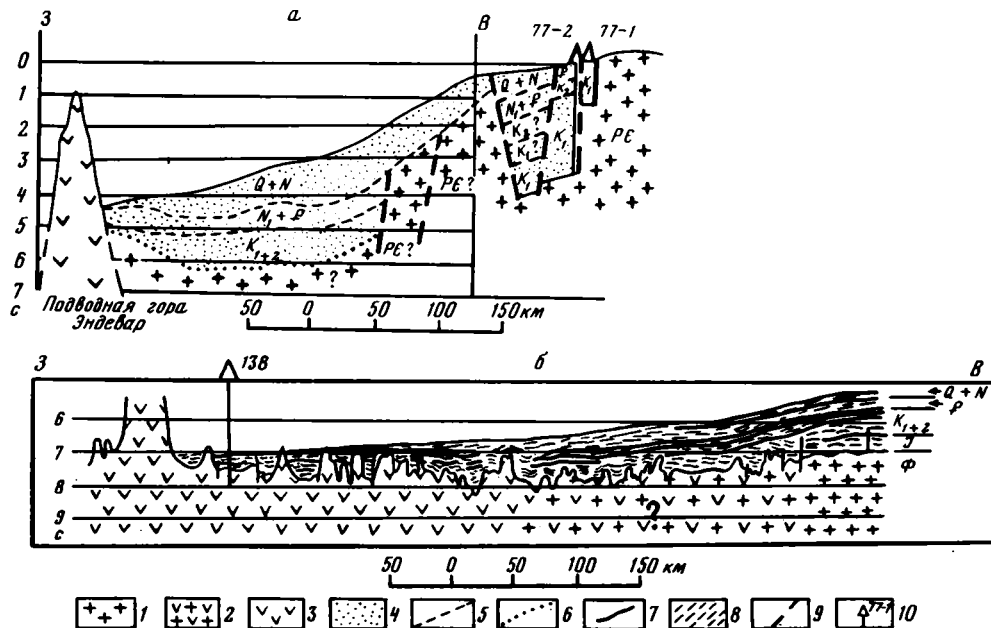


Рис. 21. Сейсмогеологический разрез (а) и сейсмический профиль 7802 (б) (см. рис. 20)
 1 — кристаллический комплекс массива Регибат и континентальный (?) блок земной коры;
 2 — континентальный блок (?) земной коры, значительно переработанный магматическими процессами; 3 — океанический блок земной коры; 4 — осадочный чехол; 5, 6 — границы осадочного чехла по сейсмическим данным; 7 — опорные сейсмические горизонты; 8 — отражающие сейсмические горизонты и площадки; 9 — разрывные нарушения; 10 — скважины суши, глубоководного бурения и их номера

и на севере бассейна она достигает 1715 м. В океанической части Ааюнского бассейна юрские отложения по данным бурения отсутствуют. Однако результаты сейсморазведки (сейсмопрофиль 7802) свидетельствуют об их широком развитии по крайней мере в южной океанической части бассейна, где происходит естественный переход к одновозрастным отложениям Сенегальского бассейна (см. рис. 20 и 21, б).

Нижнемеловые отложения суши представлены песками, песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов. В разрезе встречено несколько прослоев карбонатных пород морского происхождения, но в целом это континентальная серия, мощность которой достигает 2622 м. Лишь на севере в двух скважинах установлены морские глинисто-карбонатные отложения, мощность которых 2330 м (скв. 15-1).

В океанической части Ааюнского бассейна в скв. 369 и 397 "Гломар Челленджер" вскрыта толща аргиллитов, известняков и писчего мела. Их раннемеловой возраст установлен по фораминиферам и наннопланктону [Lancelot et al., 1980; Ryan et al., 1979].

Верхнемеловые отложения на суше представлены морскими терригенно-карбонатными образованиями, мощность которых достигает 770 м. На юге материковой части бассейна они отсутствуют. В океанической части бассейна (скв. 369) верхнемеловые отложения сложены глинистыми известняками, писчим мелом и алевроитистым нанномергелем.

Палеогеновые отложения материковой части Ааюнского бассейна в составе палеоцена и эоцена в основном сложены песчаниками, которые к северу и западу замещаются мергелями с большим количеством включений черного кремня. Их мощность сильно изменяется от 110 до 850 м. Почти везде они несогласно залегают на различных горизонтах мела. В океанической части бассейна в скв. 369 выделены отложения эоцена и олигоцена, сложенные аргиллитами, известняками и кремнистыми мергелями с фауной бентосных и планктонных фораминифер (200 м). В западном направлении мощность отложений палеогена по данным бурения и сейсморазведки уменьшается [Юнов, 1978а,б].

Неогеновые отложения материковой части бассейна в составе верхнего миоцена — плиоцена (?) представлены морскими терригенно-карбонатными отложениями (200—250 м). Только в прибрежном районе в скважине Даора I—I их мощность увеличивается до 1090 м (см. рис. 20).

В этом же районе, кроме континентальных песков четвертичного возраста, установлены морские известняки общей мощностью до 30 м. На шельфе и континентальном склоне неоген-четвертичные отложения представлены известняками, мелами и неуплотненными известковистыми и кремнистыми илами мощностью около 1,3 км (скв. 397А).

В шельфовой зоне бассейна существует сложно построенный грабен, заполненный осадочным чехлом, мощность которого, по-видимому, превышает 3 км и более (см. рис. 21, а). Вероятно, дизъюнктивные нарушения и сопряженный с ними грабен простираются параллельно материковой окраине. Влиянием последних, видимо, можно объяснить резкий перепад мощностей палеоген-неогеновых отложений по скв. 397 (1,3 км) и 369 (370 м), хотя расстояние между ними не превышает 50 км. Скорее всего, предполагаемая система дизъюнктивных нарушений продолжается далее на север и пересекает зону Канарских островов, отделяя западную группу от восточной (см. рис. 20). А.А. Пронин [1977] отмечает большую мощность миоценовых отложений на восточных островах Канарского архипелага, что, вероятно, также является свидетельством влияния дизъюнктивного нарушения.

Марокканский бассейн. Южная граница бассейна проходит на суше вдоль впадины Сус и Южно-Атласского разлома, который, очевидно, в океане протягивается до Канарских островов и, возможно, еще западнее. На востоке и севере бассейн ограничен палеозойской складчатой системой Среднего Атласа и палеозойским выступом Центрального массива. Западная граница Марокканского бассейна намечается в районе окраины архипелага Мадейра. Здесь по данным сейсмического профиля 5а осадочный чехол все еще имеет большую мощность, порядка 2 км (см. рис. 20).

В материковой части бассейна распространены мезозойские и кайнозойские платформенные образования Марокканской Месеты и неоген-четвертичные отложения впадины Сус [Ларденуа, Леви, 1959; Шубер, Фор-Мюре, 1967]. Фундаментом здесь являются палеозойские породы, которые местами выходят на поверхность, образуя несколько массивов. Осадочный чехол бассейна начинается с отложений триаса. На юге Марокканской Месеты, во впадине Хаха, известны диапировые купола, образованные триасовой солью, которые, скорее всего, развиты и на ее подводном продолжении. В океанической части бассейна, на сейсмопрофиле "Метеор" установлено несколько опорных горизонтов, один из которых ("jellow"), вероятно, связан с границей между юрой и триасом (?). Видимо, отложения, условно относимые к триасу, фрагментарно присутствуют по крайней мере на шельфе и континентальном склоне, выполняя в основном пониженные участки акустического фундамента [Руттен, 1972].

Отложения юрского возраста широко распространены в Марокканской Месете, где их мощность достигает 2,5 км и более. Они представлены в основном карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями всех отделов юры. В океанической части бассейна в скв. 416 вскрыты верхнеюрские отложения небольшой (64 м) мощности. Через скв. 416 проходит сейсмопрофиль "Метеор", что позволяет скоррелировать отражающий горизонт "blue" с юрско-нижнемеловыми отложениями. Мощность осадочных пород между сейсмическим горизонтом "blue" и акустическим фундаментом более 1 км. Скорее всего, эта часть разреза соответствует юрским отложениям.

Нижнемеловые отложения составляют основную часть осадочного чехла Марокканской Месеты. Они представлены в основном карбонатными породами большой (около 2 км) мощности. В океанической части бассейна отложения нижнего мела вскрыты в четырех скважинах. Наиболее полный разрез пройден скв. 416, в которой они представлены терригенными отложениями (900 м). Однако если учесть результаты сейсмических исследований, то их мощность приближается к 2 км и более. К западу нижнемеловые отложения утоняются.

Верхнемеловые отложения в составе осадочного чехла Марокканской Месеты не имеют большого значения и их мощность не превышает 200 м. Они сложены в основном известняками. В океанической части бассейна большая часть отложений верхнего мела срезана. Так, палеогеновые образования в скв. 415 и 416 соответственно лежат на породах сеноман-турона и альба. Мощность верхнего мела в скв. 415 достигает 420 м [Lancelot et al., 1980].

Кайнозойские отложения материковой части бассейна развиты лишь в прибрежной части Марокканской Месеты. Они представлены главным образом терригенными осадками небольшой мощности. В океанической части бассейна их мощность увеличивается до 660 м (скв. 416). Палеогеновые отложения здесь состоят из аргиллитов и известняков (185—375 м). Неоген-четвертичные породы в основном сложены терригенными неуплотненными осадками (243—310 м). По данным американских исследований [McMaster, Lachange, 1968; Robb, 1971], между неоген-четвертичными и более древними отложениями везде четко фиксируется несогласие с выпадением пород верхнего олигоцена — нижнего миоцена до эоцена—миоцена. В пределах континентального склона происходит погружение донеогенового комплекса и увеличение мощности неоген-четвертичных отложений.

Предрифский (Рабатский) бассейн. Северная граница бассейна на суше проходит вдоль Рифского Атласа, а на востоке и юге он соответственно ограничен Средним Атласом и палеозойским выступом Центрального массива. Океаническое продолжение бассейна подтверждается сейсмическими работами, выполненными советскими исследователями [Юнов, 1978а,б]. Однако его западная граница может быть определена лишь ориентировочно, где-то в районе значительного уменьшения мощности осадочного чехла между скв. 135 (689 м) и 120 (253 м). Граница в океане между Марокканским и Предрифским бассейнами имеет условный характер и предполагается в субширотном направлении к западу от Центрального массива [Dennis, 1972; Ryan et al., 1973].

Складчатый фундамент Предрифского бассейна представлен палеозойскими метаморфическими сланцами и кварцитами. Наиболее древние пермо-триасовые отложения чехла состоят из мергелей, каменной соли и ангидритов с прослоями базальтов. Их мощность достигает 2 км. Столь же большие мощности характерны и для карбонатных и карбонатно-терригенных отложений юры. Отложения мела и палеогена развиты фрагментарно, и их суммарная мощность не превышает 300 м. Разрез осадочного чехла завершается отложениями миоцена огромной (2,5 км) мощности, которые повсеместно со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на разновозрастных подстилающих породах. В океанической части бассейна на юго-западных концах сейсмических профилей (II и IV) можно выделить небольшую впадину, выполненную породами осадочного чехла. Последний состоит из двух комплексов пород, разделенных структурным несогласием. Нижний комплекс, видимо, связан с карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями юры. Верхний комплекс, скорее всего, соответствует в основном неогеновым отложениям. Очевидно, в его составе участвуют также меловые и палеогеновые отложения. Западнее в скв. 135 вскрыты известняки и нанномергели апта (129 м), темные кремнистые породы и известняки верхнего мела (110 м). Выше лежит толща кварцевых алевролитов, песчаников и глин верхнего мела, палеоцена и эоцена (125 м). Разрез завершают отложения олигоцена, неогена и плейстоцена, представленные однородной толщей нанномела (325 м).

На севере бассейна в пределах северо-восточных частей сейсмических профилей отложения осадочного чехла не фиксируются. Здесь получены очень слабые отражения в виде отдельных коротких площадок, расположенных без заметной закономерности. Видимо, они отражают складчатую покровную структуру Рифа, где породы сильно дислоцированы, раздроблены и уплотнены. В пределах бассейна геофизическими наблюдениями установлено поле развития подводных вулканических гор, с которыми обычно связаны интенсивные положительные магнитные аномалии.

Португальский бассейн. Юго-западную часть побережья Португалии занимает осадочный мезозойский бассейн, большая часть которого, очевидно, находится в океане. Со стороны суши бассейн ограничен герцинскими структурами Иберийской Месеты (см. рис. 20). Океаническая граница бассейна, судя по результатам сейсмических исследований, ориентировочно проводится на основании уменьшения мощности осадочного чехла и выклинивания мезозойских отложений (см. также рис. 20). В материковой части бассейн выполнен мезозойскими и кайнозойскими отложениями, перекрывающими палеозойский складчатый фундамент [Гарецкий, 1972; Руттен, 1972]. Их мощность достигает 4 км.

Осадочный чехол океанической части бассейна по данным скв. 398 и сейсморазведки состоит из четырех комплексов [Stride et al., 1969]. Нижний из них представлен темными известняками неокома и темными глинами и песчаниками апт-альба с прослоями

пепла. Он, по-видимому, включает и юрские отложения, выходы которых известны на суше. Второй комплекс сложен известняками и аргиллитами верхнего мела. Он отделен от первого комплекса перерывом. Еще более крупный перерыв зафиксирован на границе сеноманских и вышележащих отложений. Третий комплекс, представленный палеогеновыми кремнистыми мергелями, мелом и аргиллитами, несогласно перекрывает верхнемеловые образования. И, наконец, четвертый комплекс сложен неоген-четвертичными неуплотненными осадками и отделен от палеогена перерывом.

Сейсмические исследования в океанической части бассейна показывают, что осадочный чехол нарушен многочисленными структурами. На одном из таких поднятий, связанном с подводной горой Порто, мощность осадочного чехла 300–400 м, в то время как за его пределами она резко увеличивается до 2 км. Другие поднятия слабо выражены в рельефе дна и перекрыты осадочным чехлом, мощность которого в отдельных случаях достигает 1,5 км. Между ними мощность возрастает до 3 км и более [Stride et al., 1969].

На севере океанической части бассейна, вблизи Галисийского шельфа, мощности осадочного чехла увеличиваются (до 2,5–3 км) по мере погружения Галисийско-Португальского массива. Как и на юге бассейна, в его состав входят те же комплексы отложений. На отдельных участках этой части бассейна присутствуют изолированные блоки фундамента, которые занимают различное положение и определяют распределение мощности осадочного чехла — меньшую на поднятиях и увеличенную во впадинах.

Приведенные материалы показывают, что осадочный чехол океанической окраины Португалии формировался в условиях обрушения и дробления варисцийского Галисийско-Португальского массива и дифференцированного движения его блоков, что выразилось в строении осадочного чехла в виде образования сравнительно небольших, полу-изолированных впадин, осложненных дизъюнктивными нарушениями. Главное направление дизъюнктивных нарушений — продольное, параллельное простиранию побережья. Комплексы осадочного чехла Португальского бассейна близки к осадочным бассейнам океанической окраины Северной Африки, что, видимо, указывает на единство их формирования.

Бискайский бассейн. Почти вся площадь Бискайского бассейна занята мезозойско-кайнозойскими отложениями, которые к востоку переходят в разновозрастные образования Аквитанского бассейна. Северная граница бассейна ограничена выходами докембрийских и палеозойских пород Армориканского массива. Последние ступенчато погружаются в акваторию, где они перекрыты осадочным чехлом разной мощности. Южная граница бассейна на западе определена складчатыми образованиями варисцийского Галисийско-Португальского массива, а на востоке морским продолжением Пиренеев и Предпиренейского молассового прогиба. Их морское продолжение четко прослеживается на сейсмопрофилях (см. рис. 20). Мощность осадочного чехла на выходе из Бискайского залива, по данным сейсморазведки, — 2,5 км, что позволяет предполагать положение океанической границы бассейна несколько западнее.

Осадочный чехол Бискайского бассейна перекрывает гетерогенное складчатое основание, представленное на севере древними образованиями Армориканского массива, на юге варисцийскими структурами Северной Испании. На востоке фундамент аналогичен Аквитанскому бассейну и сложен гранитами, метаморфическими и складчатыми докембрийскими и палеозойскими породами.

Наиболее древними образованиями осадочного чехла Бискайского бассейна, по-видимому, являются юрские и триасовые отложения, которые встречены в его восточной части, в Аквитанском бассейне. Здесь они образуют нижний структурный ярус чехла и их мощность во впадине Аркашон-Бордо достигает 2 км [Гарецкий, 1972; Бека, Высоцкий, 1976]. По сейсмическим данным, в осадочном чехле Бискайского бассейна выделены комплексы, границами которых являются опорные отражающие горизонты, прослеженные регионально. Нижний из них сложен нижнемеловыми отложениями, которые, как правило, заполняют пониженные участки поверхности акустического фундамента. Его мощность может быть 100–600 м, и, возможно, более. Второй комплекс, видимо, включает породы позднемелового и палеогенового возраста, которые местами непосредственно перекрывают породы акустического фундамента. Их мощность изменяется от 400 м до 1 км. В юго-восточной части бассейна меловые отложения входят в состав альпийского складчатого основания, представляющего собой подводное продолжение Пиренеев. Верхний комплекс составляют неоген-четвертичные отло-

жения, распространенные в пределах всего бассейна. В южной части бассейна он представлен грубообломочными породами и его мощность возрастает до 1,5 км и более. К границам комплексов, как правило, приурочены перерывы разного возрастного диапазона и реже структурные несогласия. Так, по данным бурения скв. 118 и 119 б/с "Гломар Челленджер", средний комплекс заканчивается соответственно эоценом и олигоценом [Laughton et al., 1972].

Возрастные границы и средние мощности комплексов, выделенные в Бискайском бассейне, в целом соответствуют разновозрастным образованиям Аквитанского бассейна, что свидетельствует об единстве их седиментации.

Осадочный чехол бассейна осложнен поднятиями и впадинами. Так, скв. 119 расположена на выступе фундамента, образующего подводную гору Кантабрию. По сейсмическим данным, в ее центральной части установлен грабен, выполненный слоями осадочного чехла мощностью до 1,5 км. Такое же происхождение, очевидно, имеет подводная гора Гаскония и др. Часть подводных гор, как показывают результаты бурения скв. 118 б/с "Гломар Челленджер", образованы интрузиями основного состава.

К западу от периокеанических бассейнов, по данным бурения "Гломар Челленджер", находится зона тех же мезозойско-кайнозойских отложений, но значительно меньшей мощности — 0,3–1 км (см. рис. 20). Они образуют вторую структурную зону, вытянутую, как и периокеанические бассейны, в субмеридиональном направлении.

Отложения юрского возраста в этой зоне бурением не установлены, но, судя по геофизическим данным, они могут иметь фрагментарное распространение и небольшую мощность (см. рис. 20, 21, б).

Нижнемеловые отложения, по-видимому, распространены повсеместно. Так, на севере в скв. 120 они представлены темными зеленовато-серыми мергелями с фауной бентосных фораминифер (126 м). В скв. 136, расположенной вблизи о-вов Мадейра, нижнемеловые отложения, относящиеся к апту (26 м), перекрывают породы второго океанического слоя. В южной части второй зоны (скв. 137) вскрыты верхнеальбские образования, сложенные нанномергелями, известняками и писчим мелом. Их мощность из-за неопределенности положения границы между нижним и верхним мелом может быть 20–40 м. Отложения верхнего мела, как и нижнемеловые, развиты повсеместно и граница их выклинивания, видимо, находится западней границы распространения нижнемеловых отложений. Наиболее полный разрез верхнего мела вскрыт скв. 137 (180 м) и 138 (100 м). Здесь он представлен глинами, нанномергелями, писчим мелом и черными глинами сеномана, глинами с кремнями сеноман-турона и бурыми цеолитовыми глинами турон-кампана. На севере верхнемеловые отложения установлены только в скв. 136, где они состоят из алевроитовых глин с прослоями пепла (50 м). В скв. 120 верхнемеловые отложения отсутствуют (табл. 1; см. также рис. 20).

Палеогеновые отложения второй зоны, как правило, со стратиграфическим несогласием лежат на разновозрастных отложениях мела (см. табл. 1). Они в основном состоят из красновато-коричневых алевроитовых глин, иногда обогащенных вулканическим материалом (скв. 12). Наиболее полно разрез палеогена представлен в скв. 138, где на основании фауны выделены отложения эоцена и олигоцена. В других разрезах палеогеновые отложения состоят или только из эоценовых, или олигоценовых пород. В скв. 120 палеогеновые отложения отсутствуют и неуплотненные осадки миоцена непосредственно перекрывают отложения нижнего мела. Максимальная мощность палеогена во второй зоне, вероятно, не превышает 100 м.

Неогеновые отложения в основном сложены неуплотненными осадками миоцена и плиоцена. Для миоценовых осадков характерны светло-зеленые и бледно-оранжевые наннофосилиевые узы мощностью 30–70 м. Осадки плиоцена в основном представлены фораминиферовыми нанномергелистыми узями, иногда с прослоями пепла и другого вулканического материала. Их ориентировочная мощность до 55 м. Часто плиоценовые и нерасчлененные четвертичные осадки составляют единый комплекс, сложенный бледно-оранжевыми и светло-коричневыми нанномеловыми и нанномергелистыми илами, в которых часто присутствуют фораминиферовые нанномеловые узы. Мощность неоген-четвертичных отложений в отдельных случаях достигает 200 м (скв. 136), обычно же порядка 100 м и меньше.

Таким образом, для второй зоны, как и для первой, представленной собственно периокеаническими осадочными бассейнами, характерен тот же стратиграфический диапазон отложений, но только уменьшенной мощности. В этой зоне, как и в первой,

Таблица 1

Стратиграфические перерывы в осадочном чехле центрального сектора восточной окраины Атлантики по данным глубоководного бурения

Бассейн													
Сенегальский	Ааюнский				Марокканский			Португальский	Бискайский		Предрифский		
Номер скважины													
12	140	397	369	137	138	416	415	370	398	118	119	120	135
			?	?		Нет		Нет					Нет
Не вскрыто									Не вскрыто				

* Отсутствие части разреза, скорее всего, связано с дизъюнктивным нарушением.

Примечание. Волнистая линия — перерыв в осадконакоплении.

* Отсутствие части разреза, скорее всего, связано с дизъюнктивным нарушением.

П р и м е ч а н и е. Волнистая линия — перерыв в осадконакоплении.

установлены перерывы в осадконакоплении на тех же стратиграфических рубежах — между мелом и палеогеном, и неогеном (см. рис. 20; см. табл. 1). Но если первая структурная зона охватывает материк, шельф, континентальный склон и часть абиссальной равнины, то вторая зона полностью находится в пределах абиссальной равнины.

К западу от второй зоны вплоть до срединно-океанического хребта осадочный чехол представлен только неоген-четвертичными неуплотненными осадками небольшой (100—200 м) мощности, которые составляют третью структурную зону. И, наконец, срединно-океанический хребет, где неоген-четвертичные осадки распространены фрагментарно, выполняя неровности рельефа поверхности акустического фундамента, — четвертая структурная зона. Здесь, как и в третьей зоне, мощность неоген-четвертичных отложений в среднем 150 м, в отдельных случаях она увеличивается до 200 м и более.

Рассмотренные мезозойско-кайнозойские периокеанические бассейны континентальных окраин Европы и Африки (от Аквитанского до Сенегальского) имеют естественные геологические границы в виде древних массивов или складчатых структур. При переходе в океаническую часть эти структуры, выполняющие на суше роль границ между бассейнами, ступенчато погружаются, что способствует образованию здесь непрерывного пояса осадочных бассейнов от Сенегала на юге до Бискайского залива на севере. Они отличаются по строению, что связано с различием структур прилегающих районов суши. Так, в области варисцийской консолидации разрез их осадочного чехла начинается с юрских, а иногда и триасовых отложений (бассейн Марокко). Далее на север, где периокеанические бассейны сопряжены с областью альпийской складчатости, нижние их горизонты сложены образованиями пермо-триаса (Предрифский бассейн). На юге, в Ааюнском и Сенегальском бассейнах, на архейско-протерозойских породах массива Регибат лежат отложения мела.

В строении осадочного чехла Восточной Атлантики можно наметить четыре зоны. Первая из них (періокеанические бассейны) захватывает прибрежные районы суши, шельф, континентальный склон и часть абиссальной равнины. Здесь мощность осадочного чехла достигает 4—5 км и более, причем максимальные их значения приурочены обычно к шельфу, континентальному склону и прилегающей части абиссальной равнины. Вторая зона целиком расположена в пределах абиссальной равнины, и ее осадочный чехол состоит из тех же комплексов, что и в периокеанических бассейнах, но их общая мощность намного меньше (до 1—1,5 км). Третья и четвертая зоны захватывают внутреннюю часть абиссальной равнины и срединно-океанический хребет. Осадочный че-

хол здесь слагают неоген-четвертичные неуплотненные осадки (100–400 м), лежащие непосредственно на океанических базальтах.

Формирование осадочного чехла в пределах Восточной Атлантики началось с образования континентальных и часто эвапоритовых толщ триаса, нижней и средней юры. Площадь распространения этих отложений невелика. Начиная с позднюрской эпохи и до конца мезозоя, а возможно, и палеогена происходит последовательное расширение областей седиментации в сторону внутренних районов океана и смена преимущественного континентального карбонатно-терригенного и терригенного осадконакопления морским. В этом же направлении наблюдается углубление бассейна седиментации. Осадконакопление в течение мела и кайнозоя периодически нарушалось на разных и общих стратиграфических уровнях [Крашенинников, 1978; Peterson et al., 1970; Dennis et al., 1972; Laughton et al., 1972; Ryan et al., 1973, 1979; Lancelot et al., 1972, 1980]. На границе мела–палеогена и палеогена–неогена перерывы в осадконакоплении являются общими, но их проявление по площади неодинаково и связано со спецификой формирования отдельных структур (см. табл. 1).

Региональные перерывы в осадконакоплении на тех же стратиграфических уровнях установлены и в материковой части периокеанических бассейнов. Кроме того, данные бурения совместно с результатами сейсмических исследований (см. рис. 20, 21) показывают, что и в океане перерывы в осадконакоплении проявлялись не локально, а носили региональный характер. Последнее свидетельствует о проявлении восходящих тектонических движений, дифференцированных по интенсивности. Этими движениями в океане образованы структуры разных порядков и типов.

Восточная окраина Атлантики в течение мезозоя и палеогена неравномерно, но интенсивно прогибалась, в то время как внутренние районы океана, по-видимому, до неоген-четвертичного времени представляли собой приподнятые зоны. Погружение здесь, если и происходило, то было небольшим по амплитуде и кратковременным. Это предположение может быть подтверждено или отвергнуто лишь в дальнейшем при изучении акустического фундамента третьей зоны по результатам глубоководного бурения. В конце палеогена — начале неогена, очевидно, произошло интенсивное и геологически сравнительно кратковременное погружение центральных районов современного океана, что фиксируется образованием глубоководных неоген-четвертичных осадков на всем пространстве океана.

Осадочный чехол на всем пространстве океана нарушен базитовыми интрузиями. Их формирование происходило неоднократно в течение мезозоя и кайнозоя. Особенно интенсивно эти процессы проявлялись в пределах Срединно-Атлантического хребта, где высота вулканических гор достигает 2 км и более.

Погружение континентальной окраины происходило по системам разрывных нарушений субмеридионального простирания. Другая система имеет субширотное простирание. Она контролирует размещение осадочных образований в периокеанических бассейнах, заложенных на продолжении структур континента.

Итак, осадочный чехол центрального сектора Восточной Атлантики формировался в результате неравномерного прогибания в течение мезозоя и палеогена. Одновременно с прогибанием континентальной окраины, по-видимому, существовало поднятие в центре современного океана. В неоген-четвертичное время это поднятие погрузилось, образуя единую современную океаническую впадину.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ АТЛАНТИКИ

Вдоль восточного побережья Северной Америки от п-ова Флорида до залива Мэн простирается обширный периокеанический бассейн, выполненный мезозойскими и кайнозойскими отложениями. По данным бурения и сейсморазведки, он продолжается в океан, захватывая шельф, континентальный склон и часть абиссальной равнины [Дрейк и др., 1970; Крашенинников, 1978; Мейерхоф, Хаттен, 1978; Мейхью, 1978; Шеридан, 1978; Initial..., 1969–1979; Geologic..., 1971]. Складчатым основанием континентальной части бассейна служат метаморфические и кристаллические палеозойские и докембрийские породы. По направлению от материка к океану происходит их ступенчатое погружение по системе дизъюнктивных нарушений и переход в океанический фунда-

мент [Мейхью, 1978; Шеридан, 1978]. На некоторых участках последнего предполагается наличие блоков докембрийского фундамента.

Мощность осадочного чехла на суше в среднем 2,5–3 км. На шельфе, континентальном склоне и части абиссальной равнины она резко увеличивается, достигая 7–8 км, а иногда 9 км и более [Мейхью, 1978; Шеридан, 1978].

Наиболее древние отложения осадочного чехла установлены в грабенах материковой части бассейна. Они представлены красноцветными континентальными образованиями верхнего триаса и, возможно, нижней юры с покровами базальтов и пластовых интрузий. По сейсмическим данным в районе залива Мэн предполагается присутствие триасовых грабенов [Мейхью, 1978; Шеридан, 1978]. Верхнетриасовые красноцветы несогласно перекрыты соленосной толщей не установленного возраста, выше которой лежат известняки верхней юры. По-видимому, возраст соленосной толщи может быть поздне-триасовым—среднеюрским, и с ней, вероятно, связаны диапировые купола в районе Большой Багамской и Ньюфаундленской банок [Дрейк и др., 1970; Мейерхоф, Хаттен, 1978]. Верхнеюрские известняки в материковой части бассейна вскрыты лишь единичными скважинами на юге п-ова Флорида и в районе мыса Хаттерас. Согласно данным А. Мейерхофа и Ч. Хаттена [1978], юрские отложения в районе Большой Багамской банки представлены эвапоритовой формацией, тогда как севернее и юго-восточнее п-ова Флорида по данным бурения эти же отложения состоят из карбонатных пород и черных сланцев. Мощность юрских отложений на суше не превышает 400 м, в то время как в океанической части бассейна она достигает 3,5–4 км [Шеридан, 1978].

Разрез титона — нижнего мела (надгруппа Маркесас) в основном сложен мелководными морскими и лагунными осадками (карбонатами и эвапоритами) [Мейерхоф, Хаттен, 1978]. Точно такой же разрез характерен для южной части п-ова Флорида. Однако в восточном направлении эти отложения постепенно переходят в карбонатные рифовые фации, которые обрамляют современное плато Багама и далее сменяются разновозрастными глубокоководными фациями. Их мощность возрастает с запада на восток от 1,7 до 2,5 км.

Отложения верхнего мела представлены как мелководной доломитовой формацией, которая в основном распространена в пределах Большой Багамской банки, так и глубокоководными карбонатными осадками. Последние, как полагают некоторые авторы [Мейерхоф, Хаттен, 1978], отлагались в каньонообразных проливах и заливах, образовавшихся в позднем мелу в результате раскалывания Багамского плато на ряд банок. Мощность верхнего мела возрастает от суши (1 км) к океану (2 км).

Третичные мелководные известняки и четвертичные морские осадки при переходе от шельфа к континентальному склону и абиссальной равнине сменяются относительно глубокоководными илами, что свидетельствует о формировании в это время основных морфоструктур океана. Мощность кайнозоя 1–2 км.

Зона больших мощностей осадочного чехла вытянута параллельно восточной окраине Северной Америки и представляет собой Северо-Американский периокеанический бассейн, или первую зону осадочного чехла океана (рис. 22). Материковый борт бассейна четко определяется подножием Аппалачей и Флоридско-Багамским поднятием. Его граница в океане имеет расплывчатый характер и условно проведена по изопаките осадочного чехла 3 км и меньше (см. рис. 22). Материалы сейсморазведки и глубоко-водного бурения показывают, что формирование осадочного чехла в пределах Северо-Американского периокеанического бассейна происходило в условиях дифференцированных тектонических движений. Наибольшая их активность приурочена к району современного континентального подножия. В результате длительных интенсивных нисходящих движений здесь сформировалась система узких линейных прогибов с глубиной залегания предполагаемого кристаллического фундамента более 12 км [Дрейк и др., 1970; Шеридан, 1978]. Эти прогибы рассматриваются Ч.Дрейком и другими исследователями в качестве современных геосинклиналей.

К востоку от первой зоны осадочный чехол, сложенный мезозойскими и кайнозойскими отложениями, как правило, залегает горизонтально, и лишь на крыльях поднятий углы наклона слоев увеличиваются до 1–2°. Мощность осадочного чехла закономерно уменьшается к востоку от 2–2,5 км до 400 м. В этом же направлении происходит последовательное выклинивание горизонтов мела. Сначала из разреза исчезают отложения неокома (скв. 386), затем апт-альба (скв. 9) и, наконец, наиболее древние горизонты верхнего мела (скв. 10). Далее к востоку, где-то между скв. 10 и 11, по-ви-

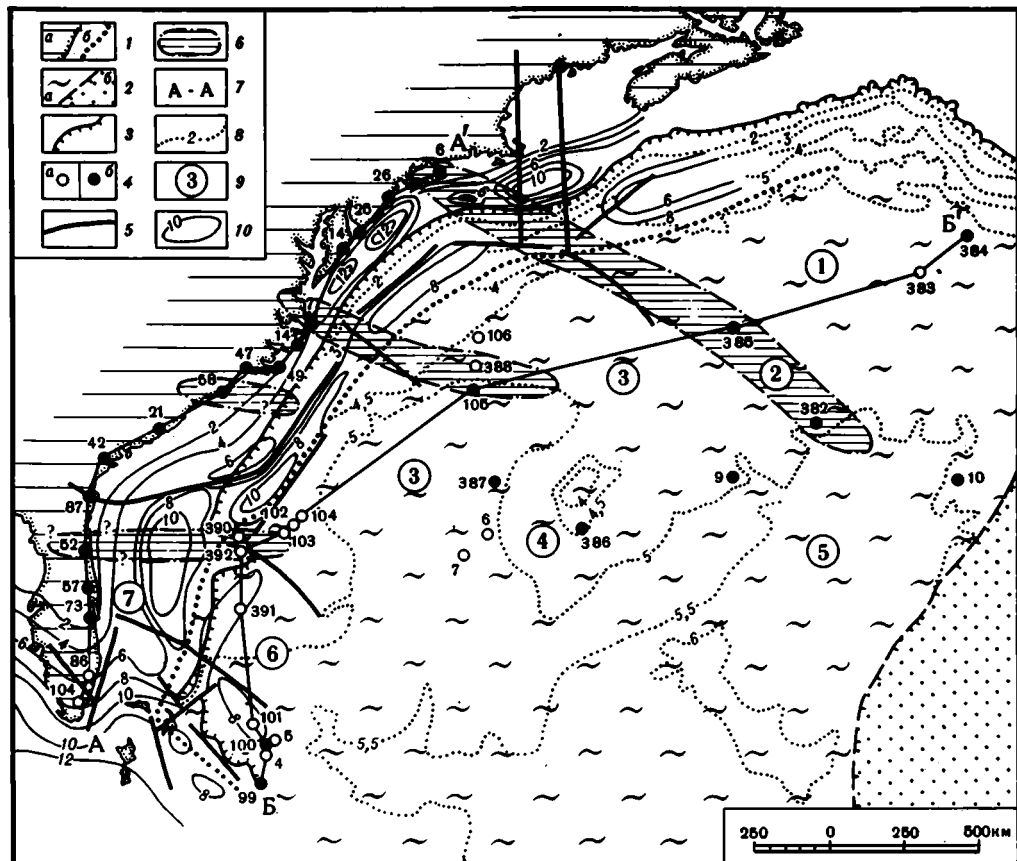


Рис. 22. Схема строения осадочного чехла центрального сектора Западной Атлантики

1 — периокеанический Северо-Американский бассейн (первая зона): а — материковая часть, б — океаническая; 2 — вторая и третья зоны осадочного чехла: а — мезозойско-кайнозойские отложения уменьшенной мощности (вторая зона), б — неоген-четвертичные неуплотненные осадки (третья зона); 3 — бровка шельфа; 4 — скважины: а — вскрывшие и б — не вскрывшие фундамент, и их номера; 5 — разрывные нарушения; 6 — поперечные валлообразные поднятия; 7 — местоположение разрезов по направлению А-А' и Б-Б'; 8 — изобаты (в км); 9 — морфоструктуры океанического дна (цифры в кружках): 1 — абиссальная равнина Ньюфаундленда, 2 — подводные горы Новой Англии, 3 — абиссальная равнина Хаттерас, 4 — Бермудское поднятие, 5 — абиссальная равнина Сом и Нарес, 6 — Блейк-Багамская ступень, 7 — плато Блейк; 10 — изопахиты осадочного чехла (в км)

димому, выклиниваются наиболее молодые отложения верхнего мела и палеогена. Эта часть осадочного чехла, полностью расположенная в пределах абиссальной равнины, составляет вторую структурно-осадочную зону (см. рис. 22). Ее восточная граница может быть условно проведена по восточному краю равнины Сом и Нарес к западному окончанию желоба Пуэрто-Рико. За этой линией в сторону срединно-океанического хребта мезозойская часть осадочного чехла практически отсутствует (рис. 23).

Наиболее древними отложениями в этой зоне являются верхнеюрские известняки (скв. 4, 5, 99, 100, 105, 391). Максимальная мощность (около 130 м) этих отложений установлена в скв. 105. Здесь разрез верхней юры начинается серовато-зеленоватыми глинистыми известняками и аргиллитами оксфорда и кимериджа. Их сменяют красные и зеленые глинистые известняки и известковистые аргиллиты кимеридж-титона. Разрез завершается светло-серыми плотными известняками. Для этих отложений характерны разнообразные фораминиферы, остракоды, наннопланктон. В других скважинах, расположенных южнее и вблизи континентального склона, состав верхнеюрских отложений близок к таковому скв. 105. Юрские отложения распространены в основном вблизи континентальной окраины.

Отложения мела распространены повсеместно. Они начинаются с берриасских отложений, представленных в районе Багамского плато (скв. 4, 5, 99, 100) в основном наннопланктонными глинами, писчим мелом, иногда с включением кремния. Реже встречаются доломиты (скв. 99А). На плато Блейк (скв. 391) и в районе Бермудского поднятия (скв. 105, 387) отложения берриаса сложены известняками и глинистыми известняками. Валанжинские, готеривские и нижнебарремские отложения на плато Блейк (скв. 390, 390А) представлены мелководными известняками. Верхнебарремские и более молодые отложения нижнего мела здесь состоят из пелагических известняков, писчего мела и наннопланктонных глин. В районе Багамского плато можно выделить три типа пород. Первый тип составляют неокомские пелагические светло-серые известняки с включениями кремней (скв. 99). Разрезы, представленные в основном мелом и наннопланктонными илами, образуют вторую группу (скв. 4, 5, 100). Известняки валанжина, которые затем сменяются черными глинами баррем-апта (скв. 101), видимо, представляют третью группу разрезов.

В районе Блейк-Багамской ступени (скв. 391) и Бермудского поднятия (скв. 105, 386, 387) распространены неокомские известняки с прослоями черных глин. Однако в апт-альбе в первом районе развиты исключительно серо-зеленые и черные глины с прослоями терригенных пород, а во втором — темные глины с цеолитами и радиоляриями. Появление черных глин, обогащенных органическим веществом, в разрезе нижнего мела происходит на разных стратиграфических уровнях — от готерива до баррема, что обуславливает разновозрастную границу связанного с ними опорного сейсмического горизонта [Мейхью, 1978].

В районе Ньюфаундленской банки нижнемеловые отложения представлены только мелководными детритовыми известняками и калькаренидами баррем-апта, непосредственно перекрывающими базальты акустического фундамента. Мощность нижнего мела по данным бурения (скв. 384) в среднем 250 м.

Отмеченное разнообразие типов пород нижнего мела свидетельствует о сложной палеогеографической обстановке, разных глубинах и условиях их образования. Верхнемеловые отложения на плато Блейк со стратиграфическим несогласием перекрывают породы нижнего мела и начинаются с кампанских рифогенных известняков (скв. 98). Выше лежащий разрез кампан-маастрихта состоит из мела и наннофораминиферового ила. К востоку от плато Блейк, в пределах континентального подножия, вскрыт полный разрез верхнего мела, представленный черными и пестроцветными глинами с прослоями алевролита и вулканических пород мощностью около 200 м (скв. 391). В отложениях верхнего мела Багамского плато обнаружены все ярусы (скв. 4, 5), сложенные наннофораминифером и наннофораминиферовым мелом, мергелями и радиоляриевыми аргиллитами (50—80 м). В скв. 101 верхнемеловые образования практически отсутствуют. Здесь вскрыта лишь пачка (9 м) черных глин с прослоями алевролита сеноманского возраста. На Бермудском поднятии (скв. 386, 387) верхнемеловые отложения представлены черными глинами сеномана, пестроцветными и цеолитовыми глинами с прослоями писчего мела и вулканических пород кампан-маастрихтского возраста. Мощность отложений верхнего мела достигает 200 м (скв. 386). К северу от Бермудского поднятия, на подводном хребте Новой Англии, в составе верхнемеловых пород встречена пачка (около 60 м) вулканической брекчии коньяк-кампа (скв. 385, 382). Севернее подводного хребта Новой Англии в скв. 384 достоверно установлены лишь наннофораминиферовые илы маастрихтского возраста. В наиболее близких к срединно-океаническому хребту скв. 9 и 10 верхнемеловые отложения непосредственно залегают на базальтах фундамента. Они состоят из наннопланктонного мела с прослоями вулканических пород и глин (150 м), содержащих фораминиферы верхнего кампа и маастрихта. Мощность верхнего мела 80—160 м [Дрейк и др., 1970].

На плато Блейк палеоценовые отложения состоят из наннофораминиферовых, иногда цеолитовых глин и писчего мела. В районе Блейк-Багамской ступени и Багамского плато они отсутствуют (скв. 4, 5, 99, 101, 391). На Бермудском поднятии палеоценовые отложения представлены темными глинами с кремнями. Несколько иной их состав (цеолитовые глины с прослоями алевролита) вскрыт скв. 385 на подводном хребте Новой Англии. Эоценовые отложения обычно согласно перекрывают палеоценовые, но в некоторых случаях (скв. 390, 384) между ними отмечен перерыв. Они в основном состоят из радиоляриевых и диатомовых глин, часто с большим количеством кремния. Иногда в разрезе встречаются темно-серые цеолитовые глины, алевролиты с прослоями

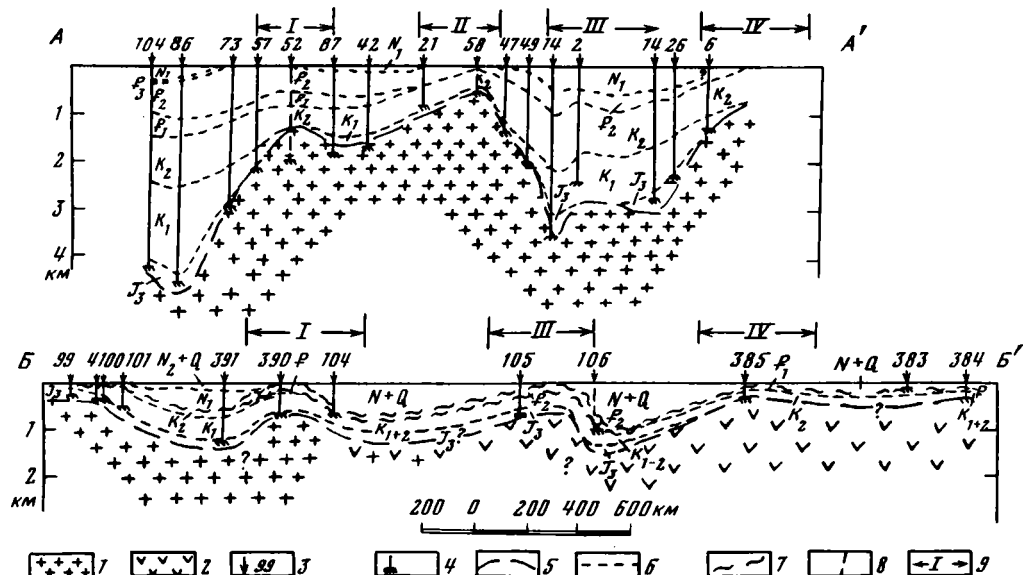


Рис. 23. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений суши (А—А') и океана (Б—Б')

1 — гетерогенный фундамент; 2 — базальты океана; 3 — скважины глубоководного бурения и суши и их номера; 4 — забой скважин; 5 — предполагаемая граница подошвы осадочной толщи; 6 — стратиграфические границы; 7 — поверхность стратиграфического несогласия; 8 — дизъюнктивные нарушения; 9 — положения поперечных поднятий на схемах корреляции (см. рис. 22)

вулканических пород. На плато Блейк эоценовые образования представлены наннопланктонными и наннофораминиферовыми илами. Непрерывный переход от палеоцена к эоцену наблюдается в некоторых скважинах (386, 387) Бермудского поднятия. В пределах Блейк-Багамской ступени эоценовые отложения отсутствуют (скв. 4, 5, 99, 101, 391). Оligоценовые отложения встречены в семи скважинах. В районе Багамского плато они представлены наннофораминиферовыми илами (скв. 98) и темными глинами (скв. 5). Севернее, на Блейк-Багамской ступени, олигоценовые отложения отсутствуют (скв. 4, 99, 101, 390, 391). В районе Бермудского поднятия (скв. 9, 386, 387) они состоят из песчаников, алевролитов и глин с прослоями цеолитовых глин, вулканических пород, а иногда радиоляриевых аргиллитов. В скв. 10, расположенной наиболее близко к срединно-океаническому хребту, олигоценовые образования сложены наннопланктонными илами, глинами, иногда цеолитовыми глинами. Их мощность до 35 м. В пределах подводного хребта Новой Англии и к северо-западу от Бермудского поднятия олигоценовые отложения отсутствуют. Максимальная мощность палеогена достигает 450 м (скв. 386).

Неогеновые отложения характеризуются большим разнообразием литологического состава. На Блейк-Багамской ступени известны разрезы, в которых они состоят из маломощных наннофораминиферовых илов и глин плиоцена (скв. 4, 99). В некоторых разрезах (скв. 390, 392) неогеновые отложения отсутствуют. К северо-западу от Бермудского поднятия (скв. 106, 105) на некоторых участках выпадают нижние горизонты миоцена. Остальной разрез неогена представлен здесь пелагическими глинами, иногда с прослоями алевролита и цеолитовых глин. Их мощность более 600 м (скв. 106). Примерно такой же состав и характер строения имеют отложения неогена и на Бермудском поднятии. Здесь известны разрезы, в которых они практически отсутствуют (скв. 387), и есть такие, где имеются все составляющие их горизонты (скв. 396). Неогеновые отложения подводного хребта Новой Англии (скв. 382, 385) по составу очень близки к разрезам последних двух районов океана. На абиссальной равнине Сом и Нарес неогеновые отложения сложены пелагическими цеолитовыми глинами и наннопланктонными илами. В скв. 10 большая их часть отсутствует и они представлены

маломощными отложениями верхнего миоцена и плиоцена, которые с перерывом залегают на отложениях олигоцена. Четвертичные отложения в этой же скважине составляют с неогеном единый комплекс отложений мощностью 42 м.

Многие структурные элементы, осложняющие океаническую часть Северо-Американского осадочного бассейна и вторую структурно-осадочную зону, не имеют длительного однонаправленного развития. Так, Бермудское поднятие существовало лишь в неокоме, а в течение апт-альба и до конца неогена здесь господствовали нисходящие движения. Современный же облик этой структуры создан более поздними четвертичными движениями. Структура подводного хребта Новой Англии, по-видимому, была сформирована в раннем мелу, возможно, поздней юре (см. рис. 22, 23). Все остальное время, исключая эоцен-олигоценное, здесь преобладали нисходящие движения. В эоцен-олигоцене в районе хребта Новой Англии, как и во всех структурах, расположенных вдоль континентального склона (абиссальная равнина Хаттерас, плато Блейк и Багамское, Блейк-Багамская ступень), имел место региональный перерыв в осадконакоплении (см. рис. 22, 23). Это, очевидно, свидетельствует о широком проявлении восходящих тектонических движений, которыми были охвачены не только положительные, но и отрицательные структуры (абиссальная равнина Хаттерас и Блейк-Багамская ступень). Плато Блейк и Багамское расположены в настоящее время на океанических глубинах соответственно свыше 2,5 и 5 км. Для первого из них характерно накопление в раннем мелу мелководных известняков. В позднем мелу в результате роста поднятия осадконакопление прекратилось на длительное время и восстановилось лишь в кампан-маастрихте. Однако как в конце позднего мела, так и в начале палеогена оно было неустойчивым и часто прерывалось. С конца же олигоцена и, видимо, до недавнего времени плато Блейк представляло собой поднятие, для которого, очевидно, были характерны процессы денудации. Погружение же плато Блейк на современную глубину, по-видимому, произошло лишь в позднечетвертичное время. Примерно такое же развитие и последующее позднечетвертичное погружение характерны и для Багамского плато. В то же время на абиссальной равнине Сом и Нарес с кампан-маастрихта и до конца неоген-четвертичного времени господствовали нисходящие движения. Малая мощность осадков здесь, видимо, прежде всего обусловлена небольшим сносом обломочного материала (см. рис. 22, 23).

Приведенный материал показывает, что для осадочного чехла периокеанического бассейна и второй структурно-осадочной зоны характерно большое разнообразие состава и мощности мезозойских и кайнозойских отложений. Они осложнены положительными и отрицательными структурами, которые испытали сложный и неодинаково направленный характер развития.

К востоку от второй структурно-тектонической зоны осадочный чехол, как уже отмечалось, не содержит мезозойских и палеогеновых отложений. Здесь в скв. 11 на базальтах океанического фундамента с несогласием залегают среднемиоценовые отложения. Отложения миоцена и нижнего плиоцена сложены нанофораминиферовыми илами мощностью 262 м. Разрез завершают четвертичные отложения, представленные светло-коричневыми нанофораминиферовыми известковистыми илами мощностью до 30 м. Эта часть океана непосредственно примыкает к срединно-океаническому хребту и образует третью осадочно-структурную зону. Мощность неоген-четвертичных отложений в этой зоне, видимо, не превышает 400 м. По мере приближения к срединно-океаническому хребту мощность осадочного чехла уменьшается до 200 м и меньше. В пределах же самого срединно-океанического хребта неоген-четвертичные отложения распространены фрагментарно. Очевидно, осадочный чехол срединно-океанического хребта, который формируется в специфических условиях, представляет самостоятельную осадочно-структурную зону.

Как показывают результаты бурения, в процессе развития Северо-Американского периокеанического бассейна продольная тектоническая зональность была осложнена поперечными поднятиями, которые пересекали линию глубоких прогибов и характеризовались неоднократными размывами осадочного чехла. На суше, севернее п-ова Флорида, по данным бурения установлены поднятия в районе скв. 52 и 58 (см. рис. 22, 23). Они фиксируются отсутствием или сокращением мощности отдельных ярусов и горизонтов мела и палеогена. Очевидно, что плато Блейк осложнено одним из этих поднятий (см. рис. 22). Доказательством могут служить разрезы скв. 390 и 392, где, как и на суше, почти полностью отсутствуют отложения верхнего мела, а палеогеновые

образования в составе палеоцена и эоцена маломощны (около 100 м). Отложения неогена в этих скважинах отсутствуют, что также подтверждает его существование. В то же время несколько севернее скв. 390 и 392 мощность неогеновых отложений достигает 650 м и более (скв. 102–104). Не исключено, что поднятие осложняется не только плато Блейк, но и часть абиссальной равнины Хаттерас. К сожалению, отсутствие материалов не позволяет судить о продолжении в океан поднятия суши (в районе скв. 58), но такая возможность, исходя из первого примера, не исключена.

На суше, к северу от мыса Хаттерас (скв. 7) и на о-ве Лонг-Айленд (скв. 6), выделяются еще два поднятия, которые, возможно, имеют океаническое продолжение. Первое из них, фиксируемое в палеогене и неогене, имеет сравнительно небольшую амплитуду (см. рис. 23). В океане, на абиссальной равнине Хаттерас, отмечается закономерное увеличение мощности отложений палеогена и неогена от скв. 105 к скв. 8, 106, 380, расположенным севернее. Например, мощность неоген-четвертичных (около 200 м) и палеогеновых (около 25) отложений в скв. 105 в 1,5–3 раза меньше, чем в остальных скважинах. Максимальная мощность (более 950 м) неоген-четвертичных отложений установлена в наиболее северной скв. 106. И хотя продолжение поднятия суши в океан не подтверждается сейсмическими материалами, отмеченный характер строения кайнозойских отложений в рассмотренных скважинах представляется не случайным и убеждает в возможности его существования. И наконец, поднятие суши в районе скв. 6, в своде которого обнажены породы верхнего мела, по-видимому, имеет своим продолжением подводный хребет Новой Англии. На хребте пробурены две скважины (385 и 382), положение которых соответствует не своду, а его крыльям. В обеих скважинах установлены неоген-четвертичные отложения мощностью 130–350 м, причем в первой из них они лежат на породах палеоцена, а во второй — на цеолитовых глинах кампана с прослоями вулканической брекчии. Присутствие вулканической брекчии в разрезах скважин, очевидно, обусловлено интенсивным развитием магматических процессов в мелу и в более позднее время, в результате которых вдоль всего подводного хребта была образована цепочка подводных вулканических гор. Последние четко выражены в рельефе дна и морфологически фиксируют положение подводного хребта в пределах абиссальной равнины и континентального склона. На шельфе подводные вулканические горы отсутствуют, что, видимо, связано не только со значительной мощностью (8–10 км) осадочного чехла, но, вероятно, и с присутствием здесь континентального блока земной коры, слабо реагирующего на проявления глубинных магматических процессов. Ввиду отсутствия геолого-геофизического материала продолжение поднятия далее в океан не прослежено, хотя не исключено, что оно протягивается восточнее подводного хребта Новой Англии.

По данным геофизики [Дрейк и др., 1970; Шеридан, 1978], в Северо-Американском периокеаническом бассейне выделены две системы разрывных нарушений: субширотная и субмеридиональная. Первая из них, по-видимому, непосредственно связана с развитием поперечных поднятий. Так, с поднятием суши в районе скв. 52, очевидно, связан разлом Блейк-Спур. Зона разломов Норфолк сопряжена с поднятием суши в районе скв. 7. К подводному хребту Новой Англии и его продолжению на запад, очевидно, приурочена зона разломов Келвин. Едва ли это совпадение случайно, и потому будет справедливым предполагать, что субширотный разлом Ньюфаундленд также связан с поднятием того же простираения. Система разломов субмеридионального простираения распространена непосредственно вдоль континентальной окраины, на шельфе и континентальном склоне (см. рис. 22). Они нарушают фундамент и нижние горизонты осадочного чехла. Некоторые из них, особенно в зоне континентального склона, возможно, нарушают осадочный чехол на большую мощность. Как правило, разрывные нарушения имеют характер нормальных сбросов. По ним начиная с мезозоя происходило неравномерное погружение континентальной окраины, что способствовало образованию мелководных и глубоководных фаций осадочного чехла.

Для осадочного чехла океана характерно широкое развитие вулканических диапиров, выраженных в рельефе дна в виде подводных гор. Наибольшее их скопление наблюдается на подводном хребте Новой Англии и к северо-востоку от него. Бермудское поднятие — другое место распространения вулканических подводных гор. Единичные вулканические подводные горы существуют на всем пространстве океана.

Итак, в строении осадочного чехла западной окраины Атлантики можно наметить три зоны. Первая из них отвечает периокеаническому осадочному бассейну, где сред-

Т а б л и ц а 2
Стратиграфические перерывы в осадочном чехле центрального сектора
западной окраины Атлантики по данным глубоководного бурения

Плато				Блейк	Блейк-Багамская ступень	Абиссальная равнина Хаттерас	Абиссальная равнина Сом	Подводный хребет Новой Англии	
Багамское									
Номера скважин									
99	101	4	390	391	106	105	10	382	385
$\overbrace{P_2}^{N_2}$	$\overbrace{P_2}^{N_1}$	$\overbrace{P_2}^{N_2}$	P_2	N_1	$\overbrace{P_2}^{N_1}$	$\overbrace{P_3}^{N_1}$	$\overbrace{P_3}^{N_1}$	N	$\overbrace{P_1}^N$
$\overbrace{K_1}^{P_3}$	$\overbrace{K_1}^{P_3}$	Не вскрыто	$\overbrace{K_2}^{P_1}$	K_2	Не вскрыто	$\overbrace{K_2}^{P_3}$	Нет перерыва	K_2	Нет перерыва

П р и м е ч а н и е. Волнистая линия — перерыв в осадконакоплении.

няя мощность осадочного чехла достигает 4–5 км и более. Его максимальные мощности (8 км и более) приурочены к внутренней части шельфа, континентальному склону и прилегающей части абиссальной равнины. Вторая зона целиком расположена в пределах абиссальной равнины, и ее осадочный чехол состоит из тех же идентичных по возрасту комплексов отложений, которые зафиксированы в периокеаническом бассейне, но их общая мощность намного меньше (1–1,5 км). Третья зона охватывает внутреннюю часть абиссальной равнины и срединно-океанический хребет. Осадочный чехол здесь представлен неоген-четвертичными неуплотненными осадками (200–400 м), лежащими непосредственно на океанических базальтах.

Формирование осадочного чехла в пределах западной окраины Атлантики началось с образования континентальных и часто эвапоритовых толщ триаса, нижней и средней юры. Площадь распространения этих отложений невелика. Так, триасовые красноцветы и эвапориты выполнены субмеридиональными грабнями, расположенные целиком в материковой части периокеанического бассейна.

Начиная с позднеюрской эпохи и до конца палеогена шло последовательное расширение областей седиментации в сторону внутренних районов океана. Об этом свидетельствует приближение все более молодых образований мезозоя и палеогена к срединно-океаническому хребту. В неоген-четвертичное время глубоководные условия седиментации установились на всем пространстве океана. Дислоцированность слоев осадочного чехла чрезвычайно мала, что выражается в очень небольших углах падения и редких разрывных нарушениях, которые в основном сосредоточены в зоне современного шельфа и континентального склона.

Осадконакопление в течение мела и кайнозоя периодически нарушалось на разных и общих стратиграфических уровнях [Крашенинников, 1978]. На границе мела–палеогена и палеогена — неогена перерывы в осадконакоплении являются общими и прослежены как в материковой, так и в океанической частях Северо-Американского периокеанического бассейна, а также во второй зоне, целиком расположенной в пределах абиссальной равнины (табл. 2; см. также рис. 22). Данные бурения совместно с результатами сейсмических исследований показывают, что в океане перерывы в осадконакоплении проявлялись не локально, а носили региональный характер. Однако их проявление по площади неодинаково и связано со спецификой формирования отдельных структур. Последнее свидетельствует о проявлении вертикальных восходящих тектонических движений, дифференцированных по интенсивности. Влиянием этих движений обусловлено накопление осадков, неодинаковых по мощности, и образование структур разных порядков и типов. К числу последних принадлежат поперечные структуры в виде пологих валов, установленные в результате анализа материалов бурения в океане и на суше.

Западная окраина Атлантики в течение мезозоя и палеогена неравномерно, но интен-

сивно прогибалась, в то время как внутренние районы океана, по-видимому, представляли собой до неоген-четвертичного времени приподнятую зону. Погружение здесь, если и происходило, то было небольшим по амплитуде и кратковременным. В конце палеогена — в начале неогена, очевидно, произошло интенсивное и геологически сравнительно кратковременное погружение центральных районов современного океана, что фиксируется по образованию глубоководных осадков.

Погружение континентальной окраины происходило по системе разрывных нарушений субмеридионального простирания. Другая система, имеющая субширотное простирание, контролирует размещение осадочных образований в периокеаническом бассейне, вдоль поперечных структур, осложняющих осадочный чехол в его материковой и океанической частях.

Таким образом, осадочный чехол Северо-Американского периокеанического бассейна представляет собой единое и неоднородное геологическое тело, образованное в мезозое и кайнозое в результате неравномерного прогибания.

НИЖНИЙ (ВЕРХНЕЮРСКО-СРЕДНЕОЦЕНОВЫЙ) СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА БИСКАЙСКОГО БАСЕЙНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Бискайский глубоководный осадочный бассейн имеет треугольную форму. Он ограничен на северо-востоке докембрийскими и палеозойскими комплексами Армориканского массива, на юге сопряжен с Иберийскими палеозойскими складчатыми сооружениями и с альпийскими складчатыми сооружениями Пиренеев. На востоке Бискайский бассейн поперечным поднятием Ланд отделяется от Аквитанского бассейна, занимающего шельф и прилегающие районы низменной суши [Гарецкий, 1972; Хаин, 1977; Гийемо, 1978]. На западе он уходит во внутренние районы Атлантического океана, и его ограничение еще плохо изучено.

Бискайский бассейн — один из хорошо исследованных геологических объектов. Здесь в пяти точках пробурены глубоководные скважины [Тимофеев, Боголюбова, 1980; Тимофеев, Еремеев, 1980; Laughton et al., 1972; Montadert, Roberts, 1979; Timofeev, Bogolyubova, 1979; Timofeev et al., 1979], отработан значительный объем сейсмических профилей [Монтадер и др., 1978; Cholet et al., 1968; Damotte et al., 1968, 1969; Martin et al., 1968; Dardel, Rosset, 1971; Ewing et al., 1971; Henry et al., 1971; Le Pichon et al., 1971; Montadert, Damotte et al., 1971; Montadert, Damotte, Dettail et al., 1971; Montadert et al., 1971a, b; Montadert, Winnock, 1971; Sibuet et al., 1971; Valery et al., 1971; Winnock, 1971; Laughton et al., 1972; Vigneaux, 1973; Avedik, 1975; Montadert et al., 1976; Seismic..., 1977; Initial..., 1979], проведены гравиметрические и магнитометрические исследования [Le Mouel, Le Borgne, 1971; Sibuet, Le Pichon, 1971; Williams, 1971]. Вопросы происхождения и развития Бискайского бассейна широко обсуждались в литературе [Гарецкий, 1972; Хаин, 1977; Гийемо, 1978; Монтадер и др., 1978; Кропоткин, Титков, 1981; Грамберг, Литвинов, 1982; Montadert, Winnock, 1971; Le Pichon et al., 1971; Vigneaux, 1973; Initial..., 1979].

По сейсмическим материалам в разрезе Бискайского бассейна выделяются акустический фундамент и осадочный чехол. Первый из них на временных сейсмических разрезах характеризуется дифрагированным волновым полем или круто наклоненными отдельными площадками. Акустический фундамент достигнут только скв. 118 в юго-западной части Бискайского бассейна, где он представлен сильно выветрелыми доверхнеоценовыми базальтовыми sillами и обожженными красными глинами [Laughton et al., 1972]. К акустическому фундаменту зарубежные исследователи относят и мелководные кимериджские известняки, вскрытые скв. 401 в северо-западной части бассейна [Montadert et al., 1976, 1979] в непосредственной близости от опорного отражающего сейсмического горизонта поверхности акустического фундамента. Однако по физическим свойствам они, несомненно, представляют осадочный чехол.

В пределах Бискайского бассейна повсеместно в осадочном чехле на временных сейсмических разрезах по различной волновой картине и залеганию слоев выделяются

два структурных комплекса. В нижнем из них слои испытывают различной морфологии изгибы и с резким структурным несогласием перекрываются обычно горизонтально залегающими слоями верхнего комплекса. К кровле нижнего комплекса приурочен опорный отражающий горизонт. В настоящей статье рассматриваются отложения нижнего комплекса преимущественно по временным сейсмическим разрезам, опубликованным зарубежными исследователями. На их основании построена карта его суммарной мощности (рис. 24).

Нижний структурный комплекс осадочного чехла Бискайского бассейна вскрыт глубоководными скважинами в трех точках по северо-западной его периферии. Они приурочены к выступам акустического фундамента, где мощность отложений осадочного чехла резко утонена. Наиболее древние горизонты пройдены скв. 401. Ею обнаружены кимериджские мелководные органогенно-обломочные известняки (35 м) с микрокомковатой и горизонтально-волнистой слоистостью, непосредственно перекрытые маломощными мелководными альбскими известняками (18 м).

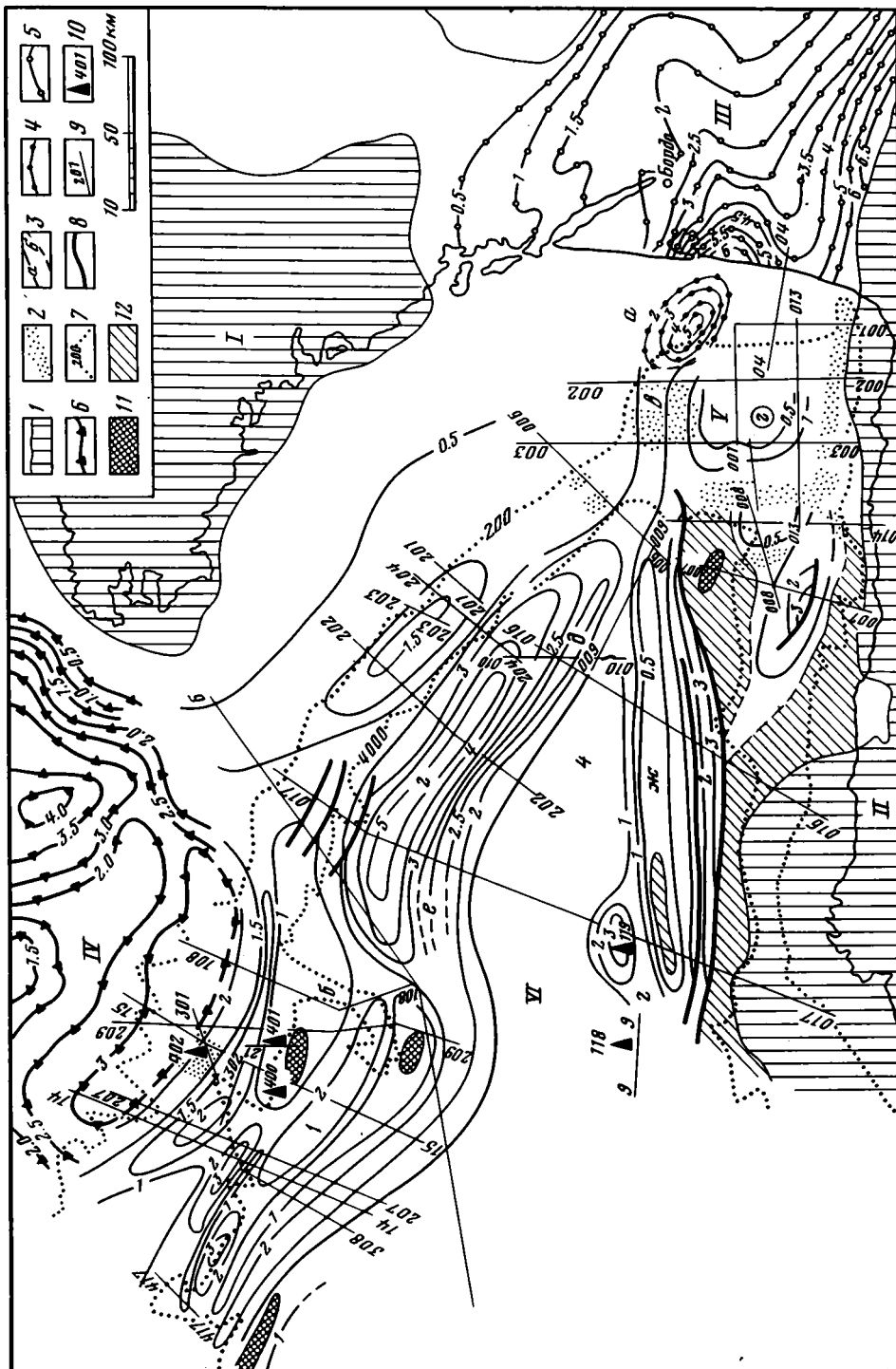
Скважины 400/400А и 402/402А достигли отложений апт-альбского возраста (мощность 295 м), представленных известковистыми аргиллитами, обогащенными органическим веществом (черные сланцы), ритмически переслаивающимися с мергелистыми мелями и известняками. Черные сланцы богаты аллохтонным гумусовым и автохтонным сапропелевым материалом, включают прослои сингенетичных доломитов и, несомненно, представляют собой мелководные образования [Тимофеев, Боголюбов, 1980; Тимофеев, Еремеев, 1980; Timofeev, Bogolyubova, 1979; Timofeev et al, 1979]. Выше апт-альбских образований залегают туфогенные органогенно-карбонатно-кремнистые отложения макрофации зоны относительно мелководной морской седиментации альбского возраста мощностью до 50 м. Они в свою очередь по скв. 400/400А и 401 перекрываются пелитоморфными известняками с реликтами кокколитов кампан-маастрихта мощностью до 15 м. Последние предположительно относятся к зоне относительно глубоководной океанической седиментации. Максимальная мощность вскрытых скв. 402 меловых отложений 295 м. Верхняя часть разреза нижнего комплекса в скв. 401 представлена нижнепалеоценовыми известняками, верхнепалеоценовыми пелитоморфными известняками и глинистыми доломитами с реликтами кокколитов ранне-среднеэоценового возраста. Сква. 400/400А пройдены нижнетретичные доверхнеэоценовые отложения мощностью 125 м [Montadert et al, 1979].

Расположенные в юго-западной части Бискайского бассейна скв. 118 и 119 вскрыли глубоководные терригенно-карбонатные отложения палеоцен-допозднеэоценового возраста (пройденная скв. 119 мощность — 350 м). В районе скв. 118 глинистые отложения нижнего эоцена непосредственно ложатся на породы акустического фундамента (выветрелые базальты) [Laughton et al., 1972].

В пределах шельфа Аквитанского бассейна акустический фундамент по сейсмическим материалам не выделяется [Dardel, Rosset, 1971] и анализируемые отложения ограничены кровлей юрских отложений, к которой приурочен опорный отражающий горизонт. Меловые и доверхнеэоценовые палеогеновые отложения здесь представлены по данным бурения терригенно-карбонатными породами общей мощностью до 5 км [Dardel, Rosset, 1971]. В прилегающих к бассейну районах суши нижний комплекс осадочного чехла, по данным бурения, сложен красноцветными моласоидными отложениями верхнего карбона—перми и мелководными терригенно-карбонатными и соленосными породами мезозоя и доверхнеэоценового палеогена общей мощностью до 6 км [Гарецкий, 1972].

В бассейне Западных подходов пролива Ла-Манш осадочный чехол анализируется суммарно. Он сложен мезозойско-кайнозойскими, возможно, верхнепалеозойскими отложениями общей мощностью до 3,5 км [Avedik, 1975]. Отложения пермо-триаса здесь можно рассматривать в качестве моласс варисцид со слабо развитым вулканизмом [Даннинг, 1964]. Мощность юрских отложений, представленных преимущественно терригенными образованиями, до 1 км; терригенно-карбонатных меловых пород — 800 м. Вышележащие карбонатно-терригенные отложения третичного и четвертичного периодов имеют мощность более 1 км [Аркелл, 1961; Curry et al., 1971].

По мощностям нижнего структурного комплекса осадочного чехла в пределах Бискайского бассейна намечается ряд крупных структурных элементов (см. рис. 24). В северо-восточной его части расположен линейный Приармориканский прогиб, за-



нимающий одноименный континентальный склон и прилегающую часть абиссальной равнины. Он простирается с юго-востока на северо-запад, где принимает субширотную ориентировку. По замкнутой изопахите 4 км его размеры составляют 40 X 250 км. В северо-восточной части прогиба в пределах континентального склона сейсмическими профилями 201, 203 и 204 намечается локальная мульда с мощностью доверхнезоценовых отложений до 1,5 км. Она краевым поднятием отделяется от осевой части прогиба, где мощность отложений нижнего комплекса увеличивается до 5 км. Здесь по сейсмическим материалам, увязанным с глубоководным бурением, внутри нижнего комплекса выделяют два подкомплекса: нижний — юрско-нижнемеловой и верхний — верхнемеловой-среднезоценовый. Наиболее древние отложения нижнего подкомплекса по направлению к южному склону краевого поднятия утоняются. В локальных мульдах акустического фундамента они прислоняются к его поверхности. Верхняя часть нижнего подкомплекса и верхний подкомплекс прислоняются к поверхности акустического фундамента южного склона краевого поднятия и одновременно испытывают в центральной части прогиба почти двукратное увеличение мощности всех своих слоев. С юга Приармориканский прогиб отделяется от Центрально-Бискайского поднятия Северо-Гасконским хребтом — крупным линейно-вытянутым выступом акустического фундамента, к которому испытывают четкое прислонение все отложения нижнего комплекса (рис. 25). В северо-западной части Приармориканского прогиба сейсмическим профилем 017 установлены разрывные нарушения амплитудой до 2 км. Выполняющие их отложения нижнего комплекса прислоняются к поверхности акустического фундамента. В центральной части Приармориканского прогиба верхние горизонты верхнего подкомплекса срезаются (до 0,3 км) постсреднезоценовыми образованиями. Севернее краевого поднятия в пределах локальной мульды юрско-нижнемеловые отложения выполняют ее наиболее погруженные участки и перекрываются верхнемеловыми—доверхнезоценовыми отложениями. Мощность последних на южном крыле мульды уменьшается за счет постсреднезоценового среза.

К северо-западу Приармориканский прогиб сменяется Западно-Бискайским прогибом. Его размеры 150 X 300 км. Он имеет то же протирание, что и Приармориканский, однако смещен вдоль подводной возвышенности Тревелиан на 50 км к юго-западу. В южной части Западно-Бискайский прогиб испытывает коленообразный изгиб к северу, непосредственно вливаясь в Приармориканский прогиб. В пределах Западно-Бискайского прогиба в разрезе нижнего комплекса осадочного чехла по сейсмическим материалам выделяют три подкомплекса, возраст которых определяется на основе сопоставления данных глубоководного бурения [Montadert et al., 1979]. Нижний из них, подкомплекс 4, соответствует юрско-нижнемеловым отложениям, средний, подкомплекс 3, — апт-альбским отложениям и верхний, подкомплекс 2, — верхнемеловым—досреднезоценовым отложениям.

В северной части Западно-Бискайский прогиб краевым поднятием отделяется от бассейна Западных подходов, занимающего акваторию Ла-Манша и верхнюю часть континентального склона (рис. 26). В западной части Западно-Бискайского прогиба кулисообразно расположены три локальные мульды, разделенные седловинами. Мощность отложений нижнего комплекса в них составляет 3 км, а на седловинах она сокращается до менее 2 км. В северной мульде нижняя часть отложений подком-

Рис. 24. Карта мощностей нижнего (верхнеюрско-среднезоценового) структурного комплекса Бискайского бассейна

1 — выходы на поверхность пород акустического фундамента; 2 — современные врезы; 3—6 — изопакхиты отложений (в км): 3 — залегающих на акустическом фундаменте (а — достоверные, б — предполагаемые), 4 — послеюрских — доверхнезоценовых, 5 — верхнего карбона — перми, мезозоя и доверхнезоценового палеогена, 6 — мезозойско-кайнозойских, возможно, включая и верхнепалеозойские; 7 — изобаты (в м); 8 — разрывные нарушения; 9 — сейсмические профили и их номера; 10 — скважины глубоководного бурения и их номера; 11 — локальные выступы акустического фундамента, лишенные отложений нижнего комплекса; 12 — области отсутствия отложений нижнего комплекса. Основные структурные элементы: I — Армориканский массив; II — складчатые сооружения Пиренейского полуострова; III — Аквитанский бассейн; IV — бассейн Западных подходов; V — поднятие Ланд; VI — Бискайский глубоководный бассейн: 1 — Западно-Бискайский прогиб, 2 — Приармориканский прогиб, 3 — Северо-Испанский грабен, 4 — Центрально-Бискайское поднятие. Локальные тектонические элементы: а — прогиб Парантис; б — подводная возвышенность Тревелиан; в — прогиб Кап-Ферре; г — подводная гора Кантабрия; д — подводная гора Гасконь; е — Северо-Гасконский хребет; ж — Южно-Гасконский хребет

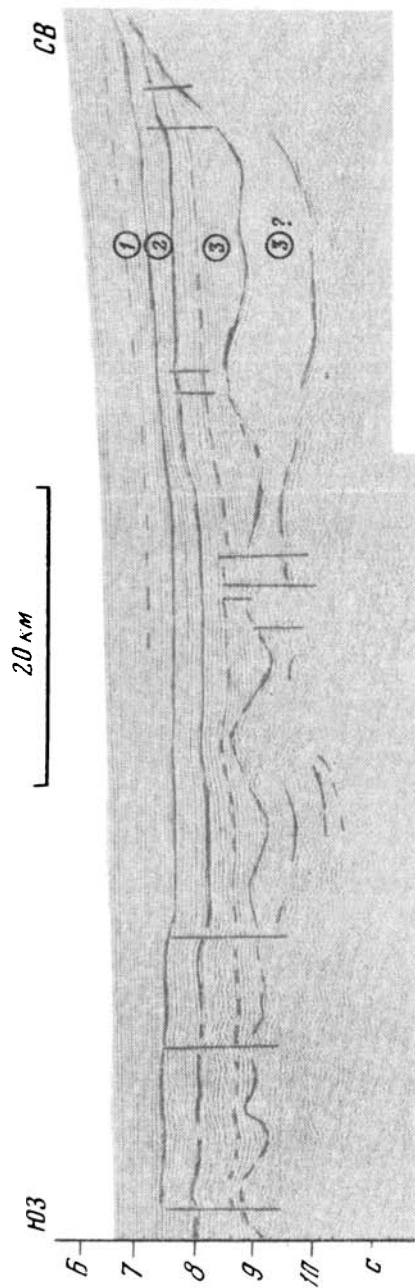


Рис. 25

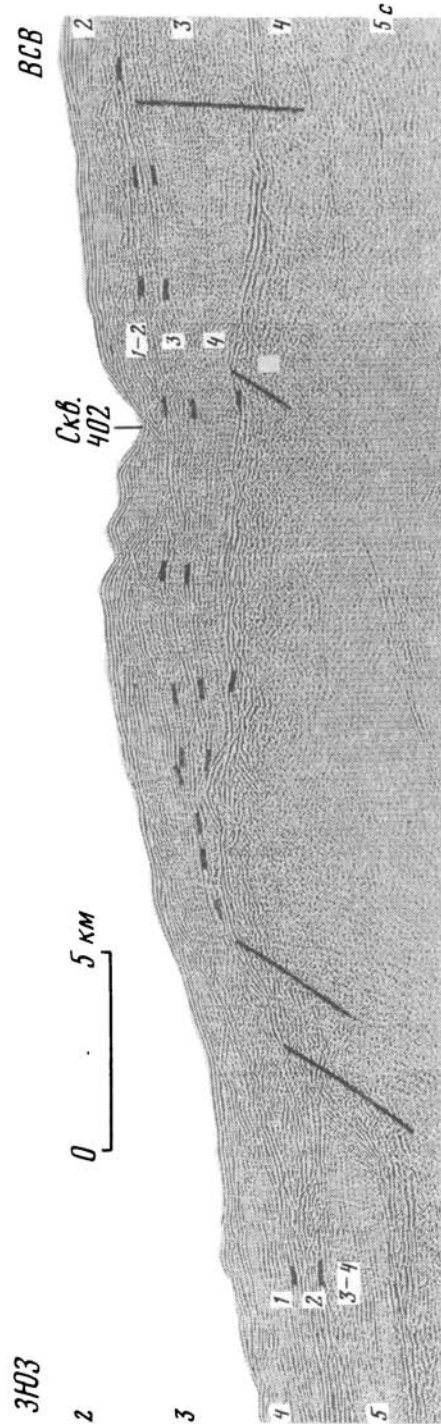


Рис. 26

плекса 3 утоняется к востоку более чем в 2 раза. Верхняя их часть в этом направлении срезается отложениями подкомплекса 2, верхние горизонты которых в свою очередь уничтожены постсреднеэоценовыми отложениями (профиль 302). Утонение доверхнеэоценовых отложений отмечается и на северном крыле мульды. На южном ее крыле слои испытывают четкое прислонение к поверхности акустического фундамента. В расположенной юго-западной мульде изменение мощностей нижнего комплекса контролируется его прислонением к акустическому фундаменту и срезанием постсреднеэоценовыми отложениями, причем на северном крыле отложения подкомплексов 2 и 3 срезом уничтожены полностью. В центральной части Западно-Бискайского прогиба намечаются выступ и две локальные мульды. В восточной из них мощность юрско-нижнемеловых отложений достигает 1,5 км. Ее изменение происходит в основном за счет прислонения слоев к акустическому фундаменту на крыльях мульды. Утонения слоев составляет до 10% их общей мощности. Мощность подкомплексов 2 и 3 в районе мульды составляет 0,5 км. Они срезаются постсреднеэоценовыми образованиями.

На южном крыле Западно-Бискайского прогиба изменение мощностей нижнего комплекса осадочного чехла происходит практически полностью за счет прислонения. Профилем 14 в центральной части крыла выявлены смятые в складки доверхнемеловые отложения (подкомплексы 3 и 4), причем мощность их не изменяется. Здесь слои подкомплекса 2 прислоняются к апт-альбским отложениям, а верхние их горизонты срезаны постсреднеэоценовыми породами (рис. 27). В юго-восточной части Западно-Бискайского прогиба, вблизи окончания подводной возвышенности Тревельян, отмечается выход акустического фундамента на подводную поверхность. Профилями 15 и 108 отложения подкомплекса 4 установлены в наиболее погруженных участках акустического фундамента, где они прислоняются к его поверхности. Отложения подкомплекса 3 выдержаны по мощности (200–300 м) и облекают все неровности акустического фундамента и нижележащих отложений. Породы подкомплекса 2 в сводовой части выступов акустического фундамента резко уменьшаются в мощности (почти в 2 раза на расстоянии 8 км) и затронуты современными врезами. В районе подводного выступа Тревельян местами апт-альбские породы срезаются отложениями подкомплекса 2.

Северо-западную часть Западно-Бискайского прогиба занимает крупный выступ акустического фундамента, захватывающий северную часть подводного выступа Тревельян. Мощность нижнего комплекса здесь не превышает 1 км. У западного окончания выступа отложения осадочного чехла отсутствуют. В пределах выступа в районе скв. 400 расположена локальная мульда небольших размеров (до 10 км в поперечнике). В ней подкомплекс 4, достигающий 0,5 км, выклинивается в верхней части ее крыльев, а слои подкомплексов 2 и 3 прислоняются к акустическому фундаменту. Верхние горизонты подкомплекса 2 срезаются постсреднеэоценовыми отложениями. К склонам выступа отложения осадочного чехла резко прислоняются. Вскрытые скв. 401 маломощные верхнеюрско-нижнемеловые карбонаты по данным временных сейсмических разрезов переходят в мощный слоистый разрез подкомплексов 3 и 4

Рис. 25. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 017 через Приармориканский прогиб [Montadert et al., 1971]

Видно увеличение мощности слоев осадочного чехла в сторону прогиба (правая часть разреза) и их четкое прислонение к локальным выступам акустического фундамента и Северо-Гасконскому хребту (левая часть разреза). Такое изменение мощностей может быть интерпретировано как обратная клиноформа, оборванная в верхней части за счет крутизны склона. Цифрами обозначены (на рис. 25 и 29): 1 — верхний (постсреднеэоценовый) структурный комплекс; 2, 3 — подкомплексы нижнего структурного комплекса: 2 — верхнемеловой—среднеэоценовый, 3 — юрско-нижнемеловой

Рис. 26. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 301 через северное крыло Западно-Бискайского прогиба и южную центриклиналь бассейна Западных подходов [Montadert, Roberts, 1979]

Отчетливо видно конседиментационное утонение доверхнеэоценовых слоев на северном склоне краевого поднятия (бассейн Западных подходов, правая часть разреза) и их прислонение к южному склону поднятия. Цифрами обозначены (на рис. 26 и 28): 1 — верхний (постсреднеэоценовый) структурный комплекс; 2–4 — подкомплексы нижнего структурного комплекса: 2 — верхнемеловой — досреднеэоценовый, 3 — апт-альбский, 4 — юрско-нижнемеловой

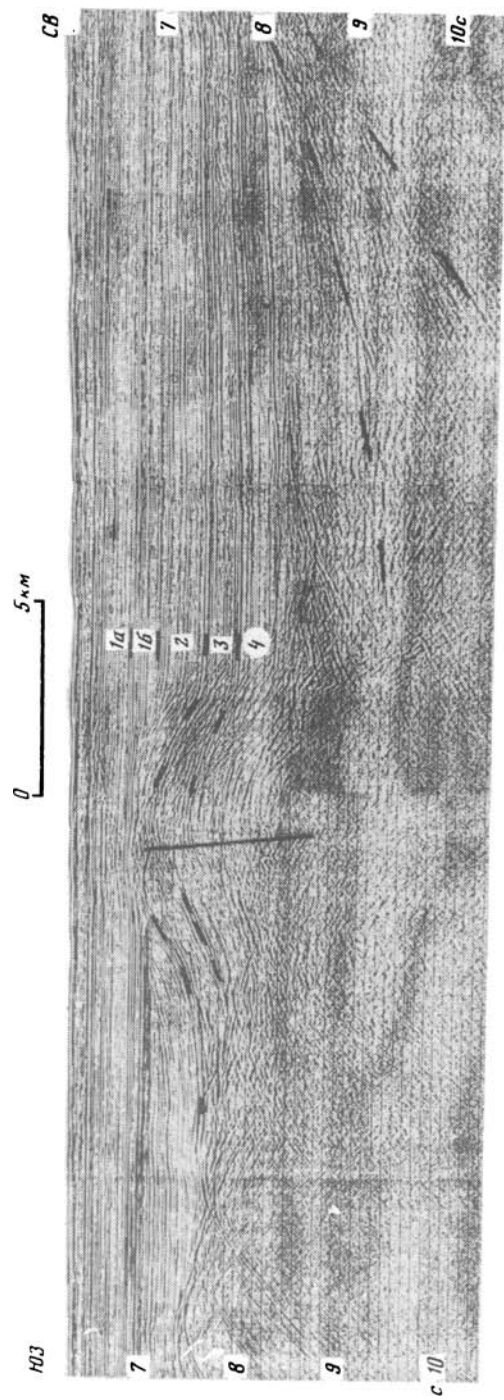


Рис. 27

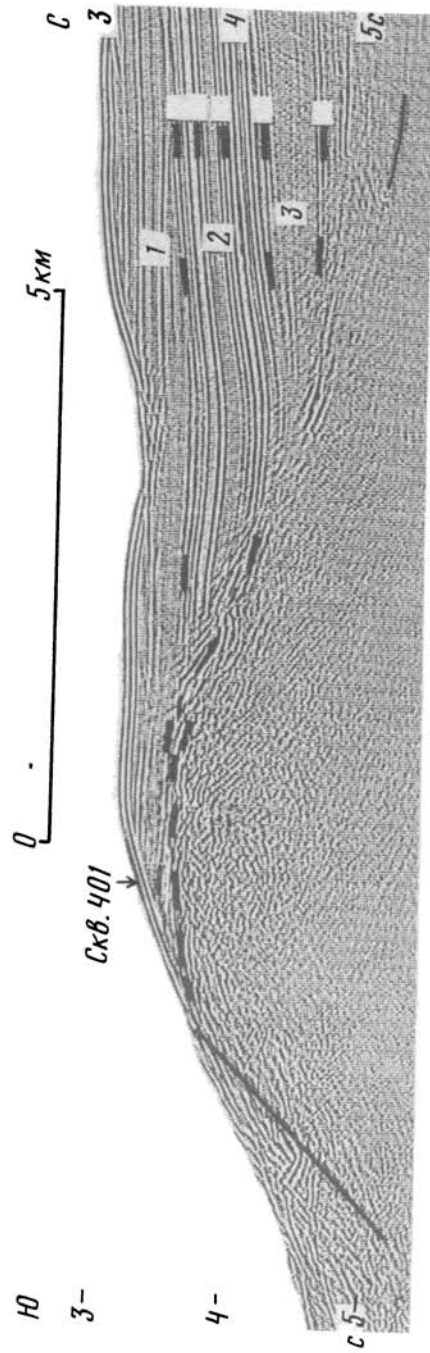


Рис. 28

северной мульды. Мощность нижнего комплекса достигает 2 км, его слои четко прислоняются в нижней части северного склона выступа к поверхности акустического фундамента (рис. 28).

На абиссальной равнине, сопряженной с континентальным склоном, намечается широтный узкий (350 × 30 км) Северо-Испанский грабен (рис. 29). Его осевая зона прижата к южному разлому, амплитуда которого превышает 3 км. Мощность доверхнеэоценовых отложений в нем 3 км. Е северу она постепенно уменьшается до 1 км. На севере Северо-Испанский грабен сопряжен с Южно-Гасконским хребтом Центрально-Бискайского поднятия. В западной части грабена изменение мощностей контролируется прислонением слоев осадочного чехла к акустическому фундаменту, утонение играет подчиненную роль (его доля не превышает 10% изменения мощности). В центральной и восточной частях Северо-Испанского грабена прислонение сочетается со значительным (почти двукратным) утонением слоев (профили 016 и 007). Причем наибольшее утонение испытывают верхние горизонты. Южнее грабена доверхнеэоценовые отложения намечаются профилем 007 только в восточной части континентального склона. Здесь они выполняют погруженные участки акустического фундамента, прислоняясь к нему. В приразломной мульде, расположенной к югу от восточного окончания Северо-Испанского грабена в пределах континентального склона, мощность нижнего комплекса достигает 3 км.

Центрально-Бискайское поднятие охватывает внутреннюю зону абиссальной равнины. Размеры его 110 × 230 км, на его периферии находятся Северо- и Южно-Гасконский хребты, представляющие собой крупные выступы акустического фундамента. Поверхность акустического фундамента в пределах поднятия образует мозаичное чередование выступов и мульд небольшой амплитуды, почти полностью перекрытых отложениями нижнего комплекса осадочного чехла. Мощность их не превышает 1 км. Отложения верхнего подкомплекса перекрывают породы нижнего подкомплекса и местами на площади выступов непосредственно ложатся на акустический фундамент. Изменение мощностей происходит преимущественно за счет прислонения слоев на крыльях мульд. На долю постепенного утонения слоев приходится до 10% изменения общей мощности (см. рис. 6, правая часть). В юго-восточной части Центрально-Бискайского поднятия по доверхнеэоценовым отложениям намечается локальная мульда с мощностью до 3 км. В современном структурном плане ей соответствуют выступ акустического фундамента и подводная гора Кантабрия. Северо-Гасконский хребет имеет близкое к ней строение. Он представляет собой выступ акустического фундамента, осложненный мульдой с увеличенной мощностью осадочного чехла. Изменение мощностей в мульде и на склонах выступа происходит за счет прислонения слоев. Южно-Гасконский хребет в восточной части лишен отложений нижнего комплекса. К востоку они появляются и их мощность постепенно увеличивается. На северном склоне хребта отмечается несогласие внутри нижнего подкомплекса. Нижние горизонты выполняют погруженные участки акустического фундамента, прислоняясь к его поверхности. Затем они сами играют роль подстилающего субстрата для прислоняющихся к ним верхних горизонтов. В районе подводной горы Кантабрия мощность отложений нижнего комплекса увеличивается до 3 км.

В юго-восточной части Бискайского бассейна, охватывающего приаквитанский континентальный склон, находится крупное поперечное поднятие Ланд. Оно имеет размеры 50 × 80 км и ориентировано субширотнo. На севере поднятие сопряжено с прогибом Кап-Ферре. Нижнемеловые отложения на их площадях, по-видимому, отсутствуют, и на акустическом фундаменте залегают верхнемеловые отложения,

Рис. 27. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 14 через южное крыло Западно-Бискайского прогиба [Montadert, Roberts, 1979]

Видно прислонение доверхнеэоценовых слоев к поверхности акустического фундамента (правая часть разреза) и срезание их верхних горизонтов постсреднеэоценовыми отложениями (левая часть разреза). Отложения смяты в складки тектоническими движениями; за их счет ранее полого прислоняющиеся слои испытывают теперь наклонное прислонение к акустическому фундаменту

Рис. 28. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 21 через северную часть Западно-Бискайского прогиба вблизи скв. 401 [Montadert, Roberts, 1979]

Видно четкое пологое прислонение слоев подкомплексов 2 и 3 к поверхности акустического фундамента на склоне выступа, свод которого перекрыт маломощными отложениями нижнего комплекса

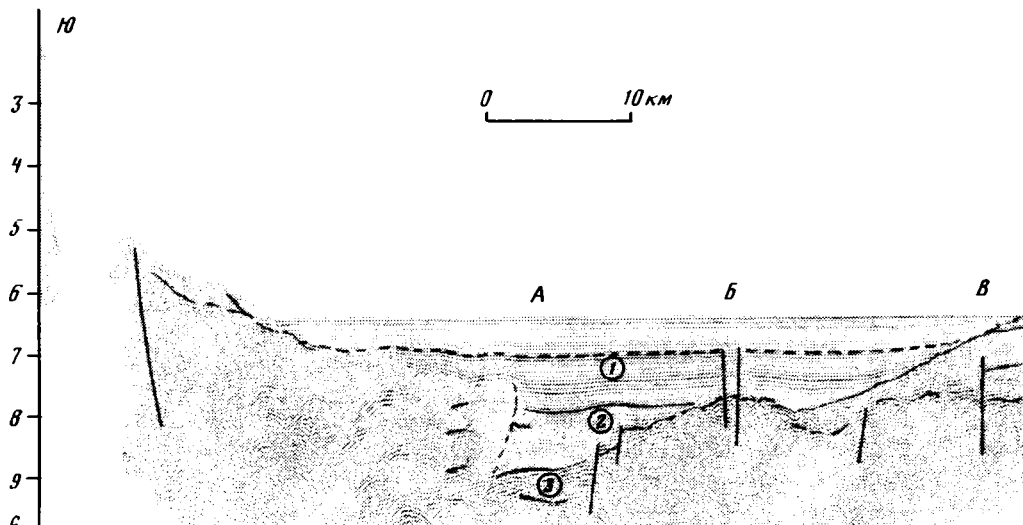


Рис. 29. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 016 через Северо-Испанский грабен, Южно-Гасконский хребет, подводную гору Кантабрия и южную часть Центрально-Бискайского поднятия [Montadert et al., 1971d]

Отмечается крутое прислонение слоев осадочного чехла к поверхности акустического фундамента южного разлома грабена и их незначительное конседиментационное утонение к северу. Отложения нижнего комплекса на своде Южно-Гасконского хребта отсутствуют, в районе подводной горы Кантабрия их мощность увеличена, на Центрально-Бискайском поднятии видно прислонение слоев к поверхности акустического фундамента. А — Северо-Испанский грабен; Б — Южно-Гасконский хребет; В — подводная гора Кантабрия

представляя нижний подкомплекс нижнего структурного комплекса. Верхний подкомплекс включает нижнетретичные доверхнезоценовые отложения. На временных сейсмических разрезах выделяются многочисленные разрывные нарушения, секущие как акустический фундамент, так и осадочный чехол. Маломощные отложения нижнего комплекса на поднятии Ланд развиты не повсеместно, а выполняют отдельные локальные мульды акустического фундамента (до 0,5 км), испытывая прислонение к его поверхности. На западном склоне поднятия Ланд слои нижнего комплекса осадочного чехла при погружении увеличиваются в мощности одновременно с четким прислонением к локальным неровностям акустического фундамента. Часто отложения нижнего подкомплекса затронуты современными врезами. В прогибе Кап-Ферре мощность нижнего комплекса увеличена по сравнению с поднятием Ланд до 1 км. Ее изменение идет за счет утонения слоев на крыльях.

На площади шельфа Аквитанского бассейна нижнемеловые отложения, встречающиеся только в прогибе Парантис, залегают на юрских отложениях и имеют мощность до 5 км. На крыльях она резко сокращена, а за пределами прогиба нижнемеловые отложения отсутствуют. Верхнемеловые отложения облекают нижнемеловые, и их мощность в прогибе Парантис достигает 1 км. На остальной части шельфа Аквитанского бассейна она не превышает 0,5 км. Мощность досреднезоценового палеогена не превышает 200–300 м. Изменение мощностей нижнего структурного комплекса осадочного чехла на шельфе Аквитанского бассейна происходит исключительно за счет утонения слоев. Прислонение слоев здесь не наблюдается.

Континентальная часть Аквитанского бассейна вырисовывается как крупный структурный залив. К востоку намечается его пологая центриклиналь, на западе он отделяется поперечным подводным поднятием Ланд от глубоководного Бискайского бассейна. К северу происходит постепенное сокращение (до полного выклинивания) мощности нижнего комплекса осадочного чехла в сторону Армориканского массива. Крупным субширотным поднятием типа структурного носа, погружающегося к западу и раскрывающегося к востоку, осевая зона Аквитанского

бассейна отделяется от Предпиренейского краевого прогиба, где мощность отложенный нижнего комплекса достигает 6,5 км.

В пределах бассейна Западных подходов выделяются две мульды, разделенные структурным носом. Южная мульда имеет размеры 40 X 180 км по изолпахите 3 км и простирается с востока юго-востока на запад-северо-запад. На временных сейсмических разрезах нижнего комплекса осадочного чехла здесь выделяются те же подкомплексы, что и в Западно-Бискайском прогибе, от которого мульда отделена на юге краевым поднятием. В ней слои осадков нижнего структурного комплекса утоняются к югу и подкомплекс 4 уменьшает в этом направлении мощность от 2 км до первых сотен метров. Подкомплекс 3 имеет форму линзы с максимальными значениями мощности до 0,4 км в районе скв. 402. Он срезается верхнемеловыми и постсреднеэоценовыми отложениями, которые в этом районе на временных сейсмических разрезах не подразделяются и представляют единую волновую картину (см. рис. 26). Выступ типа структурного носа простирается с юго-востока на северо-запад. Мощность отложений нижнего комплекса уменьшается по простираанию выступа от 2,5 до 1,5 км. К северу от выступа намечается ориентированная субмеридионально локальная мульда, в наиболее погруженной части которой мощность отложений нижнего комплекса достигает 4 км.

Приведенный анализ временных сейсмических разрезов позволяет выделить несколько типов изменения мощностей геологических тел, составляющих нижний структурный комплекс осадочного чехла. К первому, наиболее распространенному типу относятся слои, прислоняющиеся к поверхности акустического фундамента, или, реже, к подстилающим образованиям осадочного чехла. В зависимости от наклона поверхности подстилающего субстрата прислонение может быть крутым или пологим. Первый случай характерен для грабенов или крутых склонов выступов акустического фундамента (см. рис. 29). При небольшом наклоне поверхности подстилающего субстрата прислонение становится пологим (см. рис. 28). Второй тип изменения мощностей геологических тел связан со срезом верхних горизонтов подстилающими образованиями (см. рис. 27). В третьем типе происходит постепенное утонение и выклинивание слоев, слагающих геологическое тело (см. рис. 25). Оно может возникнуть по периферии готовой ловушки (клиноформы) или на крыльях тектонических структур за счет неравномерного прогибания. Клиноформы, образованные в зоне привноса терригенного материала (обратные клиноформы), по латерали сменяются прислоняющимися слоями. Именно такое соотношение зафиксировано на северной периферии Бискайского бассейна при переходе от краевого поднятия к Западно-Бискайскому прогибу. Оно позволяет интерпретировать резкий разрыв мощностей как обратную клиноформу.

Повсеместное прислонение слоев нижнего структурного комплекса осадочного чехла к поверхности подстилающего субстрата в пределах Бискайского бассейна и наличие обратных клиноформ по его северной периферии доказывают его глубоководность. Местами мощность прислоняющихся слоев достигает 3 км. Следовательно, глубина бассейна на отдельных площадях превышала 3 км. Лишь отдельные участки внутри бассейна в позднеюрско-раннемеловое время представляли собой подводные банки (атоллы), на которых формировались маломощные карбонатные геологические тела. Именно такой атолл являлся выступом акустического фундамента в районе скв. 400/400А и 401 в позднеюрско-раннемеловое время. На рис. 5 отчетливо видно пологое прислонение всех слоев нижнего комплекса осадочного чехла к поверхности акустического фундамента, которому на рисунке соответствует дифрагированная волновая картина. К северу от выступа отложения подкомплекса 4, синхронные вскрытым скв. 401 верхнеюрским карбонатам, накапливались в наиболее погруженной части мульды, прислоняясь к поверхности акустического фундамента. Здесь они представлены, вероятно, терригенными образованиями, поступающими из бассейна Западных подходов. Осадки вначале выполняют погруженные участки палеорельефа, не задерживаясь на приподнятых участках, и здесь на склоне выступа они практически (или же полностью) отсутствуют. Выше комплекса 4 в пределах мульды залегают, также прислоняясь к поверхности акустического фундамента, апт-альбские и верхнемеловые-досреднеэоценовые отложения. После того как осадки выполнили всю мульду, верхние горизонты подкомплекса 2 (кампа-доверхнеэоценового палеогена) перекрыли альбские карбонатные отложения свода выступа. Мощность слоев,

прислоняющихся здесь к выступу акустического фундамента, около 1,5 км; это указывает на то, что глубина бассейна здесь превышала 1500 м. Прислоняющиеся к поверхности акустического фундамента отложения нижнего комплекса осадочного чехла в этом районе являются южным окончанием обратной клиноформы, намечающейся на южном склоне краевого поднятия, которым Западно-Бискайский прогиб отделен от бассейна Западных подходов. В пределах последнего по сейсмическим материалам в районе скв. 402 отчетливо намечается его южная центриклиналь. На ней фиксируется конседиментационное утонение слоев осадочного чехла в сторону краевого поднятия, что доказывает эпиконтинентальный характер бассейна (см. рис. 26). Слои осадочного чехла южной центриклинали бассейна Западных подходов и краевого поднятия молодыми четвертичными постседиментационными тектоническими движениями опущены до глубины 2,5 км.

На востоке поперечным поднятием Ланд Бискайский бассейн отделен от Аквитанского бассейна и его шельфовой части. Мелководность отложений, вскрытых скважинами на шельфе, и распространенное здесь повсеместно конседиментационное изменение мощности слоев, слагающих нижний структурный комплекс осадочного чехла, а также мелководность отложений континентальной части бассейна подтверждают эпиконтинентальный характер его развития.

Приведенные материалы указывают на то, что Бискайский глубоководный бассейн образован предпозднеюрскими дифференцированными тектоническими движениями. В формировании структуры акустического фундамента на юго-востоке бассейна участвовали и пластические допозднеюрские перемещения триасовой соли. Был создан сложный структурный план поверхности акустического фундамента. По крайней мере в позднеюрское время началось заполнение глубоководного бассейна терригенными осадками, которые поступали сюда из окружающих источников сноса суши. Приносимый терригенный материал вначале накапливался в пониженных участках бассейна, образуя слои, прислоняющиеся к выступам акустического фундамента. Одновременно с накоплением мощных терригенных толщ в поздней юре на отдельных изолированных приподнятых блоках акустического фундамента в мелководных условиях шло накопление относительно маломощных биогермных карбонатных осадков. Терригенный материал, переносимый по дну бассейна, ограничивался склонами подводных возвышенностей, образуя прислоняющиеся слои. Маломощные карбонатные толщи плоских вершин возвышенностей и мощные терригенные толщи дна бассейна разделялись участками склонов, где накапливались маломощные карбонатно-терригенные отложения (так называемые депрессионные фации), а при большой крутизне склонов осадконакопление практически не происходило.

Увеличение вверх по разрезу глубоководности отложений нижнего комплекса осадочного чехла, фиксируемое по скв. 400, 401 и 402, вероятно, вызвано глобальным относительным поднятием уровня моря, начавшимся в послепозднеюрское время. Самый высокий уровень моря отмечался в конце кампана, он был, вероятно, на 350 м выше современного и значительно превышал юрский [Куни, 1982; Seismic..., 1977].

Образование осадочного чехла продолжалось и в последующее геологическое время вплоть до среднего эоцена. Отдельные участки дна глубоководного бассейна (Приармориканский прогиб, Северо-Испанский грабен) испытывали дополнительное погружение, фиксируемое наклоном и конседиментационным изменением мощностей слоев. В центральной и восточной частях Северо-Испанского грабена конседиментационное прогибание в допозднеэоценовое время составляло 1 км.

На отдельных участках Бискайского бассейна отмечаются вертикальные восходящие движения, имевшие место преимущественно на рубеже раннего и позднего мела. Они вызвали срезание апт-альбских отложений верхнемеловыми, в частности, в западной и южной частях Западно-Бискайского прогиба и в районе подводного выступа Тревельян. За счет восходящих движений в это же время были сформированы локальные антиклинальные складки в доверхнемеловых отложениях на южном крыле Западно-Бискайского прогиба (см. рис. 27). Постседиментационные тектонические движения привели к тому, что местами ранее горизонтально залегающие слои теперь испытывают наклонное прислонение (см. рис. 27, южное крыло Западно-Бискайского прогиба).

На рубеже среднего—позднего эоцена Бискайский бассейн был захвачен интенсивной волной восходящих вертикальных тектонических движений, сформировавших внутрен-

ную структуру нижнего комплекса осадочного чехла и приведших к его региональному срезу. На смежных с Бискайским глубоководным бассейном участках шельфа шло накопление в конседиментационных бассейнах эпиконтинентальных толщ (местами еще большей мощности). В четвертичное время прилегающие к глубоководному бассейну участки конседиментационных бассейнов были опущены и вошли в состав современного Бискайского залива.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдеев А.И., Ушаков С.А. Изостазия Карибского региона. — В кн.: Исследования Карибского моря. Севастополь, 1974, с. 112—129.
- Адамович А.Ф., Чехович В.Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, вып. 1, с. 10—21.
- Антипов М.П., Маргулис Л.С., Филатьев В.П. Строение Южно-Татарской зоны поднятий в Японском море. — Геотектоника, 1980, № 4, с. 107—118.
- Аркелл В. Юрские отложения земного шара. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 836 с.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.П. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Ст. 1. Континентальные платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979а, т. 51, вып. 2, с. 8—30.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.П. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Ст. 2. Морские впадины и области дейтероорогенеза. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979б, т. 51, вып. 3, с. 3—13.
- Бека К., Высоцкий И.В. Геология нефти и газа. М.: Недра, 1976. 592 с.
- Валашко Г.М., Ельцина Г.Н., Литвин В.М. и др. Геолого-геофизическая характеристика основных структурных элементов Мексикано-Карибского региона. М.: Наука, 1975, с. 18—39. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР; Вып. 100).
- Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1972. 300 с.
- Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973. 543 с.
- Геофизика океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. 416 с.; Т. 2. 452 с.
- Гийево Ж. Аквитанский бассейн и смежные площади. — В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды: (Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1:2 500 000). М.: Наука, 1978, с. 160—167.
- Грамберг И.С., Литвинов Э.М. Вертикальные движения вдоль окраин Атлантического океана. — Геология и геофизика, 1982, № 6, с. 12—17.
- Даннинг Ф.У. Британские острова. — В кн.: Тектоника Европы. М.: Наука, 1964, с. 87—104.
- Дрейк Ч., Юинг Дж., Стокард Г. Континентальная окраина восточной части США. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 35—54.
- Ильин А.В. Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 232 с.
- Итурральде де Винет Мануэль А. Тектоника Кубы на постгеосинклинальном этапе развития. — Геотектоника, 1981, № 4, с. 81—89.
- Кампуш К., Понти Ф., Миура К. Геология Бразильской континентальной окраины. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 145—160.
- Кленова М.В., Павлов В.М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 458 с.
- Клещев К.А. Особенности развития нефтегазовых бассейнов островных дуг. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1981, вып. 5, с. 4—7.
- Коган Л.И., Корсаков О.Д., Мамаева Н.Р. и др. Результаты глубинного сейсмического профилирования методом отраженных волн (ГСП—МОВ) в 7-м рейсе нис "Академик Вернадский". — В кн.: Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь, 1975, с. 45—58.
- Коган Л.И., Миловицкий Я.П., Удинцев Г.Б. Глубинное сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП—МОВ) при исследовании строения земной коры океанов. — Прикл. геофизика, 1977, № 86, с. 71—86.
- Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя: (Тихий и Атлантический океаны). — Вопр. микропалеонтологии, 1978, вып. 21, с. 42—161.
- Кропоткин П.Н., Тутков Г.А. Продолжение рифтогенных структур Северного Ледовитого океана и Бискайского залива на материке Евразия. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 207—275.
- Кушин Н.Я. Современное состояние сейсмо-стратиграфии и задачи сеймостратиграфических исследований в нефтегазовых районах СССР: Препр. № 3, ИФЗ АН СССР, М., 1982. 24 с.
- Ларденуа Ж.М., Леви Р.Ж. Месторождения нефти и газа Марокко. — В кн.: XX Междунар. геол. конгр. (Материалы по геологии нефти). М.: Гостоптехиздат, 1959, т. 4, с. 280—305 с.
- Лебедев Л.И., Миловицкий Я.П., Муратов М.В. и др. Сравнительно-тектонический анализ осадочных чехлов глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 22—39.
- Левченко В.А., Мамаева Н.Р., Мартынова Г.П., Свиштунов Ю.И. Структура мезозойских и кайнозойских отложений на акватории Мексиканского залива и Карибского моря и основные этапы ее формирования: Тезисы, 1-й съезд советских океанологов. М.: Наука, 1977, т. 3, с. 44.
- Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2. М.: Мир, 1977. 477 с.

- Мейерхоф А., Хаттен Ч. Багамский выступ Северной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 123—144.
- Мейхью М. Геофизические исследования на Атлантическом побережье Северной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 100—122.
- Монтадэр Л., Уиннок Э., Делтьел Ж., Грау Дж. Континентальные окраины вдоль побережья Галисии — Португалии и в Бискайском заливе. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 5—27.
- Пронин А.А. Геологические проблемы современных и древних океанов. Л.: Наука, 1977. 216 с.
- Пушаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пуит-Рифа М. Тектоническая карта Кубы масштаба 1:2500 000 — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7—30.
- Руттен М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 445 с.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. "Черные сланцы" Бискайского залива и условия их образования. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазовых бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 118—144.
- Тимофеев П.П., Еремеев В.А. Мезозойско-кайнозойские осадочные формации восточной части Атлантического океана: (По материалам глубоководных скважин 41-го рейса б/с "Гломар Челленджер"). — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазовых бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 145—166.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеазиатский Евразия и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 360 с.
- Чехович В.Д. К тектонике Карибского бассейна. — Геотектоника, 1965, № 6, с. 35—47.
- Шапошникова К.И. Геологическая природа гравитационных аномалий о. Кубы: Тез. докл. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, вып. 3, с. 139—140.
- Шеин В.С., Иванов С.С., Клецов К.А. и др. Тектоника Кубы и ее шельфа. — Сов. геология, 1978, № 2, с. 104—119.
- Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла Черноморского бассейна. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 236—262.
- Шеридан Р. Атлантическая континентальная окраина Северной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 82—99.
- Шубер Ю.А., Фор-Мюре А. Тектоническая карта Африки. — В кн.: Тектон. карты континентов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1967, с. 75—98.
- Щербакова Б.Е., Бовенко В.Г., Эрнандес Г. Строение земной коры Западной Кубы. — Сов. геология, 1977, № 8, с. 138—143.
- Щербакова Б.Е., Бовенко В.Г., Эрнандес Г. Рельеф поверхности Мохоровичича о. Кубы. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 3, с. 561—563.
- Энциклопедия региональной геологии мира: Западное полушарие. Л.: Недра, 1980. 511 с.
- Эччевария Г., Шаблинская Н.В., Шацков В.И. Новые данные о строении коры западной части о. Куба. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 3, с. 673—676.
- Юнов А.Ю. Геологическое строение континентальной окраины Западной Африки по данным сейсмических исследований на нис "Новатор". — Морская геология и геофизика, 1978а, № 2, с. 1—18.
- Юнов А.Ю. Строение и перспективы нефтегазоносности подводных окраин континентов (на примере Западной Африки и Восточной Азии). — Геология и геофизика, 1978б, № 2, с. 3—17.
- Avedik F. The seismic structure of the Western Approaches and the South Armorican continental shelf and its geological interpretation. — In: Petroleum and continental shelf of North-West Europe. Barking, 1975, vol. 1. Geology, p. 29—41.
- Ballard R.D. Kerbe im grund der Karibik. — Bild Wiss., 1978, Bd. 15, N 3, S. 332—345.
- Bowin C. Geophysical study of the Cayman Trough. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 16, p. 5159—5173.
- Bowin C. Caribbean gravity field and plate tectonics. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1976, vol. 6, N 169, p. 71—79.
- Butker L.W. Shallow structure of the continental margin, southern Brasil and Uruguay. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 1079—1096.
- Cholet V., Damotte B., Crau C. et al. Recherches preliminaires sur la structure geologique de la marge continentale du golfe de Gascogne: Commentaires sur quelques profils de seismique de reflexion "Flexotir". — Rev. Inst. franc. petrole, 1968, vol. 23, N 29, p. 1029—1045.
- Correlacion estratigrafica de los sondeos perforados en el Sahara Espanol (por el Departamento de Investigaciones Petroliferas de AUXINI). — Bol. geol. y minero, 1969, t. 80, N 3, p. 235—251.
- Curry D., Hamilton D., Smith A.J. Geological evolution of the Western English Channel and its relation to the nearby continental margin. — In: Geology of the East Atlantic continental margin. L., 1971, p. 129—142. (Inst. Geol. Sci. London Rep.; 70/14).
- Damotte B., Debyser V., Delteil I.R., Montadert L. Attempt to interpret several types of submarine geological structures in the Bay of Biscay. 1968. 14 p.
- Damotte B., Debyser I., Montadert L., Delteil I.R. Nouvelles donnees structurales sur le golfe de Gascogne obtenues par sismique reflexion "Flexotir". — Rev. Inst. franc. petrole, 1969, vol. 24, N 9, p. 1029—1060.
- Dardel R.A., Rosset R. Histoire geologique et structurale du bassin de Parentis et de son prolongement en mer. — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt 1, p. 1—28.
- Dennis E.H., Pimm A.C. et al. Site reports, leg 14, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 14, p. 15—178.
- Edgar N.T., Ewing J.I., Hennion J. Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1971, vol. 55, N 6, p. 833.
- Eggler D.H., Fahlgvist D.A. Ultrabasic rocks from the Cayman Trough, Caribbean Sea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 6, p. 2133—2138.
- Ewing I., Burckle L.H., Poppe H. Geophysical and geological studies of Cantabria seamount

- and its environs. — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt II, p. 1–14.
- Ewing J., Antoine J., Ewing M.** Geophysical measurements in the Western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico. — J. Geophys. Res., 1960, vol. 65, N 12, p. 4087–4126.
- Fahlquist D.A., Davies D.K.** Fault-block origin of the Western Cayman Ridge, Caribbean Sea. — Deep-Sea Res., 1971, vol. 18, N 2, p. 243–253.
- Geologic framework and petroleum potential of the Atlantic coastal plain and continental shelf. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1971, N 659, p. 98.
- Hayes D.E., Pimm A.C.** et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972. Vol. 14. 975 p.
- Henry I., Lanusse R., Villanova M.** Evolution du domaine marin Pyreneen du Senonien superieur a l'Eocene inferieur. — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt I, p. 1–18.
- Holcombe T.L., Vogt P.R., Malthews J., Myrchi-son R.** Evidence for sea-floor spreading in the Cayman Trough. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 20, p. 357–371.
- Houtz R., Ewing J., Le Pichon X.** Velocity of deep-sea sediments from sonobuoy data. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 8, p. 2615–2642.
- Houtz R.E., Ludwig W.J., Milliman J.D., Grow J.A.** Structure of the northern Brazilian continental margin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 5, p. 711–719.
- Lancelot I., Seibold E.** et al. Site reports, leg 41. Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 41, p. 163–492.
- Lancelot I., Winterer E.L.** et al. Site reports, leg 50. Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 50, p. 31–302.
- Laughton A.S., Berggren W.A.** et al. — In: Initial reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 12, p. 673–901.
- Laughton A.S., William A.** et al. Site reports, leg 12. Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 12, p. 673–902.
- Ludwig W.J., Houtz R.E., Ewing J.I.** Profiler-sonobuoy measurements in Colombia and Venezuela basins, Caribbean Sea. — AAPG Bull., 1975, vol. 59, N 1, p. 115–123.
- Malin P.E., Dillon W.P.** Geophysical reconnaissance of the Western Cayman ridge. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 32, p. 7769–7775.
- Martin G., Miraour P., Ricolvi M.** Etude par sismique refraction du plateau continental au large de Belle ile. — Trav. Lab. geophys. appl. oceanogr. Fac. sci. Univ. Montpellier. 1968, fasc. 2, p. 1–5.
- McMaster R.L., Lachange T.P.** Seismic reflectivity studies on northwestern African continental shelf: Strait Gibraltar to Mauritania. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, vol. 51/12, p. 2387–2395.
- Molnar P., Sykes L.R.** Tectonics of the Caribbean and Middle America region from focal mechanisms and seismicity. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 9, p. 1639–1684.
- Montadert L., Damotte B., Debysier I.** et al. Continental margin in the Bay of Biscay. — In: The geology of the East Atlantic continental margin. 1971, p. 43–74. (Inst. Geol. Sci. Rep.; 70/15).
- Montadert L., Damotte B., Delteil I.R.** et al. Structure geologique de la marge continentale septentrionale du golfe de Gascogne (Bretagne et Entrees de la Manche). — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt I, p. 1–22.
- Montadert L., Damotte B., Fail I.P.** et al. Structure geologique de la marge continentale austrienne et cantabrique (Espagne du Nord). — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971a, pt II, p. 1–16.
- Montadert L., Damotte B., Fail I.P.** et al. Structure geologique de la plaine abyssale du golfe de Gascogne. — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971b, pt II, p. 1–42.
- Montadert L., Winnock E.** L'histoire structurale du golfe de Gascogne. — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt II, p. 1–18.
- Montadert L., Roberts D.G.** et al. From Brest to Aberdeen: Glomar Challenger sails on Leg 48. — Geotimes, 1976, Dec., p. 19–23.
- Montadert L., Roberts D.G.** Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 48, 1212 p.
- Moore G.T., Fahlquist D.A.** Seismic profile tying Caribbean, DSDP, sites 153, 151 and 152. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, N 11, p. 1609–1614.
- Le Mouel I.L., Le Borgne E.** La cartographie magnetique du golfe de Gascogne. — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt II, p. 1–12.
- Perfit M.R., Heezen B.C.** The geology and evolution of the Cayman Trench. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 8, p. 1155–1174.
- Peterson M.N.A., Edgar N.T.** et al. Site reports, leg 2, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1970, vol. 2, p. 249–305.
- Le Pichon X., Bonnin J., Francheteau J., Sibuet J.-C.** Une hypothese d'evolution tectonique du golfe de Gascogne. — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt II, p. 1–44.
- Pyle T.E., Meyerhoff A.A.** Metamorphic rocks from Northwestern Caribbean Sea. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 18, N 2, p. 339–344.
- Roob I.M.** Structure of continental margin between Cape Rhir and Cape Sim, Morocco, Northwest Africa. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1971, vol. 55, N 5, p. 649–650.
- Ryan W.B.F., Hsu K.I.** et al. Site reports, leg 13, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 13, p. 43–91.
- Ryan W.B.F., Sibuet J.G.** Site reports, leg 47, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 47, pt 1, p. 25–234.
- Salvador A., Green A.** Opening of the Caribbean Tethys (origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico). — Mém. Bur. rech. geol. et minieres, 1980, N 115, p. 224–229.
- Seismic stratigraphy — application to hydrocarbon exploration. Tulsa (Okla.), 1977. 516 p.
- Sibuet J.-C., Le Pichon X.** Structure gravimetrique du golfe de Gascogne et le fosse marginal nord-espagnol. — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt II, p. 1–18.
- Sibuet J.-C., Pautot G., Le Pichon X.** Interpretation structurale du golfe de Gascogne a partir des profils de sismique. — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt II, p. 1–32.
- Stride A.H.** Marine geology of the Atlantic continental margin of Europe. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1969, vol. 264, N 1148, p. 31–75.

- Timofeev P.P., Bogolyubova L.I.* Black shales of the Bay of Biscay and conditions of their formation, Deep Sea Drilling Project, Leg 48, Holes 400A, 402A. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 48, p. 831–853.
- Timofeev P.P., Rengarten N.V., Eremshev V.V.* Peculiarities of Mezo-Cenozoic sedimentation in the Bay of Biscay and Rockal Plateau region, Leg 48. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 48, p. 677–701.
- Uchupi E.* Eastern Yucatan continental margin and Western Caribbean tectonics. — AAPG Bull., 1973, vol. 57, N 6, p. 1075–1085.
- Valery P., Delteil I.R., Cottencin A.* et al. La marge continentale d'Aquitaine. — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt I, p. 1–24.
- Vigneaux M.* The geology and sedimentation history of the Bay of Biscay. — In: The ocean basins and margins. N.Y.: Plenum press, 1973, vol. 2, p. 273–314.
- Williams C.A.* Magnetic survey West of Biscay. — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt II, p. 1–16.
- Winnock E.* Geologie succincte du bassin d'Aquitaine (Contribution a l'histoire du golfe de Gascogne). — In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Ed. Technip, 1971, pt I, p. 1–30.

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ ЧЕРНОГО МОРЯ

ПРЕДПЛИОЦЕНОВЫЙ ЭРОЗИОННЫЙ ВРЕЗ ГУДАУТСКОЙ ОТМЕЛИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Район Гудаутской отмели юго-восточной периферии Черного моря в 1980 г. был покрыт площадной съемкой МОГТ Геленджикской морской геолого-геофизической нефтегазовой экспедицией ВМНПО "Союзморгео". Расстояние между профилями 2–3 км (рис. 30).

В прилегающих районах Колхидской впадины осадочный чехол сложен мелководными терригенными и карбонатными породами мезозоя, палеогена и миоцена. Отложения плиоцена (включая и мзотис) представлены мощными конгломератами (по естественным обнажениям более 3 км), резко несогласно перекрывающими различные горизонты неогена, палеогена и даже верхнего мела [Виноградов и др., 1982]. Вышележащие песчано-галечниковые четвертичные отложения мощностью до 150 км залегают практически горизонтально.

В разрезе осадочного чехла Гудаутской отмели выделяются отражающие горизонты. В его самой верхней части установлено несколько непротяженных отражающих границ, приуроченных к плиоцен-четвертичным отложениям.

В северной части Гудаутской отмели ниже отражений, связанных с плиоцен-четвертичными образованиями, на временах 0,5–1,3 с регистрируется волна Р. Ее видимый период составляет 40–50 мс против 15–20 мс в перекрывающих слоях. Амплитуда колебаний резко изменчива. К сейсмическому горизонту Р, отвечающему этой волне, примыкают оси синфазности вышележащей и нижележащей частей разреза. Приведенные параметры однозначно доказывают, что сейсмический горизонт Р отвечает поверхности несогласия, которая срезает подстилающие слои, и к ней прислоняются перекрывающие слои осадочного чехла. В самой северной части исследованной площади, вблизи побережья, наблюдается резкое ухудшение качества прослеживания отражающих горизонтов. Здесь в первые вступления, т.е., несомненно, над горизонтом Р, выходят высокоскоростные (2,5–4 км/с) преломленные волны, связанные с конгломератами плиоцена. Вероятно, они экранируют отраженные волны от нижележащей части разреза.

В разрезе осадочного чехла Гудаутской отмели установлены сейсмические горизонты, которые по увязке со смежными районами суши относятся: I – к миоцену, Ia – к верхней части майкопа, IIa – к кровле эоцена, IIIa – к кровле мела и IV – к нижней части верхнего мела. Горизонт I срезается отражающей границей Р. Последняя, следовательно, моложе сейсмического горизонта I и древнее высокоскоростных конгломератов плиоцена. Кроме того, главное структурное несогласие в прилегающих районах Колхидской впадины суши приурочено к подошве плиоцена. Все это позволяет горизонт Р отнести к подошве плиоцена.

По сейсмическому горизонту Р в пределах Гудаутской отмели вырисовывается субмеридиональный залив, раскрывающийся в сторону мыса Пицунда, где сейсмическая информация отсутствует (см. рис. 30). Его наиболее глубокую часть оконтуривает изогипса –1100 м, размеры по которой достигают 10 х 3 км. Юго-западный и южный склоны залива более узкие (до 4 км) и крутые (до 100 м/км). Сейсмический горизонт Р поднимается здесь до –700 м и прекращает регистрироваться. Восточный и северо-восточный склоны залива более широкие (до 12 км) и пологие (до 60 м/км). На них сейсмический горизонт Р следует до –400÷500 м, затем его регистрация прекращает-

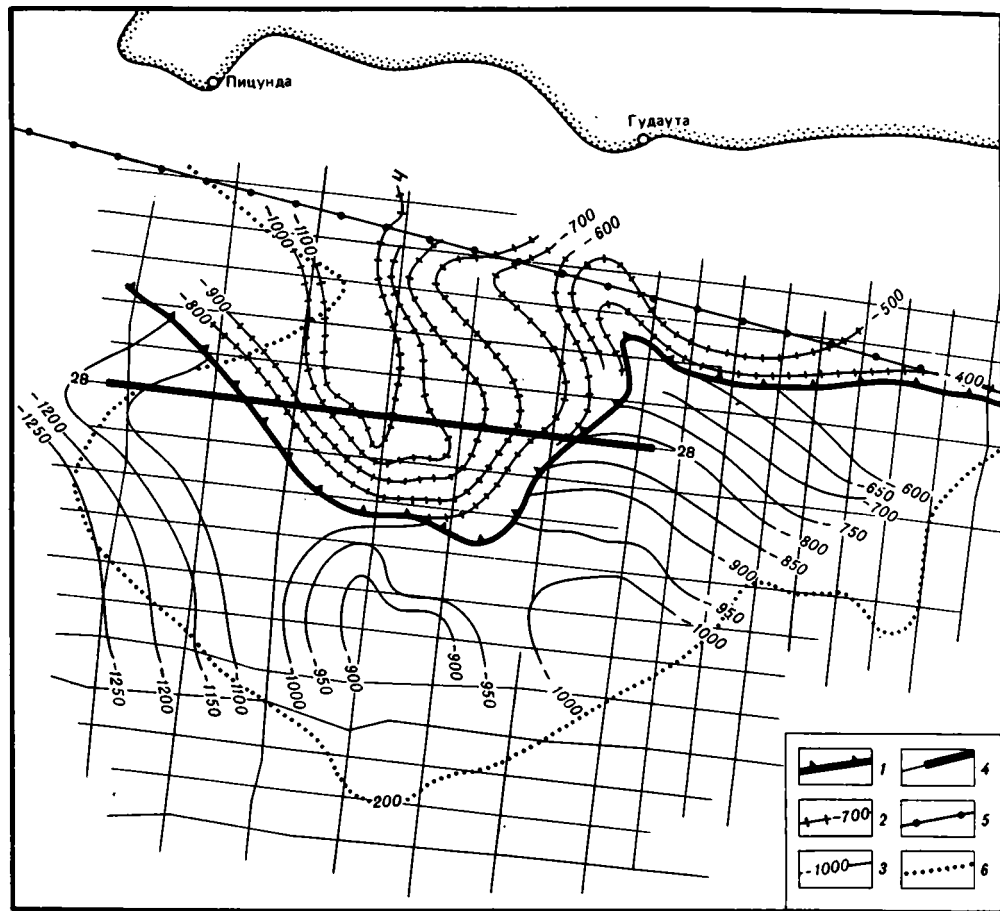


Рис. 30. Положение эрозионного вреза в пределах Гудаутской отмели

1 — южная бровка эрозионного вреза; 2 — изогипсы по сейсмическому горизонту Р (подшва плиоцена в пределах эрозионного вреза) (в м); 3 — изогипсы по сейсмическому горизонту I (внутри миоцена) (в м); 4 — сейсмические профили и их номера (жирным выделен фрагмент, приведенный на рис. 31); 5 — региональный сейсмический профиль 34; 6 — изобата 200 м (бровка шельфа)

ся. С востока залив сопряжен с мысом, который имеет северо-западную ориентировку и вырисовывается изогипсами -400 и -600 м. Затем он меняет направление на широтное и по изогипсам -600 и -900 м протягивается на несколько километров к западу. К востоку от мыса изогипсы -400 и -500 м приобретают почти широтную ориентировку на расстоянии более 20 км, почти до меридиана Сухуми, где сейсмическая информация отсутствует.

Южный контур прослеживания сейсмического горизонта Р в пределах Гудаутской отмели имеет в целом широтное простирание, параллельное берегу, и протягивается на расстояние около 40 км. На западе он в виде залива отклоняется к югу (до 10 км). Северный контур, вероятно, должен располагаться в пределах прилегающих районов суши, и в настоящее время никакой информации по нему не имеется.

Северное ограничение углубления, вероятно, находится на суше и осталось не изученным. Углубление выполнено пологолежачими слоями плиоцена, прислоняющимися на борту к доплиоценовому субстрату (рис. 31, 32). Их мощность достигает 700 м. Одновременно к югу и юго-западу они слегка утоняются (до 20–25%) и воздымаются, но значительно положе поверхности, к которой прислоняются. В пределах мыса плиоценовые четвертичные слои и дно моря испытывают пологий антиклинальный изгиб, ве-

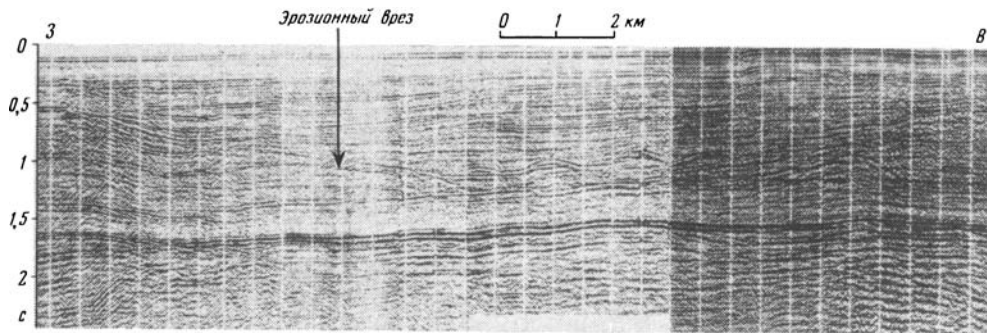


Рис. 31. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 28 (см. рис. 30), показывающий характер доплиоценового вреза в широтном сечении

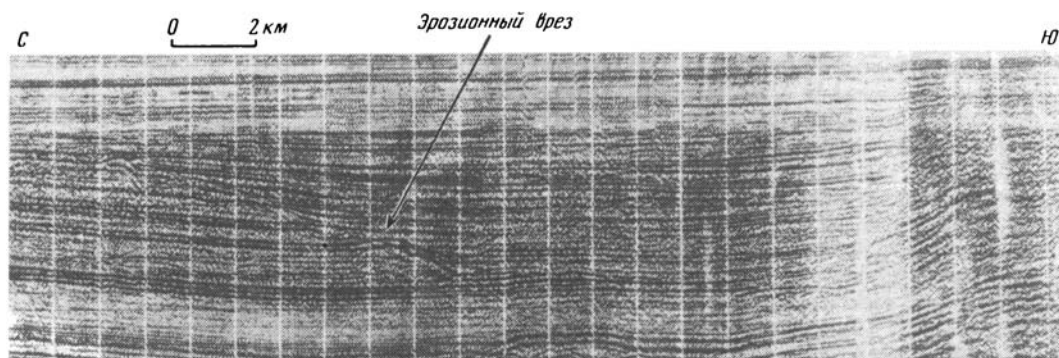


Рис. 32. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 4 (см. рис. 30), показывающий характер доплиоценового вреза в меридиональном сечении

личина которого вверх по разрезу уменьшается. Верхняя часть плиоценовых и четвертичных отложений мощностью до 300–400 м не участвует в его заполнении, полого (минуты) погружаясь параллельно дну моря к юго-западу. Подошва плиоцена на площади углубления срезает слои миоцена и, возможно, верхние горизонты майкопа (до 700 м) почти до сейсмического горизонта Ia.

Рассмотренное углубление подошвы плиоценовых отложений представляет собой типичный эрозионный широтно ориентированный врез с некоторым изгибом к югу. Пока, по-видимому, установлена какая-то его средняя часть с южным бортом. Она выполнена плиоценовыми отложениями мощностью до 700 м. К югу за пределами вреза синхронные им образования, вероятно, измеряются всего лишь десятками метров и практически выходят за пределы точности сейсмической записи.

Мощные конгломераты, слагающие береговые обрывы между Золотым берегом и Пицундой, скорее всего, образуют этот же эрозионный врез, который к западу, вероятно, вливался в глубоководный бассейн Черного моря. Об этом свидетельствует региональный сейсмический профиль 34, который на континентальном подножии к западу от меридиана Пицунды обнаружил эрозионный врез, заполненный, по-видимому, плиоценовыми отложениями (от 300–400 м). Его слои непосредственно переходят в одновозрастные образования глубоководного бассейна.

По сейсмическому горизонту Ia, расположенному ниже поверхности вреза, северной части Гудаутской отмели отвечает наклоненная к югу моноклиналь (рис. 33). Она ограничивается субширотной мульдой, за которой располагается куполовидное Гудаутское поднятие, приуроченное к крайней южной части одноименной отмели. Мульда совпадает с южной периферией эрозионного вреза.

Эрозионный врез Гудаутской отмели возник в предплиоценовое время. Мощность плиоцен-четвертичного комплекса пород к западу от Гудаутской отмели увеличивается

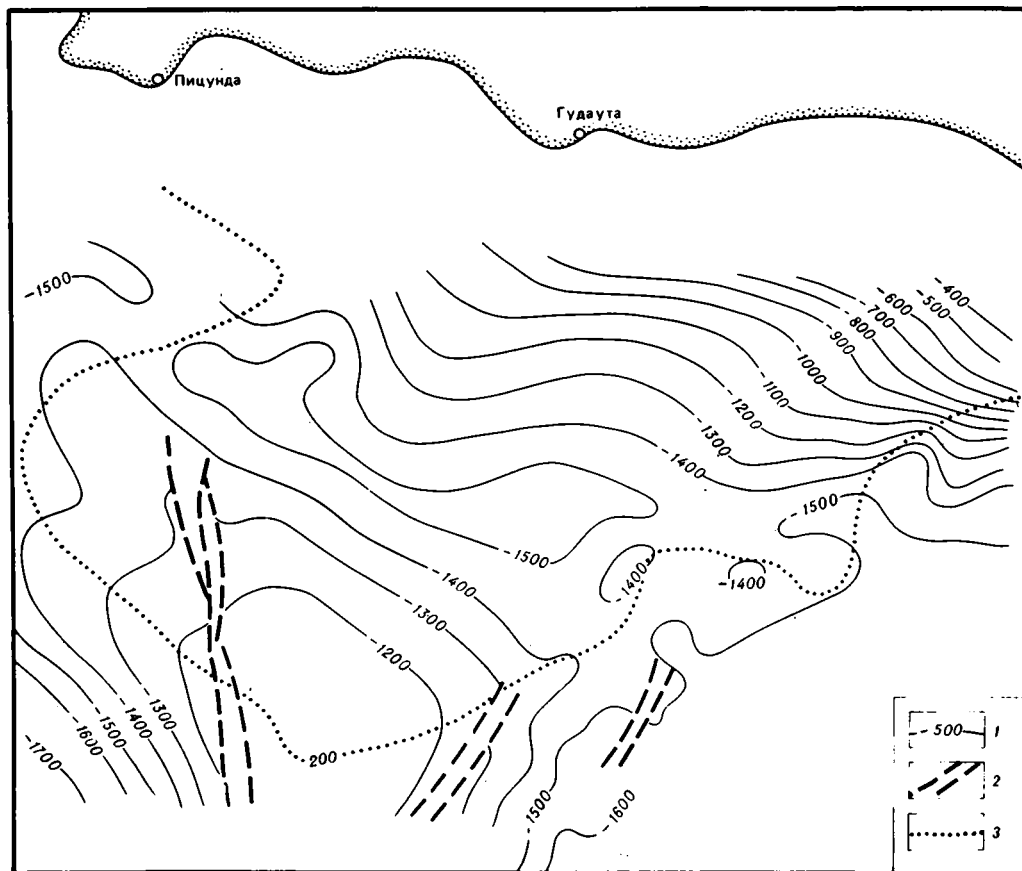


Рис. 33. Структурная карта по сейсмическому горизонту 1а (в верхней части майкопских отложений)
1 — изогипсы (в м); 2 — разломы; 3 — изобата 200 м (бровка шельфа)

с непосредственным переходом в них отложений эрозионного вреза. Вместе с тем по сейсмической характеристике доплиоценовые породы здесь аналогичны таковым Гудаутской отмели, т.е. доплиоценовому чехлу Колхидской впадины [Терехов, 1979; Яншин и др., 1980; Басенцян и др., 1981]. Все это объективно доказывает наличие резкого импульса предплиоценовых вертикальных нисходящих тектонических движений, которые опустили прилегающие районы восточного шельфа, включив их в состав Черноморского бассейна.

Резкое предплиоценовое опускание на какое-то время существенно понизило уровень моря и превратило в сушу периферические участки бассейна. Они подверглись кратковременным, но интенсивным процессам эрозии, которые выработали широтный врез, захвативший район современной Гудаутской отмели. Южный борт вреза доказывает, что в доплиоценовое время поверхность шельфа поднималась к югу. В плиоцене, когда уровень вновь повысился и перекрыл эрозионный врез, последний начал быстро заполняться осадками. В северной его части накапливались грубые конгломератовые толщи, сносимые с прилегающих районов Большого Кавказа. Мощность накапливавшихся во врезе осадков была на порядок больше по сравнению со смежными районами шельфа и соизмерима с мощностью глубоководного бассейна. По-видимому, уже в раннеплиоценовое время эрозионный врез Гудаутской отмели был полностью захоронен терригенным обломочным материалом. Принос значительного объема осадков привел к дополнительному из статическому опусканию его центральных районов по сравнению с южной периферией. Опускание вывело слои из горизонтального залегания и способствовало незначительному их утолщению от периферии к центру.

Верхняя часть плиоценовых и четвертичных слоев и дно моря на Гудаутской отмели наклонены к юго-западу. Предплиоценовый эрозионный врез установлен у подножия континентального склона. Все это свидетельствует о наличии молодых четвертичных постседиментационных опусканий, сформировавших современную восточную окраину Черноморского глубоководного бассейна.

Аналогичный предплиоценовый врез, выполненный плиоценовыми образованиями, сейсмическими исследованиями обнаружен во внешней части северо-западного шельфа Черного моря [Николаева и др., 1980].

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЧЕРНОМОРСКО-КАЛАМИТСКОГО ВАЛА В СВЯЗИ С ВРЕМЕНЕМ ЗАЛОЖЕНИЯ И ГРАНИЦЕЙ ЧЕРНОМОРСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО БАССЕЙНА

В последние годы ПО "Южморгеология" отработана серия региональных сейсмических профилей МОГТ, пересекающих глубоководный бассейн Черного моря [Басенцян и др., 1978; Шлезингер, 1981; Яншин и др., 1980] (Ш.А. Басенцян и др., 1977, 1978 гг.; Е.М.Хахалев и др., 1979, 1980 гг.). Они дали уникальный объективный материал по строению осадочного чехла и возрасту бассейна. Повсеместно была установлена поверхность регионального структурного несогласия, к которой прислоняются вышележащие слои осадочного чехла. Однако возраст ее не имеет точной датировки и дискуссионен. В 1979–1980 гг. Геленджикской морской геолого-геофизической нефтегазовой экспедицией ВМНПО "Союзморгео" проведены детальные площадные сейсмические исследования Черноморско-Каламитского вала (Д.Ф. Исмагилов и др., 1979, 1980 гг.). Последний является крайней южной полосой субширотных поднятий северо-западного шельфа Черного моря, расположенных близ его бровки. Здесь на Ильичевском поднятии пробурена глубокая буровая скважина, позволившая надежно стратифицировать сейсмические горизонты. Северные концы нескольких региональных сейсмических профилей (9–13, 16, 17) ПО "Южморгеология" пересекают Черноморско-Каламитский вал, что позволяет их увязать по продольным профилям (78, 79 и др.) детальных сейсмических исследований ВМНПО "Союзморгео" (рис. 34) и установить возраст регионального структурного несогласия.

Вопросы тектоники северо-западного сектора Черного моря нашли отражение в ряде специальных исследований [Земная..., 1975; Туголесов, 1976; Яншин и др., 1977; Николаева и др., 1980; Шлезингер, 1981].

Разрез осадочного чехла Черноморско-Каламитского вала пройден глубокой разведочной скважиной на площади Ильичевского поднятия, где мощность чехла достигает 2,5 км, резко увеличиваясь, по сейсмическим материалам, на крыльях. По промыслово-геофизическим данным его слагают: в интервале 0–381 м — плиоцен-четвертичные отложения, в интервале 381–725 м — средне-верхнемиоценовые отложения и в интервале 725–870 м — нижнемиоцен-олигоценые отложения (майкопские), которые непосредственно ложатся на породы кампана. В интервале 870–1720 м пройдены верхнемеловые отложения. Верхнемел-кайнозойские образования представлены обычными для Скифской плиты отложениями. В интервале 1720–2300 м встречены верхнемеловые андезитовые и диабазовые порфириды и лавобрекчии диабазовых порфиритов. В интервале 2300–2500 м (забой) вскрыты сеноманские и альбские породы, представленные чередованием глин, песчаников, аргиллитов и алевролитов.

Разрез осадочного чехла рассматриваемого вала по сейсмическим материалам выделяется как хорошо выраженная слоистая среда, диапазон записи которой достигает на своде 1,5–2 с, увеличиваясь на крыльях до 2,5–3 с. В нем установлено несколько отражающих горизонтов (некоторые из них непосредственно привязаны к разрезу буровой скважины Ильичевского поднятия): Р — подошва плиоцена, Ia — кровля майкопа, Н — поверхность структурного несогласия, отделяющая домайкопский комплекс пород от постэоценового, IIa — подошва майкопа, IIб — кровля среднего эоцена, IIIa — кровля верхнего мела, IIIв — в туроне, IV — кровля вулканогенных пород нижней части разреза верхнего мела, V — в низах осадочного чехла, VI — поверхность фундамента — низы осадочного чехла. Верхняя часть разреза осадочного чехла (до сейсмического горизонта IIa) характеризуется частым чередованием отражающих границ, представленных одно-двухфазными колебаниями. Отложения до сейсмического горизонта Р характеризуются

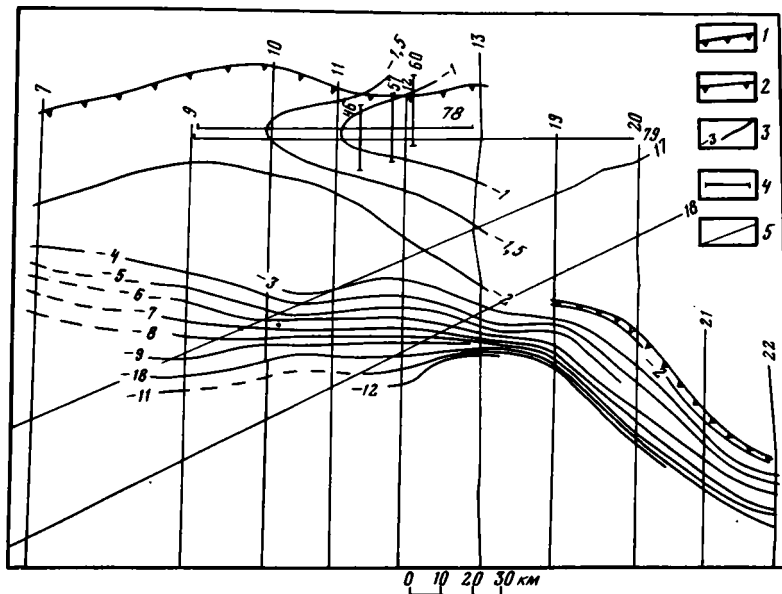


Рис. 34. Структурная карта поверхности доолигоценового структурного несогласия

1 — бровка современного шельфа; 2 — бровка предолигоценового палеошельфа; 3 — стратиграфические поверхности предолигоценового структурного несогласия (по Е.М. Халхеву и др., 1973 г., с добавлениями); 4 — сейсмические профили детальных сейсмических исследований ВМНПО "Союзморгео" и их номера; 5 — региональные сейсмические профили ПО "Южморгеология" и их номера

скоростями продольных волн 1,7–1,9 км/с, между Р — Ia — 2,1–2,3 км/с и Ia — IIa — 2,5–2,6 км/с. Сейсмический горизонт Р четко опознается в центральной части вала по прислонению вышележащих границ и срезанию нижележащих. В сейсмической записи здесь наблюдается сближение осей синфазности и появление интенсивных дифрагированных волн, затрудняющих корреляцию нижележащих горизонтов.

Сейсмический горизонт Н отличается в основном малофазными, относительно низкочастотными колебаниями (10–15 Гц). При переходе от шельфа к континентальному склону часто отмечается перерыв в его корреляции. При погружении горизонта Н к югу он опознается только по несогласному залеганию отдельных площадок, фиксируемых среди довольно интенсивных дифрагированных и кратных волн.

Средняя часть разреза (между сейсмическими горизонтами IIa и IV); характеризуется наличием криволинейных осей синфазности, резким усилением и затуханием на отдельных участках амплитуды колебаний. Скорость продольных волн в породах между сейсмическими горизонтами IIIa и IV увеличивается до 4–4,5 км/с, а между горизонтами IV и V составляет 4 км/с. Отражающий горизонт VI относится к типу сейсмически шероховатых границ. Ниже него на временных разрезах часто наблюдается несогласие контактирующих сред, причем подстилающие породы несут признаки значительной дислоцированности. Кажущиеся скорости продольных волн в них достигают 5,8 км/с. Он несогласно залегает по отношению как к нижележащим, так и вышележащим границам. Амплитудная выразительность горизонта VI резко изменчива. В своде Черноморско-Каламитского вала уровень интенсивности полезной записи выше, чем на крыльях. Видимая частота низка и составляет 20–25 Гц. Сейсмическая запись ниже горизонта VI обычно имеет хаотичную, невыразительную форму и характеризуется присутствием значительного числа криволинейных осей синфазности, по всей вероятности, дифрагированных волн.

Черноморско-Каламитский вал по сейсмическому горизонту IIIa (кровля верхнего мела) протягивается от побережья Крыма в районе г. Евпатория широтно на расстояние 180 км при ширине до 30–35 км (рис. 35). Его свод с востока на запад осложнен куполовидными поднятиями: Евпаторийским, Карбышевским и Ильичевским. В первом из них горизонт IIIa располагается на отметках — 500 м, а на двух последних — 1000 м.

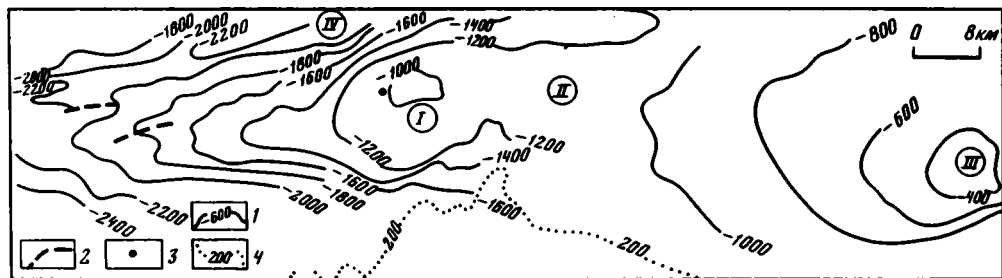


Рис. 35. Структурная карта поверхности меловых отложений района Черноморско-Каламитского вала
1 — стратизогипсы сейсмического горизонта IIIa; 2 — разрывные нарушения; 3 — скважина;
4 — изобаты (в м). Поднятия: I — Ильичевское, II — Карбышевское, III — Евпаторийское; IV — Михайловский прогиб

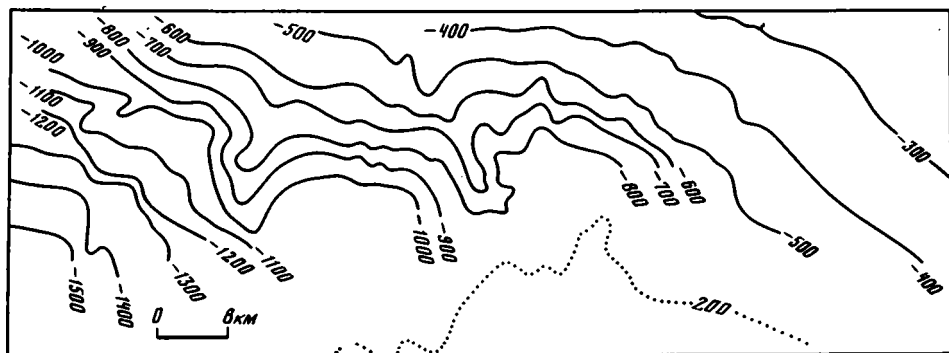


Рис. 36. Структурная карта подошвы плиоцен-четвертичных отложений района Черноморско-Каламитского вала (сейсмический горизонт P). Условные обозначения см. на рис. 35

На крыльях Евпаторийского поднятия он погружается до $-(900 \div 1000)$ м, а на крыльях Карбышевского и Ильичевского поднятий до $-(1,5 \div 1,7)$ км. От последнего свод вала в виде полого погружающегося и затухающего структурного носа прослеживается на расстояние более 50 км, где горизонт IIIa располагается на глубинах $-(2,2 \div 2,5)$ км. По более западным региональным сейсмическим профилям [Николаева и др., 1980] он переходит в моноклираль, в пределах которой все слои осадочного чехла наклонены к югу. Черноморско-Каламитский вал вырисовывается как симметричная структура, наклон сейсмического горизонта IIIa на которой достигает 100 м/км. С севера вал ограничен Михайловским прогибом. К югу намечается региональное погружение этого горизонта в Черноморский глубоководный бассейн.

Черноморско-Каламитский вал имеет близкую морфологию и по другим сейсмическим горизонтам. Его выраженность возрастает по более низким горизонтам и ослабевает по более верхним. Ограничивающий с севера Михайловский прогиб существенно выглаживается по сейсмическому горизонту IIa и практически не вырисовывается по сейсмическому горизонту Ia. Лишь в осевой зоне прогиба по сейсмическому профилю 60 намечается синклинальный изгиб по горизонту Ia и едва заметное искривление (десятки метров) горизонта P, по которому району Черноморско-Каламитского вала отвечает моноклираль сложного строения (рис. 36). На северо-востоке он залегает на отметках -150 м, погружаясь на крайнем юго-западе до $-1,5$ км. Моноклираль осложнена структурными носами и заливами, соответственно раскрывающимися и погружающимися к югу в сторону Черноморского глубоководного бассейна. В северо-восточной части моноклинали наклон сейсмического горизонта P не превышает 10 м/км. На юго-востоке он увеличивается до 40 м/км.

От свода Черноморско-Каламитского вала к северу, в сторону Михайловского прогиба, происходит плавное последовательное увеличение мощностей всех стратиграфи-

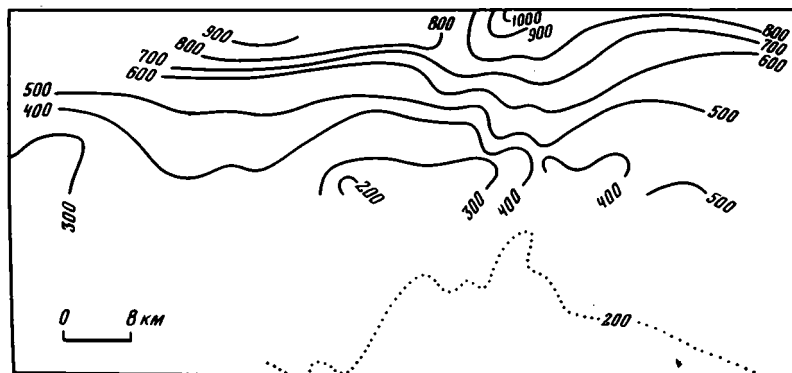


Рис. 37. Карта мощностей осадочных верхнемеловых отложений района Черноморско-Каламитского вала (между сейсмическими горизонтами IV и IIIa)
Условные обозначения см. на рис. 35

ческих горизонтов доплиоценовой части осадочного чехла. Кроме того, в его своде породы эоцена, палеоцена и частично верхнего мела срезаны и несогласно перекрыты отложениями олигоцена. По данным бурения последние здесь непосредственно ложатся на породы кампана. Мощность отложений нижнего мела на своде Черноморско-Каламитского вала не превышает 200–300 м и увеличивается до 800 м в Михайловском прогибе. Мощность верхнемеловых образований в пределах свода местами составляет всего 150–200 м, а к северу возрастает до 900–1000 м (рис. 37), причем предолигоценовый срез, видимо, не превышает 150–200 м, а конседиментационное сокращение составляет 600–700 м. Отложения палеоцена и эоцена в центральной части Черноморско-Каламитского вала отсутствуют. На западной периклинали и северном крыле они появляются, и их мощность в Михайловском прогибе достигает 600–700 м. Причем на долю предолигоценового среза приходится не более 200–300 м, а остальная величина обусловлена конседиментационным утонением. В центральной части и на северном крыле Михайловского прогиба предолигоценовое структурное несогласие отсутствует.

На южном крыле Черноморско-Каламитского вала увеличение мощностей меловых и доолигоценовых слоев не происходит. Они согласно изгибаются, погружаясь к югу. На некоторых сейсмических профилях наблюдается даже их общее сокращение и приближение к подошве олигоцена и домеловым породам (даже, возможно, складчатому фундаменту) (рис. 38).

В восточной части Ильичевского поднятия мощность отложений олигоцена и миоцена 100 м. Отсюда во всех направлениях она возрастает и в Михайловском прогибе достигает 1,3–1,4 км. Это изменение происходит за счет конседиментационного утонения практически всех составляющих олигоцен-миоценовых горизонтов от вала к прогибу (до 500–600 м), прислонения слоев нижней части разреза к поверхности доолигоценового несогласия (до 400–500 м) (см. рис. 38) и срезания верхних слоев подошвой плиоцен-четвертичного комплекса пород (до 300–400 м) (рис. 39). Последнее отмечается только на площади Ильичевского и Карбышевского поднятий. К западу и востоку предплиоценовое структурное несогласие практически исчезает, переходя, вероятно, во внутрипластовое. Прислонение олигоцен-миоценовых слоев в центральной части и на северном крыле Михайловского прогиба отсутствует.

Плиоцен-четвертичные отложения испытывают региональное сокращение мощности за счет последовательного постепенного утонения практически всех составляющих его горизонтов с юго-запада и юга на северо-восток и север от 1,2–1,3 км до десятков метров.

В центральной части свода Черноморско-Каламитского вала сейсмические горизонты IIIa, IIb и IIa сходятся в одну плоскость, представляющую собой поверхность регионального структурного несогласия. Доолигоценовые слои она срезает, а постэоценовые к ней прислоняются. В волновом поле поверхности структурного несогласия отвечает сейсмический горизонт Н. Таким образом, его возраст датируется границей олигоцена и эоцена. По региональным сейсмическим профилям ПО "Южморгеология". (9, 13, 16 и 17) горизонт Н вначале относительно полого (до 40–50 м/км) погружается от свода

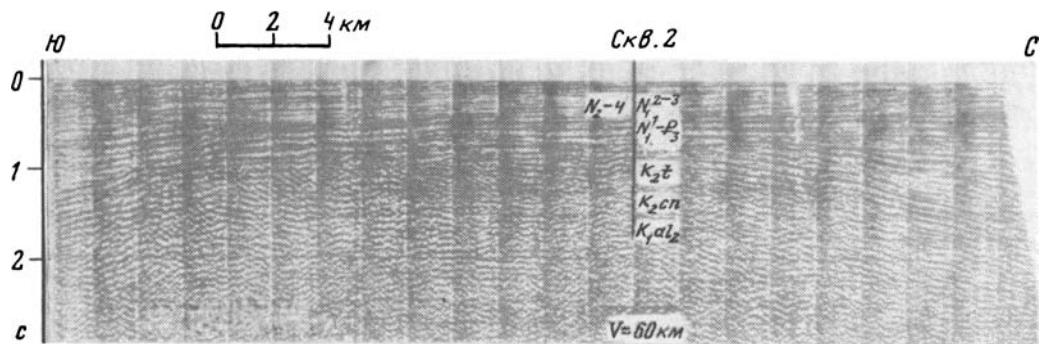


Рис. 38. Временной сейсмический разрез профиля 46 детальных исследований, показывающий сокращение мощности доолигоценовых отложений на южном крыле Черноморско-Каламитского вала

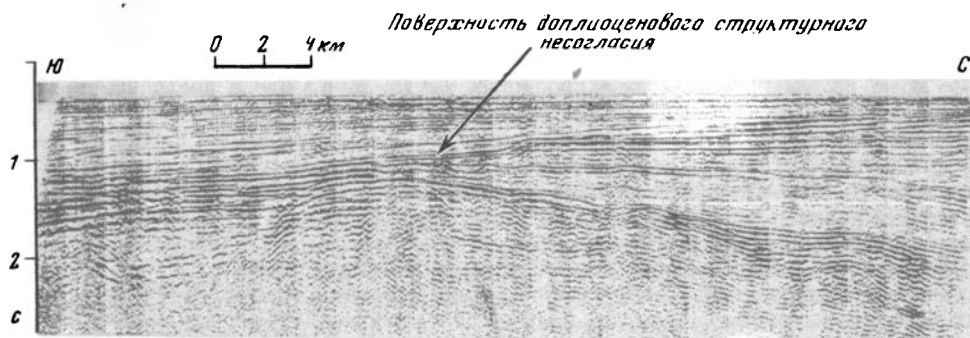


Рис. 39. Временной сейсмический разрез профиля 57 детальных исследований, показывающий доплиоценовую поверхность структурного несогласия, которой срезаются отложения миоцена и частично олигоцена

Черноморско-Каламитского вала на юг до -3 км. Затем его крутизна резко возрастает до $270-300$ м/км, а на востоке даже до 900 м/км, и он опускается до $-(11 \div 12)$ км, где уходит за диапазон сейсмической записи (см. рис. 1). Информация об условии залегания пород ниже горизонта Н отсутствует. Возможно, это связано с тем, что здесь его подстилают сейсмически неслоистые или деформированные породы. Слои большей по мощности нижней части осадочного чехла, располагающейся над сейсмическим горизонтом Н, залегают почти горизонтально и прислоняются к поверхности несогласия. По сейсмическому профилю 13 зафиксировано прислонение $10-11$ -километрового комплекса, и лишь верхние горизонты мощностью до $1-1,5$ км в зоне верхнего колена флексуры поверхности несогласия, резко утоняясь (до 500 м), уходят к северу, залегая почти параллельно сейсмическому горизонту Н. Севернее, в районе бровки шельфа, над поверхностью несогласия появляются слои, которые по привязке к детальным сейсмическим материалам Черноморско-Каламитского вала относятся к миоцену и олигоцену, при общей мощности надэоценового осадочного чехла $700-800$ м.

По более западным сейсмическим профилям мощность прислоненных слоев уменьшается. Так, по профилю 10 верхние 4 км осадочного чехла, в которые, несомненно, входит и верхняя часть разреза олигоцена, испытывают плавный подъем и протягиваются до свода Черноморско-Каламитского вала. При этом мощность ее нижней части (до 2 км) над верхним коленом флексуры поверхности несогласия резко увеличивается (в несколько раз). Верхняя часть (до 2 км), напротив, к северу утоняется очень постепенно. Пологий подъем сейсмического горизонта Н и вышележащих сейсмических границ здесь совпадает с наклоном поверхности континентального склона вплоть до бровки шельфа (рис. 40). По профилю ниже сейсмического горизонта Н параллельно ему прослеживаются горизонты IIIa и IIb вплоть до верхнего колена флексуры. Отсюда к югу сейсмическая информация о характере залегания доолигоценовых слоев отсутствует.

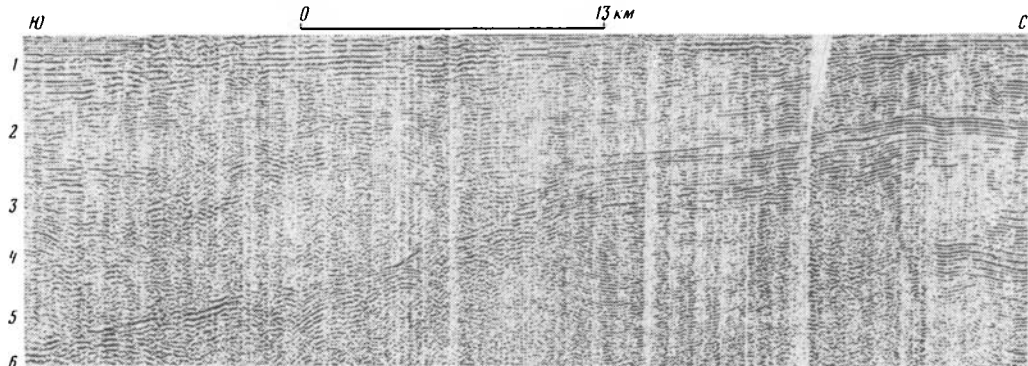


Рис. 40. Фрагмент временного сейсмического разреза регионального профиля 7 (по Е.М. Хохалеву и др., 1979 г.), показывающий параллельное залегание дна моря и верхних слоев осадочного чехла в пределах современного континентального склона

По всем другим сейсмическим профилям наклон дна моря в пределах континентального склона также совпадает с погружением верхней части слоев осадочного чехла. Бровка шельфа везде выражена достаточно четко. Шельф начинается с глубины около 200 м и отличается ровной поверхностью. С юга на север поверхность дна шельфа под очень незначительными углами срезает слои осадочного чехла. Аналогичный срез местами зафиксирован и в верхней части континентального склона (региональный сейсмический профиль 10). По-видимому, величина среза не выходит за пределы 100–200 м.

Проведенный анализ морфологии структурных поверхностей и геологических тел Черноморско-Каламитского вала и прилегающих районов Черноморского глубоководного бассейна позволяет определить время и основные закономерности развития структурного плана. В доолигоценовое время территория северо-западного шельфа Черного моря представляла собой обширный эпиконтинентальный бассейн. В нем в условиях дифференцированного прогибания шло накопление мелководных терригенных и карбонатных осадков платформенного чехла. Последние особенно характерны для поздне-мелового и раннепалеогенового времени. Район Михайловского прогиба отмечался ускоренным погружением, что привело к образованию больших мощностей доолигоценового платформенного чехла. К югу темп прогибания резко ослабевал. В районе Черноморско-Каламитского вала и особенно в прилегающих областях Черноморского глубоководного бассейна отлагавшиеся осадки имели малые мощности или вообще отсутствовали. Это прежде всего относится к позднемеловому и раннепалеогеновому времени. В предолигоценовое время район Ильичевского и Карбышевского поднятий испытал подъем и плоскостной срез. Здесь на поверхность были выведены породы верхнего мела. По-видимому, еще большей величины он достиг к югу от Черноморско-Каламитского вала в пределах Черноморского глубоководного бассейна. Сейчас региональными сейсмическими профилями МОГТ ПО "Южморгеология" доказано, что доолигоценовый платформенный чехол на площади бассейна резко утонен или местами отсутствует. Однако за счет каких факторов (первичного высокого стояния или вторичного среза) это произошло, объективно решить в настоящее время невозможно. К западу и востоку от Ильичевского и Карбышевского поднятий структурное несогласие постепенно затухало, а в центральной части и на северном крыле Михайловского прогиба оно отсутствовало.

Прислонение постэоценовых слоев осадочного чехла свидетельствует о резком кратковременном опускании, произошедшем на рубеже эоцена и олигоцена. Максимальную величину (более 10 км) оно имело к югу от Черноморско-Каламитского вала. Здесь образовалась гигантская топографическая депрессия, верхняя часть склона которой составила южное крыло Черноморско-Каламитского вала и прилегающую часть Михайловского прогиба. Однако его величина здесь не превышала 500 м. Минимальное погружение испытали центральные районы Черноморско-Каламитского вала. В результате здесь возникла барьерная зона малых глубин, отделившая относительно неглубокое понижение района южного крыла Михайловского прогиба от северного склона депрессии. К западу и востоку от района Ильичевского и Карбышевского поднятий барьерная

зона, связанная со сводом Черноморско-Каламитского вала, затухала, и северный склон Черноморской депрессии полого воздымался в пределах современного северо-западного шельфа. Его бровка находилась в районе осевой зоны Михайловского прогиба. Видимо, еще одна барьерная зона малых глубин образовалась на крайнем востоке анализируемого региона в пределах верхней части современного континентального склона (район регионального сейсмического профиля 13).

С начала олигоцена гигантская Черноморская депрессия превратилась в глубоко-водный бассейн, который начал заполняться осадками. В смежных районах шельфа, начиная от осевой зоны Михайловского прогиба и к северу от нее, эоценовое прогибание непосредственно сменилось олигоценовым. Здесь в олигоцене и миоцене продолжали развиваться конседиментационные платформенные структуры. Пограничное положение по отношению к глубоководному бассейну занимал Михайловский прогиб. Интенсивное погружение олигоценового и миоценового времени привело к тому, что в нем накапливались осадки больших мощностей, чем в смежном с ним с юга более глубоководном участке дна моря. В последнем уже созданное к олигоцену понижение дна бассейна пассивно заполнялось горизонтальными слоями, испытывающими прислонение в зоне барьера свода Черноморско-Каламитского вала к поверхности предолигоценового структурного несогласия. Только верхне-среднемиоценовые осадки и в большинстве случаев верхние горизонты майкопа перекрыли его. К югу от барьера свода Черноморско-Каламитского вала мощность их вновь резко увеличилась и они образовали крупную клиноформу. Большая по объему нижняя часть майкопских осадков здесь на крутом склоне бассейна прислонялась к поверхности доолигоценового структурного несогласия.

К западу и востоку от центральной части Черноморско-Каламитского вала осадки олигоцена и миоцена на крайней периферии глубоководного Черноморского бассейна имели несколько пониженные мощности (особенно по нижним горизонтам) по сравнению с конседиментационным Михайловским прогибом. В глубь склона вновь происходило постепенное увеличение их мощности с образованием клиноформных геологических тел. В зоне увеличения крутизны континентального склона бассейна имел место резкий раздур мощности осадков, а нижние горизонты майкопа здесь прислонялись.

На востоке анализируемого региона был создан узкий крутой континентальный склон, к поверхности структурного несогласия которого осадки олигоцена и миоцена глубоководного бассейна полностью прислонились. К северу они отлагались в малых мощностях только в окраинной погруженной части олигоцен-миоценового шельфа. От мощных прислоненных одновозрастных осадков глубоководного бассейна их отделял барьерный участок, не перекрываемый слоями олигоцена и миоцена.

В предплиоценовое время относительно локальный участок центральной части Черноморско-Каламитского вала испытал подъем и плоскостной срез олигоцен-миоценовых отложений (первые сотни метров), который по латерали быстро затухал. Подъем на рубеже миоцен-плиоцена быстро сменился кратковременным погружением, наклонившим поверхность предплиоценового несогласия с севера на юг. Центральный участок Черноморско-Каламитского вала вновь вошел в состав верхней части континентального склона Черноморского глубоководного бассейна. За пределами предплиоценового структурного несогласия миоценовое осадконакопление непосредственно сменилось плиоцен-четвертичным. В области доолигоценового шельфа погружение в плиоцен-четвертичное время практически прекратилось, что почти приостановило синхронное осадконакопление (менее 100 м). Лишь в осевой зоне Михайловского прогиба в резко ослабленном виде продолжалось прогибание, приведшее к слабому изгибу подошвы плиоценовых образований и увеличению мощности плиоцен-четвертичных осадков (до 150–200 м).

За олигоценовое, неогеновое и четвертичное время в северо-западной части Черноморского глубоководного бассейна накопилось свыше 10 км осадков. Они практически его полностью компенсировали, образовав аккумулятивный шельф. По латерали он надстроил доолигоценовый шельф. Вероятно, только в центральных районах Черного моря в четвертичное время сохранилась область относительно больших глубин (сотни метров).

В конце четвертичного времени произошла новая волна кратковременного опускания. Она установлена по согласному наклону дна моря и верхних слоев осадочного чехла. Ее величина достигала 1–1,5 км. Позднечетвертичное погружение создало совре-

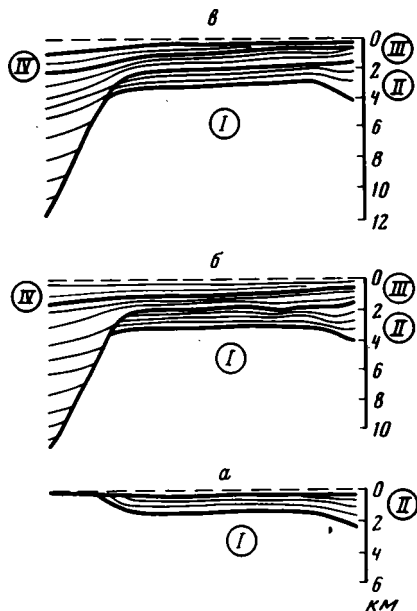


Рис. 41. Палеотектонические разрезы по линии регионального сейсмического профиля 10

Комплексы пород: I — до меловой, II — мел-эоценовый, III — олигоцен-миоценовый, IV — плиоцен-четвертичный; а — к концу эоцена, б — к антропогену, в — современное положение. Пунктиром показан уровень моря

менный северо-западный континентальный склон и глубоководную котловину Черного моря. Оно вновь погрузило бывшую поверхность шельфа северо-запада Черного моря, включив ее в область относительного глубоководья. Незатронутый погружением аккумулятивный плиоцен-четвертичный шельф в поперечнике теперь составляет на западе анализируемой территории 70–80 км, а на востоке — 20–30 км.

Проведенные исследования достаточно объективно устанавливают в северо-западной части Черного моря северную границу одноименного глубоководного бассейна. Она проходит по осевой зоне Михайловского прогиба. К северу, в области современного северо-западного шельфа, распространены типичные платформенные структуры Скифской плиты. Они

образованы исключительно за счет конседиментационного дифференцированного прогибания. Черноморско-Каламитский вал представляет собой гетерогенную структуру. Только его северное крыло по доолигоценовым образованиям связано с развитием платформенного Михайловского прогиба. Позже на него наложились предолигоценовый и предплиоценовые подъемы и срезы и кратковременные опускания на рубеже эоцена и олигоцена, миоцена и плиоцена, связанные с региональным процессом формирования глубоководного бассейна Черного моря. Таким образом, северное крыло Черноморско-Каламитского вала формировалось практически на всем протяжении накопления платформенного чехла. Тогда как южное крыло создано почти исключительно за счет предолигоценового кратковременного опускания. Отсюда Черноморско-Каламитский вал следует включить в состав северной периферии Черноморского глубоководного бассейна.

Приведенный материал позволяет наметить в образовании Черноморского глубоководного бассейна два принципиальных этапа. Первый связан с тем, что его территория представляла область длительного доолигоценового высокого стояния или интенсивного предолигоценового размыва, а вероятнее всего, сочетания этих двух процессов. Второй — то, что на рубеже эоцена и олигоцена произошел феноменальный по площади и глубине провал (рис. 41). Подобной величины кратковременные опускания пока нигде не обнаружены. Исследованиями Е.В. Артюшкова [1979; Артюшков и др., 1979а,б], установлено, что подъемы земной поверхности и кратковременные высокоамплитудные опускания имеют парагенетическую связь и обусловлены подходом к подошве литосферы аномальной мантии. Вероятно, чем более крупные ее объемы здесь сосредоточивались, тем большей величины происходили подъемы и опускания.

Рассмотренный осадочный чехол представляет интерес для поисков месторождений нефти и газа. В нем открыто небольшое газовое месторождение, связанное с майкопскими отложениями платформенного чехла в зоне антиклинальной ловушки поднятия Голицина. Именно этот тип залежей платформенного чехла является основным объектом современных поисково-разведочных изысканий. В зоне сопряжения Черноморского глубоководного бассейна и Скифской плиты молодой платформы рождаются мощные многокилометровые серии осадочного чехла, создающие разного типа ловушки углеводородов неантиклинального типа. К ним относится зона утонения и выклинивания геологических тел верхней части континентального палеосклона, зона прислонения слоев преимущественно в нижней и средней частях палеосклона, зона резкого расширения и утонения геологических тел майкопа в средней части палеосклона [Николаева и др., 1980], зоны предолигоценового и предплиоценового структурных несогласий

и срезом. Поиски этих нетрадиционных ловушек углеводородов являются значительно более сложной и трудоемкой задачей. Они требуют постановки специальных целенаправленных сейсмических работ. Только после их реализации можно начинать планомерное осмысленное поисково-разведочное бурение на поиски неантиклинальных ловушек углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Ст. 1. Континентальные платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979а, т. 54, вып. 2, с. 8—30.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Ст. 2. Морские впадины и области дейтероорогенеза. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979б, т. 54, вып. 3, с. 3—13.
- Басенция Ш.А., Пилипенко А.И., Свистанов Ю.И. и др. Структура осадочного чехла юго-восточной части Черного моря по сейсмическим материалам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 10, с. 5—18.
- Басенция Ш.А.; Свистанов Ю.И., Шенгелия М.И. Строение неоген-четвертичных отложений морского продолжения Гურიцкого прогиба (по геофизическим данным). — Морская геология и геофизика, 1978, вып. 2, с. 37—43.
- Виноградов Е.Ф., Лихоплатников В.М., Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла Колхидской впадины. — Сов. геология, 1982, № 2, с. 63—69.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 358 с.
- Николаева Е.Я., Пустильников М.Р., Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла северо-запада Черного моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 3, с. 3—15.
- Терехов А.А. Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ). — Геотектоника, 1979, № 2, с. 108—120.
- Туголесов Д.А. Современная структура Черноморской впадины. — Сов. геология, 1976, № 7, с. 72—86.
- Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла Черноморского бассейна. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 237—262.
- Яншин А.Л., Басенция Ш.А., Пилипенко А.И., Шлезингер А.Е. Новые данные о времени образования Черноморской впадины. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 1, с. 223.
- Яншин А.Л., Меловицкий Я.П., Москаленко В.Н. и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5, с. 42—69.

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ ЗАКАСПИЯ (ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)

СТРОЕНИЕ ДОКУНГУРСКОГО РАЗРЕЗА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЙ С ПОЗИЦИЙ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

В настоящее время существуют два основных представления о глубинном строении Прикаспийской впадины, позволяющих с разных позиций подойти к оценке ресурсов и освоению ее недр. Первое имеет глубокие корни и базируется на сравнительном анализе. Согласно ему Прикаспийская впадина рассматривается как структура Восточно-Европейской платформы, а подсолевой палеозойский разрез интерпретируется по относительно приподнятым хорошо изученным ее областям. Сейчас это представление имеет многих сторонников и развивается в целом как для Прикаспийской впадины, так и для отдельных ее составных частей [Алексеев и др., 1976; Мовшович, 1976; Абрамов, 1977; Лацкова, 1977; Кухтинов, 1978; Шафири, 1978, 1980; Шафири и др., 1978; Джумагалиев и др., 1981; Калинин и др., 1982]. Особенно широко оно распространено среди исследователей северных и западных районов Прикаспийской впадины.

Однако еще в 1961 г. М.М. Грачевский также на основании сравнительного материала впервые предположил, что глубокие недра Прикаспийской впадины имеют существенно иное строение, чем окружающие ее районы Восточно-Европейской платформы. Он наметил карбонатный бортовой уступ, за которым распространены разновозрастные образования в относительно маломощных депрессионных фациях. Независимо от него еще раньше А.Л. Яншин и Р.Г. Гарецкий [1960, 1961] обосновали глубоководность соленосных толщ кунгура, что давало возможность предполагать изменение строения подсолевого палеозойского разреза Прикаспийской впадины по сравнению с сопряженными с ней районами Восточно-Европейской платформы. Последующие сейсмические исследования и материалы бурения отдельных скважин бортовых и периферических зон существенно продвинули и обосновали это представление [Буш и др., 1967, 1968; Соколов, 1970; Волож, 1971; Мирчинк и др., 1973; Шахновский и др., 1973, 1979; Шебалдин, 1974; Грачевский и др., 1975; Сапожников, 1975; Хатьянов, 1976; Шебалдин и др., 1976; Яншин и др., 1977, 1978, 1979, 1980; Кирюхин и др., 1978; Особенности..., 1978; Чакабаев и др., 1978; Кирюхин, Капустин, Левитан, 1979; Кунин и др., 1979; Соколов и др., 1979; Кирюхин, Обрядчиков и др., 1980; Кирюхин, Сапожников и др., 1980; Волож, Пилифосов, Сапожников, 1981; Волож и др., 1981; Кирюхин, Капустин и др., 1981; Кирюхин, Керимова и др., 1981; Кирюхин, Сапожников и др., 1981].

В настоящее время на территории Прикаспийской впадины проведен большой объем сейсмических исследований КМПВ и МОГТ. Особенно детально обработана бортовая зона, которая на значительном протяжении покрыта поисковой сетью МОГТ. На востоке Прикаспийской впадины закончены исследования по нескольким региональным сечениям МОГТ. Имеется региональный маршрут МОГТ, пересекающий всю впадину с юга на север. Современные сейсмические материалы с привлечением данных глубокого бурения позволяют раскрыть строение подсолевого палеозойского разреза и объективно оценивать глубинные недра Прикаспийской впадины.

Первая реальная информация о строении и мощностях подсолевого палеозойского разреза внутренних районов Прикаспийской впадины получена региональными профилями КМПВ. На них был выделен высокоскоростной горизонт с $V_T = 6,2-6,4$ км/с. Первоначально он был установлен А.П. Панкратовым и др. [1964] на региональном

профиле XV в центральной части впадины и предположительно отождествлен с поверхностью докембрийского фундамента. Позднее С.А. Манилов [Манилов, Фоменко, 1964] и К.Е. Фоменко [1972, 1973] выделили аналогичный высокоскоростной горизонт на профилях CX, CXI, XXI и XXIV. Они показали, что этот горизонт прослеживается непрерывно, повсеместно залегает выше поверхности фундамента и принадлежит к осадочному чехлу. На востоке в районе поднятия Манахол высокоскоростной горизонт был привязан по данным бурения к кровле каменноугольных карбонатов. Однако, как показали дальнейшие исследования [Яншин и др., 1978], преломляющие горизонты, прослеживаемые в районе Жанажола и во внутренней зоне Прикаспийской впадины, не представляют собой единой непрерывной границы. Они разделены обширной зоной, где в преломленном волновом поле, помимо поверхности фундамента, другие высокоскоростные преломляющие границы отсутствуют. В 1970 г. при пересмотре материалов КМПВ по профилю Челкар–Волгоград В.А. Циммер и Ю.А. Волож [Волож, 1971] установили, что высокоскоростной преломляющий горизонт на западе залегает глубже отражающего горизонта П₃. Последний по привязкам к скважинам стратифицировался подошвой девонских отложений. Поэтому высокоскоростной преломляющий горизонт центральной части впадины они отнесли к поверхности рифейско-нижнепалеозойского комплекса.

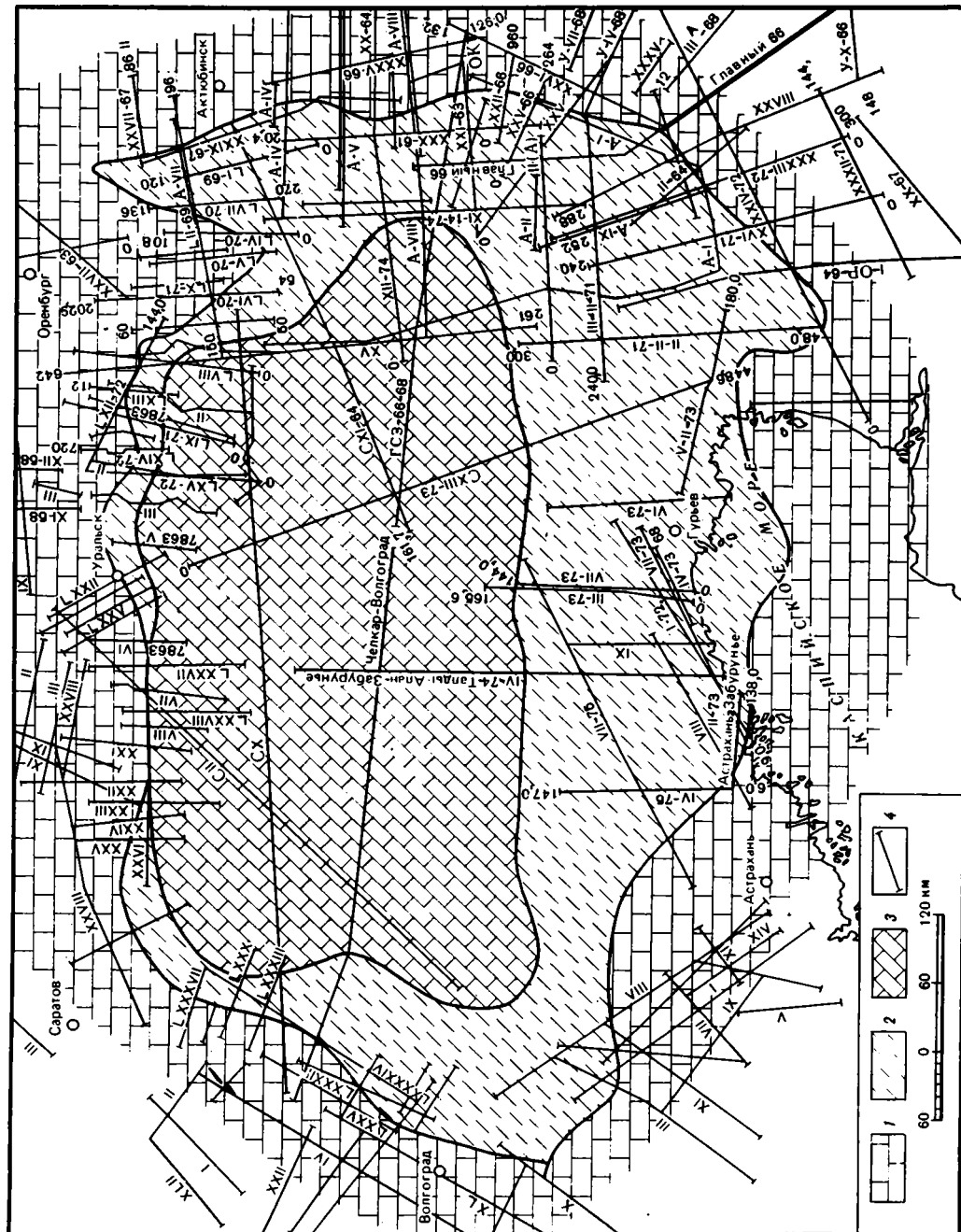
В середине 70-х годов новая сетка меридиональных профилей КМПВ, отработанных на северо-востоке Прикаспийской впадины В.П. Комаровым [Комаров и др., 1976, 1981], вновь привела к возрождению точки зрения К.Е. Фоменко. Однако последующее изучение В.П. Комаровым и другими исследователями этих материалов показало, что по меридиональным сечениям высокоскоростные преломляющие горизонты подсолевого осадочного чехла внутренних и внешних районов Прикаспийской впадины непрерывно не прослеживаются и относятся к разным стратиграфическим уровням.

В подошва осадочного чехла Прикаспийской впадины повсеместно регистрируется высокоскоростная группа преломленных волн P_K^0 , которая сменяется на удалениях свыше 180 км от пункта взрыва преломленной волной P_M^0 . Динамические и кинематические особенности группы волн P_K^0 убедительно свидетельствуют о ее приуроченности к кровле резко дислоцированного и метаморфизованного цоколя (поверхности консолидированной земной коры). По ряду кинематических и динамических ее особенностей и высоким (7–7,6 км/с) граничным скоростям горизонта d_K^0 четко обособляется внутренняя зона. Ее почти сплошным кольцом разной ширины окаймляет обширная периферическая зона, где граничные скорости 6–6,4 км/с. Последняя в свою очередь окружена бортовой зоной (рис. 42), которая является наиболее разнородной как по значениям граничных скоростей, так и по глубине залегания горизонта d_K^0 [Саложников, 1975].

Отличительная особенность волнового поля преломленных волн бортовой зоны (см. рис. 42) — выход в первое вступление на небольших удалениях от пункта взрыва (6–15 км) высокоскоростной преломленной волны P_{oc}^4 с $V_T = 5,8–6,4$ км/с. Она характеризуется простой многофазной (до пяти-шести) формой записи, низкой интенсивностью, групповым затуханием, повышенной частотой и сравнительно малой эффективной длиной годографа (от 5–7 до 15–25 км), обусловленной резким групповым затуханием, формирующим интенсивную “зону тени” (0,3–0,5 с). На севере, западе и юге бортовой зоны эффективная длина годографа группы волн P_{oc}^4 увеличивается до 60–70 км. Здесь они характеризуются высокой интенсивностью, слабой степенью затухания, понижением частотного состава, резким уменьшением временного интервала зоны тени. Все это свидетельствует об увеличении мощности высокоскоростных (карбонатных) пород и сокращении низкоскоростных подстилающих (терригенных) отложений, залегающих на фундаменте.

В волновом поле отраженных волн бортовой зоны регистрируется пакет группы K^1 , занимающий временной интервал от 0,6–0,8 с на востоке до 1–1,2 с на северо-западе и юге (рис. 43–51). В нем выделяются два-три устойчивых и протяженных отражающих горизонта, которые отличаются плоскопараллельным характером залегания. Динамическая выразительность опорных отражений в целом невысокая. Наибольшей интенсивностью и динамической выраженностью обладает отражающий горизонт, залегающий в кровле пакета. Внутренняя структура волнового пакета сложная, элементар-

¹ Волны этой группы в разных районах Прикаспийской впадины имеют неодинаковую индексацию.



ные отражения между опорными горизонтами непротяженные, динамически плохо выражены, с характерными угловыми несогласиями. Для волнового поля пакета группы К характерно незначительное изменение временного интервала регистрации на больших расстояниях.

На всем протяжении бортовой зоны ниже горизонтов пакета отражений К с интервалом в 0,2–0,5 с прослеживается интенсивное низкочастотное многофазное отражение P_{ϕ} . Отвечающий ему отражающий горизонт по глубине соответствует преломляющему горизонту d_{κ}^0 , приуроченному к кровле фундамента. Исключением в этом отношении является юго-восточный участок бортовой зоны, где горизонт P_{ϕ} не выделяется.

Внутреннюю границу бортовой зоны намечает резкое сближение горизонтов пакета отражений группы К до 0,1–0,3 с, а местами вплоть до полного их склинивания, либо всех горизонтов сразу, как это имеет место на Южно-Эмбенском и Астраханском участках бортовой зоны, либо вначале сходятся два верхних горизонта, а затем на расстоянии 10–20 км — нижний. Здесь происходит резкое изменение характера соотношения опорных отражающих горизонтов группы К и их динамических особенностей. Динамическую выраженность и интенсивность сохраняет горизонт в кровле пакета, интенсивность остальных отражений падает. Внутренняя структура волнового пакета резко осложняется появлением дифрагированных волн, осей гиперболической формы, локальными интервалами отсутствия коррелируемых элементарных отражающих площадок и резким уменьшением интенсивности отражений, хаотичным их расположением. При более пологих углах наклона отражающие границы внутри пакета имеют специфическую сигмоидальную конфигурацию и образуют с подстилающими отражениями клиноформы.

Ширина бортовой зоны на юге на отдельных участках достигает 80–100 км (Астраханско-Каратонский), в то время как на западе и северо-западе она нигде не превышает первых десятков километров.

В периферической зоне Прикаспийской впадины преломленная волна P_{oc}^3 из надсолевого комплекса либо волна P_{oc}^c от кровли соли непосредственно на удалениях 27–45–60 км сменяется преломленной волной P_{κ}^0 . Таким образом, здесь не регистрируется палеозойская карбонатная преломленная волна P_{oc}^4 [Волож и др., 1981; Кирюхин, Керимова и др., 1981]. На небольшом удалении от бортовой зоны известны единичные случаи ее регистрации на коротких интервалах, что свидетельствует о наличии единичных небольших по размерам тел высокоскоростных (карбонатных) пород внутри терригенных образований.

В поле отраженных волн периферической зоны намечается группа отражений P_1 , P_1^1 , P_2 , P_3 и P_{ϕ} , регистрируемая на временах 2,1–3,8 с (рис. 52, 53). Горизонт P_1 имеет пологое залегание. Он ограничивается при подходе к бортовой зоне наклонным горизонтом P_2 , к которому прислоняется. Последний от контакта с горизонтом P_1 погружается под него и обычно через несколько километров перестает регистрироваться.

На временах 3,4–3,6 с появляется горизонт P_3 . Соответствующая ему волна регистрируется не повсеместно. На северо-востоке в периферической зоне в полосе шириной 10–15 км динамическая выразительность подсолевых отражений ухудшается. Наличие обширных солянокупольных структур исключает фазовую корреляцию отражений и их отождествление. Опорных подсолевых отражений на временных разрезах МОГТ проследить нельзя. В этих условиях выделяются два условных отражающих горизонта — первое подсолевое отражение, соответствующее поверхности подсолевого ложа (горизонт $P_1-P_2^1$), и последнее, отнесенное весьма условно к поверхности фундамента (горизонт P_{ϕ}). На востоке (в полосе до 250 км шириной и 600 км протяженностью), юго-востоке и юге (до 150 км в поперечнике) периферической зоны в волновом поле отраженных волн на временном интервале 0,5–0,8 с регистрируются три довольно динамически четко выраженных отражающих горизонта: P_1 , P_2^1 и P_3 . С востока на запад и с юга на север временной интервал между отражающими границами P_1 и P_3 уменьшается до 0,3–0,4 с. При этом если временной интервал между

Рис. 42. Схема районирования волновых полей

1–3 — зоны: 1 — бортовая, 2 — периферическая, 3 — внутренняя; 4 — региональные сейсмические профили

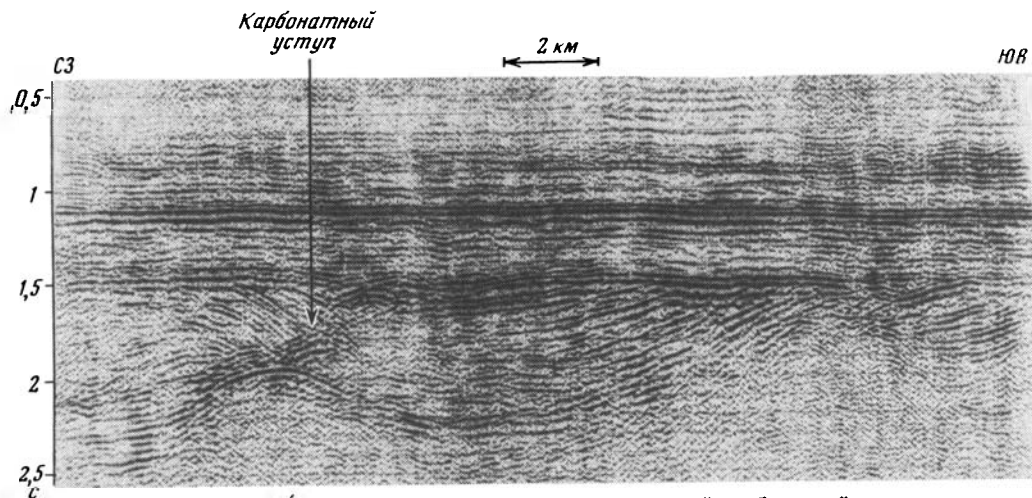


Рис. 43. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий карбонатный уступ юго-восточной бортовой зоны по сечению Сарыкумского поднятия (Турланская геофизическая экспедиция)

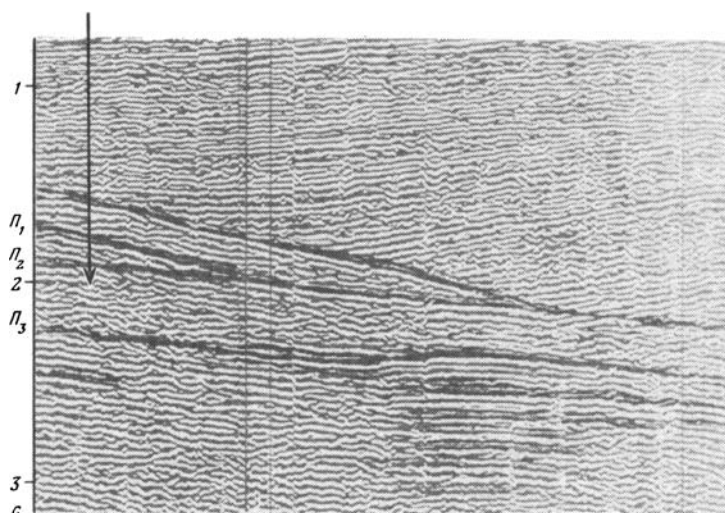


Рис. 44. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий карбонатный уступ западной бортовой зоны (Волгоградская геофизическая экспедиция)

горизонтами Π_1^1 и Π_3 уменьшается с 0,2 до 0,1 с, то между Π_1 и Π_2^1 — с 0,5 до 0,2–0,3 с. Отражающий горизонт Π_1 характеризуется динамически наименее четко выраженным двухфазным отражением. Горизонт Π_2^1 также отмечается в основном двухфазным более низкочастотным отражением, динамическая выразительность которого меняется.

На большей части юго-восточного сегмента периферической зоны последним отражающим горизонтом является Π_3 , который отличается наиболее яркой динамической выразительностью, многофазностью (три-четыре и более) и низкой частотой. На ее крайнем востоке и севере ниже горизонта Π_3 на временах 0,3–0,4 с выделяется четырех-пятифазное интерференционное колебание Π_Φ , связанное с подошвой осадочного разреза. Пластовые скорости между отражающими горизонтами Π_1 и Π_2^1 составляют 3,2–3,5 км/с, а между горизонтами Π_2^1 и Π_3 увеличиваются до 4–4,5 км/с, что свидетельствует о преимущественно терригенном составе подсолевого разреза.

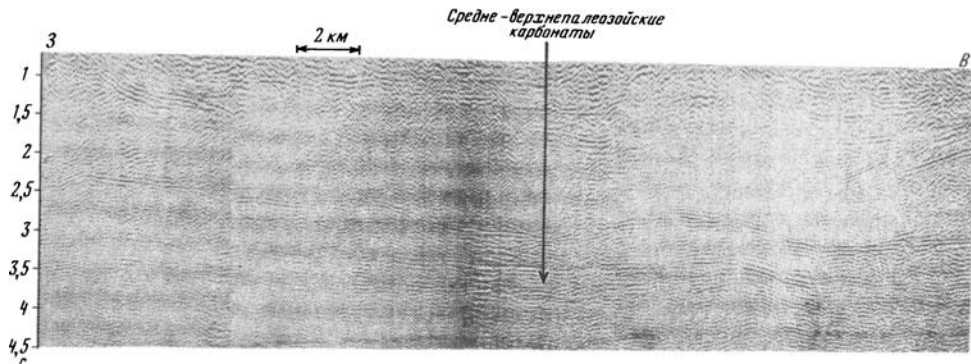


Рис. 45. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий условия залегания средне-верхнепалеозойских карбонатных слоев на Астраханском сводовом поднятии (Гурьевская геофизическая экспедиция)

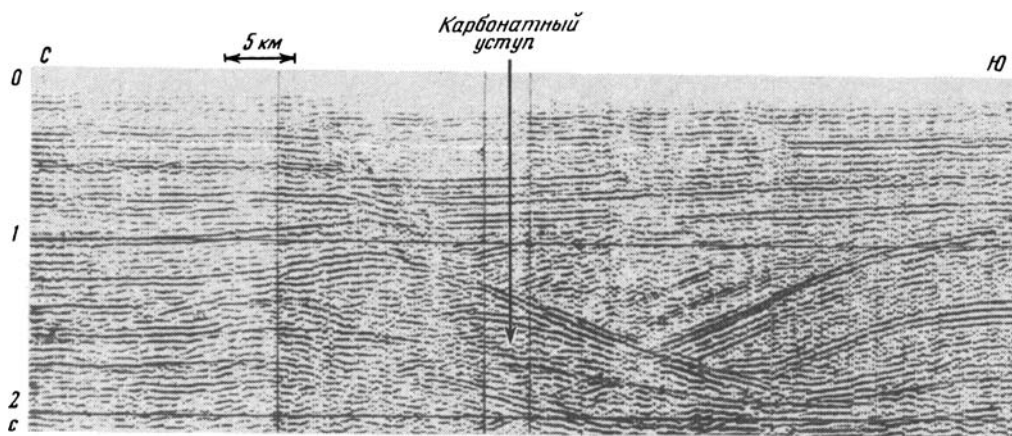


Рис. 46. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий карбонатный уступ северной бортовой зоны по региональному профилю МОГТ (Уральская геофизическая экспедиция)

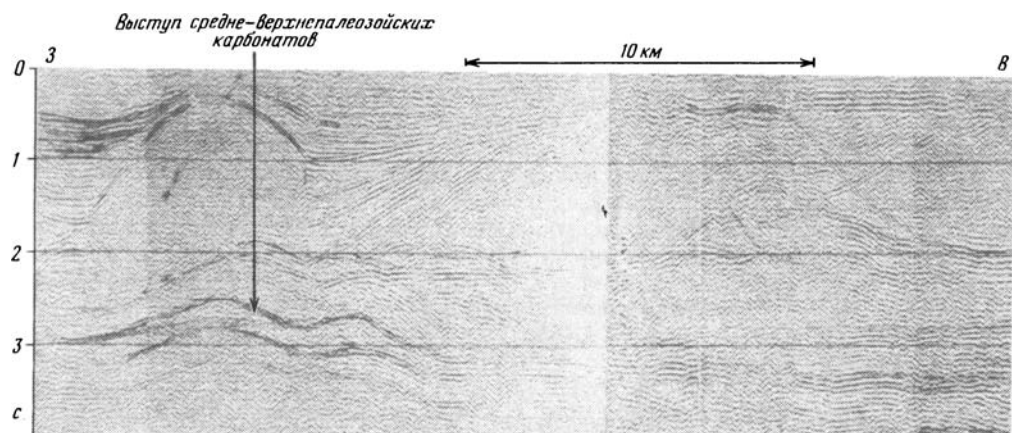


Рис. 47. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий выступ средне-верхнепалеозойских карбонатов по сечению Джилансайд (Актюбинская геофизическая экспедиция)

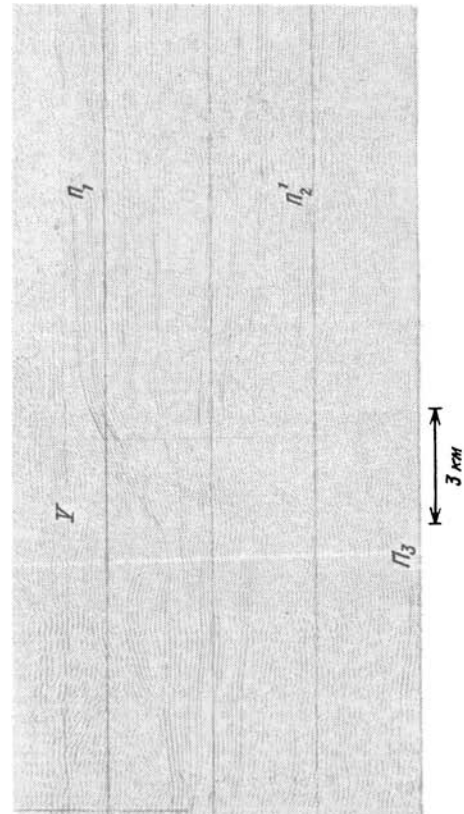
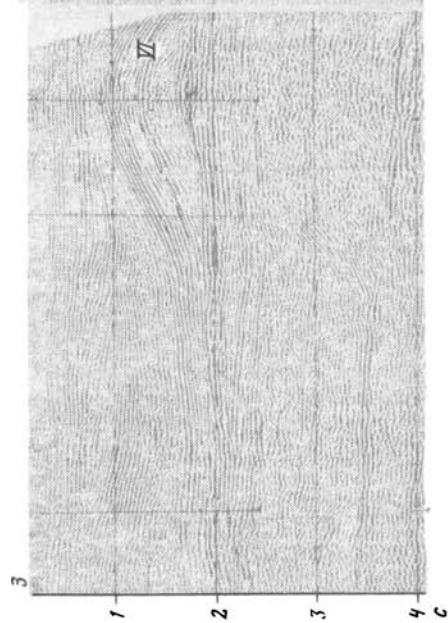


Рис. 48

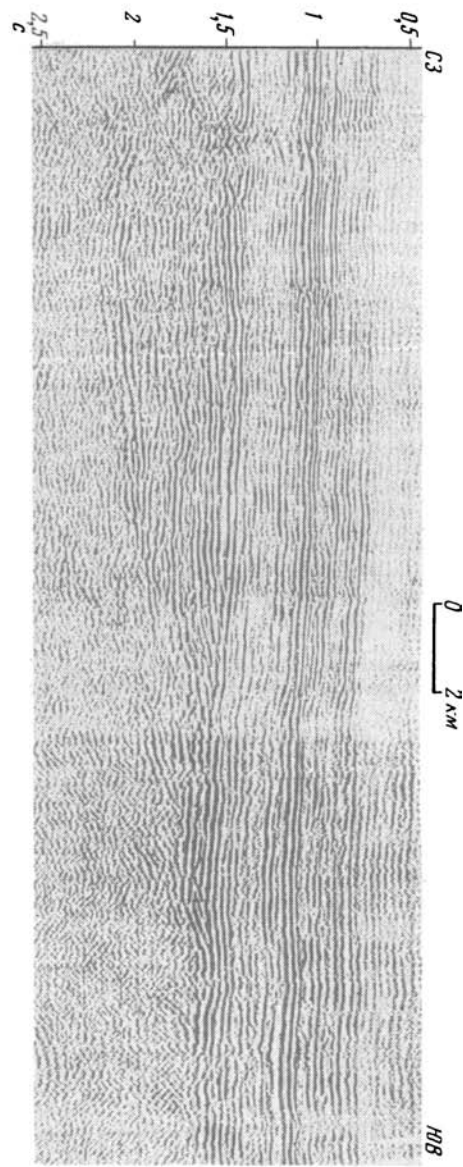


Рис. 49

Наиболее детально волновое поле периферической зоны изучено по региональному профилю, проходящему по юго-восточной ее части. На удалении примерно 50–60 км от бортовой зоны в волновом поле подсолевого комплекса регистрируются три отражающих горизонта: P_1 , P_2^1 и P_3 . Ниже горизонта P_3 на временах 0,1–0,2 с регистрируется сложное интерференционное колебание, которое зачастую с отражением P_3 образует единый многофазный пакет. Оно по сопоставлению с преломляющим горизонтом d_{oc}^0 связывается с подошвой осадочного чехла — кровлей фундамента и индексируется P_{Φ} . Далее на север происходит постепенное сокращение временных интервалов до 0,2 с между горизонтами P_1 и P_2 и до 0,5–0,6 с между P_2^1 и P_3 . На удалении 35–40 км от Биикжальской скважины горизонты P_1 и P_2^1 склиниваются и далее на протяжении 90–100 км юго-востока периферической зоны в волновом поле подсолевого комплекса регистрируются два отражающих горизонта: P_1 – P_2^1 на временах 2,8–3,4–3,6 с и горизонт P_3 (P_{Φ}) на временах 3,4–3,8–4 с, погружающиеся на север. Временной интервал между ними сокращается на севере зоны с 0,5–0,6 до 0,4 с. Отражающий горизонт P_3 (P_{Φ}) регистрируется в виде многофазного дуга колебаний, характеризующегося подклиниванием коротких осей синфазности снизу, наличием зон осложнения и многочисленными дифракциями.

К северу, там, где глубина залегания фундамента достигает 9,5 км и более, вновь начинают регистрироваться в подсолевом комплексе отклонений три отражающих горизонта P_1 – P_2^1 на временах 3,7–3,8 с, P_3 на временах 4–4,2 с и P_{Φ} на временах 4,3–5 с, при этом временной интервал между горизонтами P_1 – P_2^1 и P_3 сохраняется на уровне 0,2–0,3 с, а между P_3 – P_{Φ} возрастает с 0,1–0,2 до 0,5–0,6 с и более. Все они погружаются к северу. Отражающий горизонт P_{Φ} здесь характеризуется многофазной интерференционной волной. На севере периферической зоны число подсолевых отражающих горизонтов последовательно сокращается к югу. На широте г. Уральска на временных разрезах их выделяется не более двух-трех. Здесь наиболее четко и непрерывно прослеживаются два отражения: горизонты P_1 – P_2 и P_3 , последний посредством непрерывной фазовой корреляции отождествляется с горизонтом Д бортовой зоны. Многофазность записи отражения P_1 – P_2^1 и P_3 указывает на тонкослоистый характер осадочного чехла, расположенного между этими отражениями. Интервальные времена между подсолевыми отражениями являются самыми минимальными и составляют 0,1–0,2 с.

Сейсмические горизонты P_1 , P_1^1 , P_2^1 , P_3 и P_{Φ} по привязкам к буровым скважинам соответственно стратифицируются поверхностью докунгурских отложений нижней перми, внутри верхнекаменноугольно-артинских образований, границей нижней и верхнего визе и подошвой девона, а также подошвой осадочного чехла.

Внутренняя зона Прикаспийской впадины намечается по появлению высокоскоростных ($V_r = 6$ –6,6 км/с) преломленных волн $P_{oc}^{5,6}$, регистрирующихся в виде многофазного пакета колебаний (до 10 и более) относительно низкой частоты (10–15 Гц). Ее выход в первые вступления фиксируется на больших удалениях от пункта взрыва (40–65 км), а групповое затухание всего волнового пакета происходит на удалениях 70–100 км. "Зона тени", после которой начинают следиться волны P_K^0 , достигает 1–1,2 с и более. Преломляющие горизонты $d_{oc}^{5,6}$ залегают ниже кровли подсолевых отложений на 1–4 км и более.

В волновом поле отраженных волн внутренней зоны четко выделяется горизонт P_1 – P_2^1 , протягивающийся из периферической зоны и залегающий на временах 4,2–4,5 с. За ним с интервалом 0,3 с регистрируется отражающий горизонт P_3 . По мере продвижения на север он теряет свою динамическую выразительность. Следующим наиболее устойчивым отражением, расположенным на 0,6 с ниже горизонта P_1 – P_2^1 , является горизонт P_3^1 , совпадающий с преломляющим горизонтом d_{oc}^5 . На юге этот временной интервал сокращается до 0,3 с и горизонт P_3^1 приходит на уровень горизонта P_3 периферической зоны.

Рис. 48. Фрагмент временного сейсмического разреза по Кокпектинскому сечению, показывающий утончение терригенных и карбонатных пород палеозоя с востока на запад (Актюбинская геофизическая экспедиция)

Рис. 49. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 238, показывающий условия залегания подсолевых слоев в юго-восточной бортовой зоне (Турланская геофизическая экспедиция)

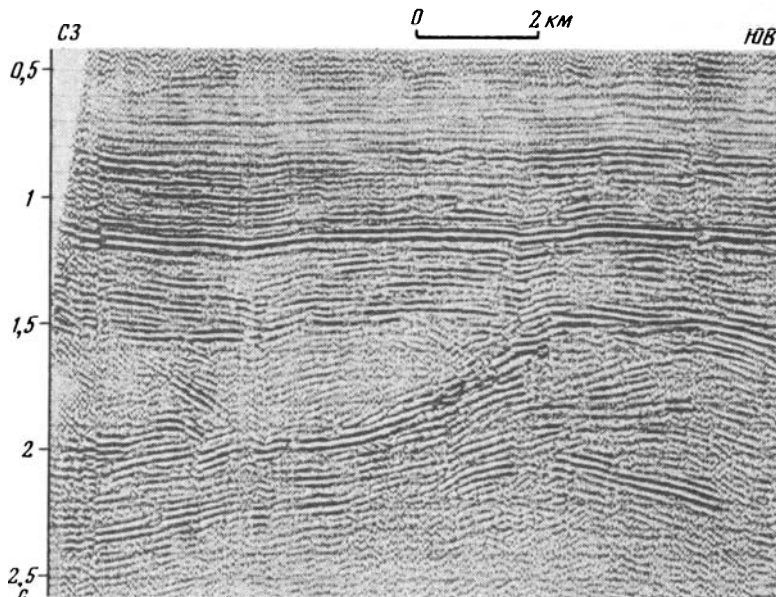


Рис. 50. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 215, показывающий бортовой карбонатный уступ на юго-востоке Прикаспийской впадины (Турланская геофизическая экспедиция)

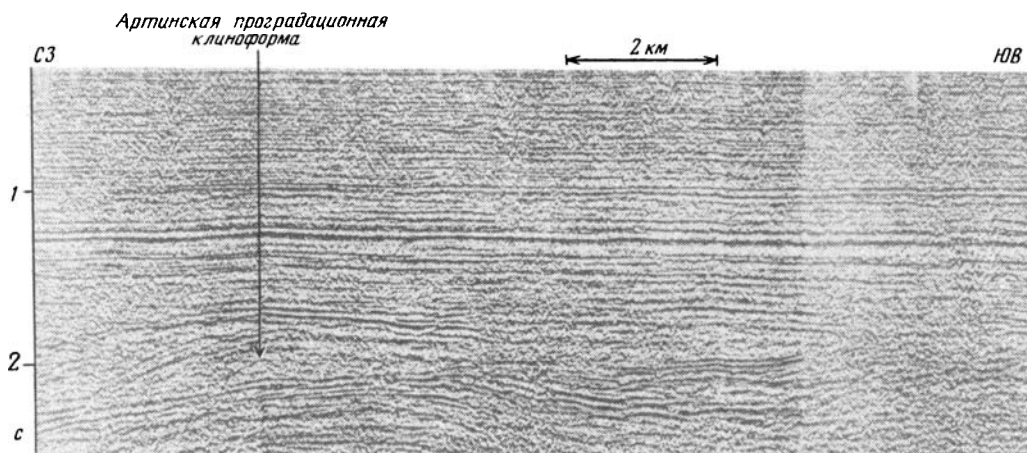


Рис. 51. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий тартайские проградационные клиноформы (Союзгеофизика)

Ниже преломляющего горизонта d_{0c}^5 в волновом поле отраженных волн внутренней зоны Прикаспийской впадины выделяется до четырех устойчивых отражающих горизонтов (P_4 , P_5 , P_6 , P_Φ), следующих через равномерные временные интервалы на ее периферии в 0,2–0,3 с и занимающие временной диапазон 1,6–1,8 с (рис. 54). В центре зоны временные интервалы между горизонтами возрастают до 0,3–0,5 с, а общий временной диапазон волновых пакетов возрастает до 2 с и более. Все волны, за исключением самой нижней, имеют простую двух-, реже трехфазную запись и динамически хорошо выражены. Наиболее ярко динамически выраженным является горизонт P_6 . За ним через 0,2–0,3 с регистрируется сложный, слабый по интенсивности пакет горизонта P_Φ . Иногда он подходит к горизонту P_6 , образуя единый многофазный пакет, иногда отходит от него до 0,5–0,7 с. Волновой пакет горизонта P_Φ отличается сложностью и многофазностью (до пяти-шести), иногда он довольно чет-

Рис. 52. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий условия залегания подослевого слоя на юге периферической зоны (Гурьевская геофизическая экспедиция)

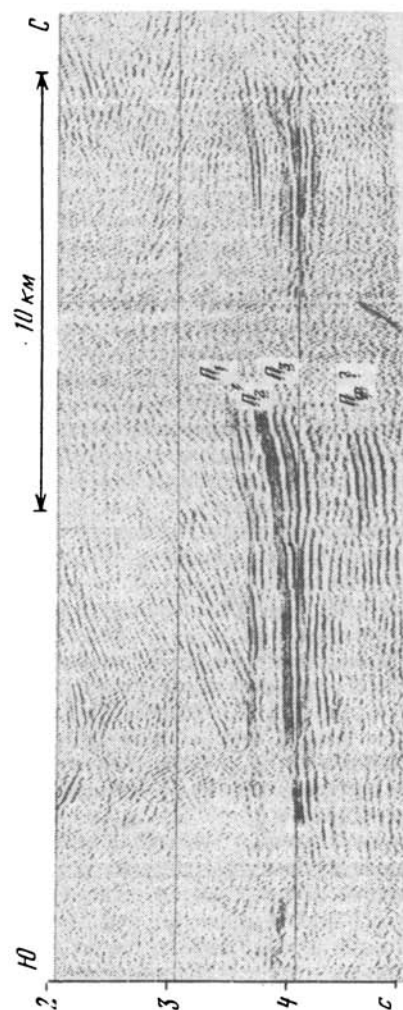
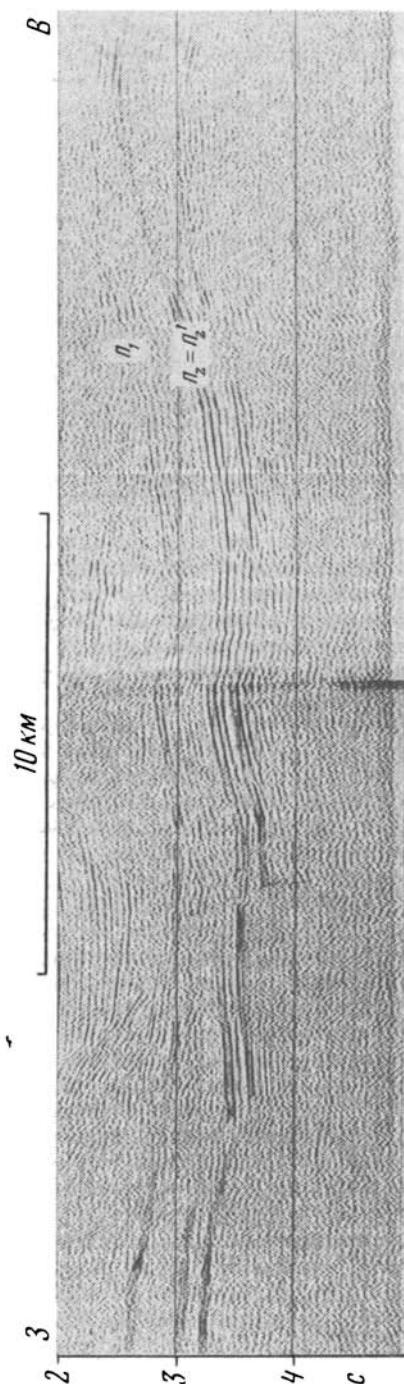


Рис. 53. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий условия залегания подослевого слоя на юго-востоке периферической зоны (Гурьевская геофизическая экспедиция)



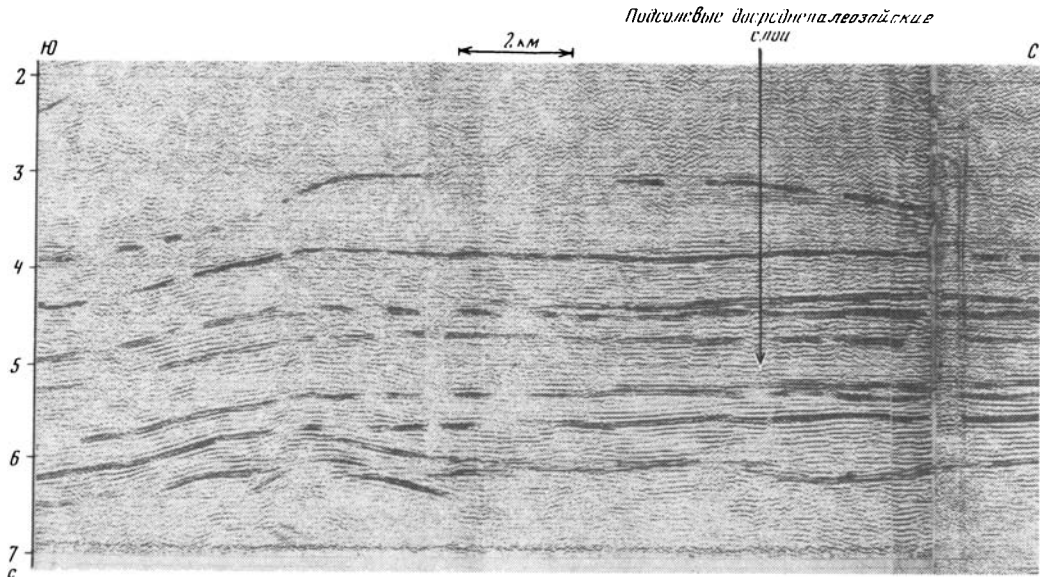


Рис. 54. Фрагмент временного сейсмического разреза, показывающий условия залегания подсолевых слоев внутренней зоны (южный борт депрессии) (Гурьевская геофизическая экспедиция)

ко разделяется на две самостоятельные волны с временным интервалом до 0,2 с. В этом случае нижняя волна становится слабо интерференционной, осложненной подклинивающими короткими осями синфазности. По сопоставлению с преломляющим горизонтом $d_{\text{к}}^0$, отражающий горизонт $P_{\text{ф}}$ залегает на уровне подошвы всего осадочного чехла — кровли фундамента.

В северной части внутренней зоны в пределах обширных межкупольных зон динамика подсолевых отражений становится более выразительной. Здесь между горизонтами $P_1-P_2^1$, P_3 появляется еще один горизонт P_2^2 , а ниже P_3 можно выделить не менее четырех подсолевых отражений с общим интервальным временем регистрации до 3 с. Последнее отражение, зарегистрированное на временах условного отражения $P_{\text{ф}}$ ($T_0 = 7-7,3$ с), наиболее интенсивное и многофазное (10–12 с). Вероятно, оно обусловлено отражением, образованным от двух или более близко расположенных границ раздела.

Преломленный горизонт $d_{\text{ос}}^5$ и отражающие горизонты P_4 , P_5 и P_6 находятся под отражающим горизонтом P_3 и, следовательно, характеризуют додевонский, скорее всего рифейско-нижнепалеозойский, разрез осадочного чехла.

Волновое поле внутренней зоны Прикаспийской впадины с высокоскоростными породами осадочного чехла на северо-востоке, востоке, юго-востоке и юге отделено от высокоскоростного волнового поля бортовой зоны волновым полем периферийной зоны, отличающимся низкоскоростным (до 5 км/с) разрезом подсолевого осадочного чехла с относительно незначительным временем регистрации. Частично на западе и севере две первые зоны непосредственно сопряжены между собой. Здесь их граница проходит по разлому, намечаемому сменой граничных скоростей и гипсометрией горизонтов $d_{\text{ос}}^4$ и $d_{\text{ос}}^5$. Разновозрастность этих горизонтов устанавливается по различиям кинематических и динамических параметров соответствующих им волн.

Прикаспийская впадина сплошным кольцом окружена зоной относительно неглубокого залегания докунгурских толщ палеозоя. В прилегающих районах северо-восточной периферии Прикаспийской впадины и ее обрамления распространены мощные карбонатные верхнедевонско-нижнепермские (докунгурские) комплексы. Сейсмическими исследованиями МОГТ, подтвержденными бурением, четко фиксируется их резкое утонение и замещение глинисто-карбонатными осадками к югу с образованием четырех широтных карбонатных уступов [Кириухин, Обрядчиков и др., 1980; Кириухин, Сапожников и др., 1980; Кириухин, Капустин и др., 1981; Кириухин, Керимова и др.,

1981; Кирюхин, Сапожников и др., 1981; Яншин и др., 1977]. По ним подсолевое ложе ступенчато погружается с севера на юг. Крайний северный верхнекаменноугольный карбонатный уступ намечается по одиночным буровым скважинам и морфологически раскрыт еще плохо. Его высота не превышает первых сотен метров. Московско-нижнепермский уступ имеет максимальную высоту до 1600 м. Наклон его поверхности обычно составляет $20-30^\circ$, а на отдельных участках увеличивается до $45-50^\circ$. Верхнедевонско-турнейский и визейско-башкирский уступы имеют высоту до 500–1000 м при наклоне поверхности до первых десятков градусов. По региональному сейсмическому профилю VI МОГТ (см. рис. 46) высота московско-нижнепермского уступа составляет 1200 м при ширине 2–3 км и крутизне до 40° , а по региональному сейсмическому профилю III — соответственно 720 м, 1,2 км, 24° , а нижние уступы — 820 м, 2,8 км, 17° . В районе подножия нижнего уступа по региональным профилям МОГТ установлена пологолежачая толща (до 400–800 м) терригенных образований (между сейсмическими горизонтами P_2 и P_1) среднего карбона — нижней перми (докунгурской), слою которой приспосабливаются к поверхности погружающихся и утоняющихся верхнедевонско-нижнекаменноугольных карбонатов. Подстилающие терригенные доверхнедевонские образования здесь имеют пологий (первые градусы) наклон с севера на юг, в котором карбонатные уступы отражения не получили. На меридиане Оренбурга послеверейские карбонатные уступы поворачивают к северу и сливаются в единую линию, протягиваясь параллельно Предуральскому краевому прогибу [Хатьянов, 1976; Голубева и др., 1978]. Нижние верхнедевонско-башкирские бортовые уступы приобретают северо-западное направление и по материалам региональных профилей КМПВ подходят к Уральской складчатой системе [Яншин и др., 1977].

К югу от карбонатных уступов по сейсмическим материалам обнаружено Карачаганакское поднятие [Максимов и др., 1981]. Оно вырисовывается по поверхности фундамента. Более рельефно оно намечается по поверхности подсолевого ложа, по которой амплитуда достигает 1,5 км. Подсолевой разрез Карачаганакского поднятия сложен мощной (до 2 км) серией карбонатных пород среднего—верхнего палеозоя, образующих изолированное пятно. Во все стороны они замещаются однообразными мало-мощными, относительно глубоководными депрессионными отложениями.

К западу величина смещения между карбонатными уступами достигает 15–20 км. Морфологически уступы резко выражены лишь на западе и востоке северной бортовой зоны. В центральной части сокращение мощности подверейских карбонатных пород происходит постепенно.

Визейско-башкирский бортовой уступ почти на всем протяжении северной бортовой зоны проходит южнее верхнедевонско-турнейского. Последний часто непараллелен бортовой зоне. В пониженных участках поверхности фундамента, осложняющих северную бортовую зону, возможно, распространены верхнедевонско-турнейские депрессионные отложения, а однообразный им карбонатный уступ смещен в виде вдающихся на север заливов. Одной из таких структур является Погодаевско-Остафьевский прогиб. В пределах приподнятых участков поверхности фундамента верхнедевонско-турнейский карбонатный уступ протягивается параллельно северной бортовой зоне. В районе г. Ершова установлено смещение более молодого московско-нижнепермского уступа к югу, а верхнедевонско-нижнекаменноугольного — к северу. Западнее г. Саратова наиболее древний уступ вновь отходит в сторону впадины. Расстояние между ними сокращается до 15–30 км. Уступы протягиваются до г. Волгограда и к югу от него. Морфология карбонатных бортовых уступов северо-западной и западной периферии Прикаспийской впадины в настоящее время отчетливо раскрыта сейсмическими исследованиями МОГТ (см. рис. 44) и глубоким бурением [Мирчинк и др., 1973; Шахновский и др., 1973; Шебалдин, 1974. Особенности..., 1978]. На западном борту, как и на северном, максимальной (1200 м) высотой характеризуется московско-нижнепермский уступ.

Юго-западная бортовая зона Прикаспийской впадины остается наименее ее изученной частью. Возможно, здесь распространены преимущественно докунгурские терригенные образования, уходящие в глубь впадины, а карбонатные уступы отсутствуют. Восточнее бортовое обрамление вновь слагают верхнедевонско-среднекаменноугольные карбонаты, образуя обширное Астраханское поднятие. Их мощность по материалам сейсморазведки оценивается в 2,5–3 км [Яншин и др., 1980]. Карбонаты перекрываются мало-мощными (первые десятки метров) докунгурскими терригенными образованиями

нижней перми. К югу они переходят в мощную (до 2 км и более) серию терригенных морских пород (нижнюю молассу), слагающих Каракульский краевой прогиб [Бродский и др., 1981; Капустин, 1982]. Подсолевые палеозойские породы Астраханского поднятия перекрыты мощными соленосными толщами кунгура и пестроцветными толщами верхней перми—триаса, к югу на площади Каракульского прогиба срезаемыми отложениями юры или мела. Региональными профилями КМПВ по прекращению регистрации высокоскоростного горизонта d_{oc}^4 намечается северная граница распространения карбонатов Астраханского поднятия. По материалам МОГТ карбонатный уступ фиксируется в виде сейсмического клина, образованного схождением горизонтов P_2 и P_2' . В районе подножья уступа появляется пологолежачая толща (до 800 м) терригенных образований, заключенная между сейсмическими горизонтами P_2 и P_1 , слои которой прислоняются к поверхности погружающихся и утоняющихся карбонатов. Ее возраст условно, исходя из полигонной увязки горизонтов, определяется средним карбоном — ранней пермью.

К востоку верхнедевонско-каменноугольные карбонаты под водами Каспийского моря протягиваются к низовьям р. Эмбы. Здесь распространена обширная полоса (Приморская) верхнедевонско-верхнекаменноугольных карбонатов [Стасенков и др., 1976; Шебалдин и др., 1976; Яриков и др., 1977; Грачевский и др., 1978; Шафиро, 1980], мощность которых достигает 2,5–3 км (см. рис. 4). В ее пределах сейсморазведочными исследованиями МОГТ зафиксированы отдельные изометричные вздутия, сложенные, по-видимому, верхневизейско-нижнепермскими (докунгурскими) карбонатами общей мощностью до 600–800 м. Их возраст подтвержден бурением на Тенгизской и Южной площадях. Венчают подсолевой палеозойский разрез, как и на Астраханском поднятии, относительно маломощные (до 120 м) докунгурские терригенные образования нижней перми (скорее всего артинский ярус). По поверхности карбонатов верхневизейско-нижнепермские (докунгурские) вздутия представляют собой контрастные структуры амплитудой до 1,1 км, тогда как по подошве их амплитуда сокращается вдвое. Рельеф поверхности карбонатов захороняется соленосным комплексом кунгура.

Северная и восточная границы Приморской полосы карбонатов определяются затуханием высокоскоростного преломляющего горизонта d_{oc}^4 по региональным сейсмическим профилям КМПВ. На юге она улавливается сейсмическим профилем I-СГ-70. Карбонаты полосы восточного побережья Северного Каспия имеют пологое залегание, а их поверхность располагается на близком гипсометрическом уровне (4,5–5,5 км). Они перекрыты, по-видимому, маломощными докунгурскими отложениями нижней перми (скорее всего артинским ярусом) и мощными соленосно-сульфатными кунгурскими и пестроцветными терригенными верхнепермско-триасовыми отложениями. К югу карбонаты доходят до Сарытауского поднятия северного побережья залива Комсомолец и сора Мертвый Култук, где, возможно, их нижний предел ограничивается верхним визе. Отсюда происходит исчезновение карбонатов из разреза и резкое погружение всех слоев к югу, в сторону Северо-Устьюртского прогиба с увеличением мощностей палеозойско-триасовых пород.

На востоке, западнее меридиана урочища Тугаракчан, примерно по линии куполов Аккудук—Несельбай—Жаумбай интенсивный отражающий горизонт Д, связанный с подошвой карбонатов, постепенно теряет свою динамическую выразительность и сменяется слабоинтенсивным горизонтом P_3 , напротив, динамическая выраженность горизонта P_3' усиливается. Мощность слоев между горизонтами P_3 и P_2' несколько увеличивается. Можно предполагать, что карбонатные породы здесь сменяются терригенными при некотором утолщении верхнедевонско-нижневизейской части разреза.

Приморская полоса карбонатов восточного побережья Каспия, резко сужаясь, протягивается далее на восток вдоль всей юго-восточной периферии Прикаспийской впадины и подходит к Западному Примугоджарью. Она сложена здесь карбонатными породами верхнего визе — нижней перми. На всем своем протяжении юго-восточная полоса карбонатов изучена поисковой сетью сейсмических профилей МОГТ и многими скважинами. На юго-западе верхневизейско-нижнепермские (докунгурские) карбонаты перекрываются кунгурско-триасовыми породами. По минимальным мощностям последних отчетливо намечается приподнятая зона, сложенная отдельными поднятиями (Северо-Култукскими по Я.Ш. Шафиро [1980]), отделяющая Прикаспийскую впадину от Северо-Устьюртского прогиба. Карбонаты заходят на ее южное крыло. В строении Северо-Устьюртского прогиба они отсутствуют и здесь распространены мощные серии терри-

генных пород палеозоя и триаса. Северо-Култукское поднятие представляет собой далекое периклинальное погружение Южно-Эмбенского поднятия. К северо-востоку наблюдается подъем кровли карбонатов и выход их на предсреднеюрскую поверхность среза. Здесь они участвуют в строении северо-западного крыла Южно-Эмбенского поднятия. Сводовая часть последнего вырисовывается выходом на подошву средней юры верхнедевонско-нижнекаменноугольных деформированных пород. По данным бурения карбонаты юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины имеют верхневизейско-сакмарский возраст [Геология СССР, 1970]. Их ширина составляет 20–25 км при толще в 2–2,5 км. Только на крайнем северо-востоке на территории Западного Примуроджарья они в поперечнике увеличиваются до 50 км, а их восточным ограничением здесь служит Сакмаро-Кокпектинский разлом.

На северо-западе верхневизейско-сакмарские карбонаты юго-восточной бортовой зоны на всем протяжении резко утоняются, образуя прямую клиноформу, которая сменяется относительно маломощными депрессионными фациями [Воронов, Нажметдинов, 1979]. В клиноформе верхняя часть их утоняется значительно резче, чем нижняя. Кровля клиноформы образует бортовой уступ. На юго-востоке он представляет собой относительно пологий (до 10° и менее) склон при высоте до 1 км и ширине до 20–25 км. К северо-востоку крутизна его увеличивается за счет наращивания асальско-сакмарскими карбонатами и между урочищами Туресай и Восточный Торколь составляет от $15\text{--}20$ до $30\text{--}35^\circ$ при высоте 1,5–2 км и ширине до 7–10 км (см. рис. 43, 52). На всем протяжении юго-восточного борта карбонатный уступ опоясывается линией антиклинальных складок, ядра которых представляют собой во многих случаях рифогенные постройки (до 1,5–2 км).

На Тартайском участке юго-восточной бортовой зоны установлено три сигмоидальных выклинивающихся тела (проградационные клиноформы), сложенных артинскими сероцветными породами, в строении которых участвуют конгломераты (см. рис. 52). Их протяженность 50 км при поперечнике до 12 км. Мощность одного тела достигает 800 м при поперечнике до 7 км. На Боранкульском участке имеется еще одна площадь (30×14 км) распространения артинских проградационных клиноформ. Они разделены Табынайским участком отсутствия проградационных клиноформ, где поверхность карбонатов, по-видимому, частично срезается относительно маломощной (до 100–150 м) пачкой терригенных артинских отложений.

Проградационные клиноформы связаны с пологими (менее 10°) участками бортового уступа. Они захороняют карбонатный бортовой уступ [Воронов, Нажметдинов, 1979]. К северо-западу от подножия карбонатного бортового уступа или проградационной клиноформы появляются выдержанные по мощности (400–600 м) терригенные отложения артинского яруса (между сейсмическим горизонтом P_2 и P_1). Они также обнаруживаются и к северо-востоку за пределами Тартайского участка, где прислоняются к поверхности карбонатов в подножие уступа.

Севернее широты площадей Кожасай — Синельниковская карбонатный комплекс юго-восточной бортовой зоны Прикаспийской впадины имеет поздневизейско-московский возраст [Кухтинов и др., 1981]. Толщина его достигает 2 км. Он расслаивается толщей нижнемосковских сероцветных терригенных пород (до 500 м). Карбонатный уступ здесь раздваивается [Кириухин, Обрядчиков и др., 1980; Кириухин, Сапожников и др., 1980; Яншин и др., 1978]. Нижний верхневизейско-башкирский уступ сдвинут на 10–15 км к западу от верхнего (верхнемосковского) (см. рис. 49, 50). Верхняя часть палеозойского подсолевого разреза восточной бортовой зоны Прикаспийской впадины сложена мощной (до 3–4 км) серией терригенных сероцветных образований верхнего карбона — докунгурской нижней перми. Они выполняют Останукский и Атжаксинский прогибы, непосредственно сопряженные со складчатыми сооружениями Урала [Гридасов и др., 1976]. К западу происходит постепенное утонение верхнекаменноугольно-нижнепермских образований местами до полного выклинивания. За внешней кромкой карбонатного уступа мощность их вновь возрастает (до 1000–1200 м), а слагающие их слои прислоняются к поверхности карбонатов. Нижняя до верхневизейская терригенная часть подсолевого разреза на юго-востоке и востоке Прикаспийской впадины плавно утоняется с юго-востока и востока на северо-запад и запад (от 3–4 до 1 км и менее) [Яншин и др., 1978].

К северу от широты пос. Кенкияк сейсмическая информация по строению палеозойского подсолевого разреза в настоящее время существенно ухудшается. Здесь предпо-

ложительно выделяется карбонатное тело шириной 20–25 км и протяженностью более 100 км, названное Темирским выступом, уходящим в виде структурного носа на север. К западу и востоку от него пласты карбонатов утоняются с образованием пологих уступов (см. рис. 6). Восточный уступ совпадает с западным бортом Остансунского прогиба, где подсолевые палеозойские слои испытывают флексурный изгиб. Остансунский прогиб выполнен мощным комплексом верхнекаменноугольно-нижнепермских и московско-верхнекаменноугольных терригенных пород. Последние, постепенно увеличиваясь в мощности (до 2 км), подходят к Ащисайскому разлому, где перекрываются пластиной изембетской (верхнедевонско-нижневизейской) серии пород. На западе московско-верхнекаменноугольные слои (до 300–400 м) прислоняются к поверхности верхневизейско-башкирских карбонатов. К востоку карбонатный уступ (до 500–700 м) захороняется верхнекаменноугольно-артинскими терригенными образованиями (до 700 м).

К западному борту Актюбинского периклинального прогиба подходит преимущественно терригенный подсолевой палеозойский разрез Прикаспийской впадины. Как было показано выше, вновь карбонаты намечаются со стороны северной бортовой зоны уже у далекой северной части Актюбинского прогиба.

Общая мощность подсолевого палеозойского осадочного разреза в бортовой зоне достигает на севере и западе 4, реже 5 км, а на юге и востоке 7–8 км.

Бортовая зона Прикаспийской впадины окружает периферическую зону, где характер подсолевого разреза (см. рис. 52, 53) существенно изменяется. Узкие проливы, намечаемые в районе Степновского вала Саратовского Заволжья и Актюбинского Приуралья, расчленяют периферическую зону на три сегмента: южный и восточный, северный, западный. Южный и восточный сегменты в плане совпадают с полосой крупных окраинных поднятий докембрийского фундамента (Актюбинско-Приморская система), поверхность которого залегает на отметках 7–8,5 км. Ее ширина достигает 250 км. В западном и северном сегментах подсолевой разрез слагают среднекаменноугольно-нижнепермские (докунгурские) (до 1 км), среднекарбоневые (до 400 м) и додевонские (до 800–1000 м) образования. Их слои залегают конформно с поверхностью фундамента, образуя единый параллельно-слоистый комплекс.

Строение южного и восточного сегментов периферической зоны более сложное. В его пределах обособляются три полосы: внутренняя, обращенная к центральной части впадины, центральная, охватывающая Актюбинско-Приморскую систему поднятий, и внешняя, обращенная к бортовой зоне. Разрез внутренней полосы слагают палеозойские доверхнедевонские породы (до 1,5–2 км) и маломощные (сотни метров) карбонатно-глинистые образования девона — нижней перми.

В центральной полосе мощность подсолевого разреза не превышает 1–1,5 км, а местами сокращается до 1 км и менее. Утонение происходит преимущественно за счет выпадения додевонского разреза. Отражающие горизонты P_4 и P_3 здесь следятся совместно. Их расхождение фиксируется на отдельных изолированных участках. В пределах внешней полосы юго-восточного сегмента периферической зоны наблюдается увеличение мощности девонско-нижнепермской части разреза. На крайнем юго-востоке разрез этой зоны наращивается нижнепалеозойским терригенно-эффузивным комплексом мощностью до 3–5 км [Волож, Пилифосов, Сапожников, 1981] при общей мощности подсолевого разреза до 8 км. Слои подсолевого разреза залегают полого (не более первых градусов), практически параллельно поверхностям фундамента и подсолевого ложа, регионально погружаясь в сторону внутренней зоны [Кан, Тасыбаев, 1979].

На юге и юго-востоке периферической зоны региональными профилями КМПВ обнаружены два изолированных пятна карбонатных пород: Мынтябинский — к северу от побережья Каспийского моря и Адайское — к северу от урочища Сарыкум [Яншин, и др., 1980]. Они могут представлять собой изолированные постройки [Яншин и др., 1980]. По аномалиям волнового поля цепочки донижнепермских карбонатных тел выявлены вдоль границы с Тортайско-Буранкульским участком бортовой зоны (структуры Равнинная, Елемес) и к северу и востоку от них (структуры Несельбай, Тургузба и др.).

Аналогичное изолированное пятно верхнедевонско-башкирских карбонатов установлено сейсмическими исследованиями на северо-западе Прикаспийской впадины [Борушко и др., 1980]. Рассматриваемые изолированные участки карбонатов, возможно, представляют собой рифогенные постройки типа поднятия Карачаганак.

Внутренняя зона Прикаспийской впадины намечается по увеличению наклона поверхности фундамента (до многих градусов), который опускается до 20–21 км. Подсолевые средне-верхнепалеозойские слои и их поверхность залегают здесь по-прежнему полого. По вещественному составу и условиям залегания они ничем не отличаются от разновозрастных образований периферической зоны. При подходе к внутренней зоне наблюдается их утонение до 1–2 км, а затем новое утолщение до 2–4 км преимущественно за счет доверхнедевонских пород. Под верхне-среднепалеозойскими породами внутренней зоны появляется новый мощный (до 10 км) рифейско-нижнепалеозойский комплекс. Сейсмические исследования МОГТ показывают, что его образуют пологолжащие толщи карбонатных и терригенных пород, выполняющие глубокую изометричную (слегка вытянутую с востока на запад) депрессию. У бортов рифейско-нижнепалеозойские слои дискордантны к наклону поверхности фундамента, испытывая, по-видимому, к нему прислонение. Внутренняя зона почти по всему периметру окружена периферической. Только на юго-западе (Сарпинский прогиб), западе и северо-востоке она непосредственно подходит к бортовой зоне.

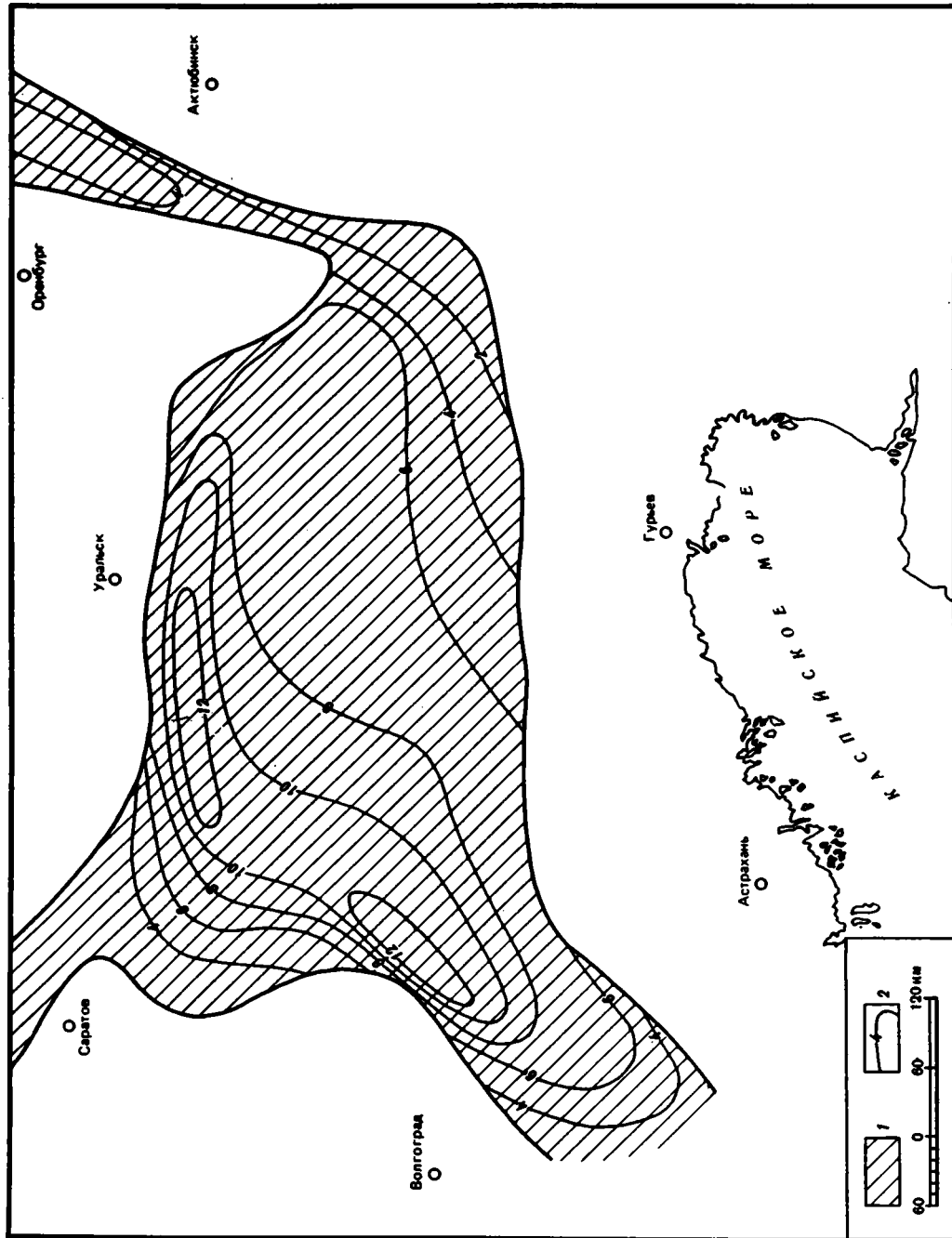
Прикаспийская впадина характеризуется сложным набором геологических тел осадочного чехла (рис. 55–57). Мелководные карбонатные комплексы бортовой зоны и ее обрамления в сторону впадины всегда утоняются, образуя прямые клиноформы, и замещаются относительно маломощными глубокоководными отложениями (депрессионный комплекс). Кровля клиноформы создает карбонатные бортовые уступы. Терригенные комплексы над карбонатными уступами резко увеличиваются в мощности, образуя обратные клиноформы, переходящие в глубокоководные параллельно-слоистые тела (комплекс заполнения). Обратные клиноформы и параллельно-слоистый комплекс заполнения установлены и вне бортовых карбонатных уступов. В строении докунгурского осадочного чехла периферии Прикаспийской впадины существенную роль играют терригенные мелководные комплексы (консидиментационные), изменение мощности которых происходит за счет дифференцированного тектонического погружения.

Тектоническая природа рифейско-нижнепалеозойского комплекса пород внутренней зоны Прикаспийской впадины недостаточно ясна, так как его внутреннее строение еще плохо расшифровано. Огромная мощность, большие градиенты ее изменения, обусловленные прислонением слоев к поверхности докембрийского фундамента на бортах депрессии, позволяют интерпретировать его как комплекс заполнения готовой ловушки глубокоководного бассейна (см. рис. 55).

Информация по палеозойским (доверхнефранским) терригенным образованиям северного и западного бортов Прикаспийской впадины крайне скудна. На северо-западе в них устанавливаются силурийские отложения, намечается некоторое увеличение их мощности в сторону впадины. В восточной части северной бортовой зоны по региональным профилям МОГТ они, напротив, в этом направлении утоняются, возможно, до полного выклинивания. Палеозойский (доверхнефранский) терригенный комплекс на севере и западе Прикаспийской впадины, вероятно, имеет консидиментационную природу, являясь продуктом эпиконтинентального платформенного бассейна.

Девонско-нижневизейские терригенные образования юга и востока Прикаспийской впадины испытывают плавное утонение от бортовой зоны к периферической (см. рис. 56). Правда, не исключено, что эта закономерность свойственна только нижней (девонско-турнейской) части разреза. А нижневизейские образования в этих направлениях увеличиваются в мощности. Тогда они могут представлять глубокоководные породы комплекса заполнения. На юге и востоке впадины девонско-нижневизейские терригенные породы образуют обширную полосу доверхневизейского консидиментационного прогиба, сложного мелководным терригенным комплексом пород. По-видимому, во внутренней зоне верхнедевонско-нижневизейские породы переходят в глубокоководные маломощные верхнедевонско-турнейские образования депрессионного комплекса. Далее этот депрессионный комплекс через прямую клиноформу сменяется разновозрастным карбонатным мелководным комплексом в северной и западной бортовых зонах и их обрамлении.

Верхневизейско-нижнепермские докунгурские карбонатные комплексы в стороны Прикаспийской впадины образуют прямые клиноформы, замещаясь относительно маломощными глубокоководными отложениями депрессионного комплекса (см. рис. 57).



Терригенный мелководный нижневизейский и верейский комплексы на северо-западе бортовой зоны в сторону впадины, напротив, испытывает увеличение мощности, образуя обратные клиноформы, переходящие в мощные глубоководные параллельно-слоистые комплексы заполнения. Восточная и южная границы последней не установлены. Вероятно, верейский комплекс заполнения проникает дальше на восток и юг по сравнению с нижневизейским комплексом.

Верхнекаменноугольно-нижнепермский (докунгурский) конседиментационный мелководный терригенный комплекс слагает Предуральский, Актюбинский, Остансуковский, Атжаксинский прогибы. На западных крыльях трех последних происходит утонение всех слагающих его слоев местами до полного выклинивания. Намечается полоса остаточного краевого поднятия. К западу от него разновозрастные образования местами через обратную клиноформу переходят в мелководный параллельно-слоистый комплекс заполнения. Обратные клиноформы, по-видимому, также распространены в юго-западной и юго-восточной бортовых зонах. В последней комплекс заполнения сложен артинскими отложениями. На поверхности бортового уступа юго-восточной зоны распространены разновозрастные проградационные клиноформы, представляющие собой авандельту крупной речной артерии. Нехватка терригенного обломочного материала за счет разных источников сноса приводит к утонению верейского и верхнекаменноугольно-нижнепермского комплексов заполнения, что создает достаточно сложную картину распределения их мощностей на территории Прикаспийской впадины. Так, на юго-востоке периферической зоны артинский комплекс заполнения отделен площадью отсутствия или резкого утонения разновозрастных образований, приуроченных к сводам периферических поднятий. Вновь комплекс заполнения верейского и верхнекаменноугольного возраста появляется во внутренней зоне. От районов своего проникновения они протягиваются на значительное расстояние, подходя к подножию бортовых уступов, и прислоняются к поверхности слагающих их пород. Таким образом, депрессионные нижневизейский, верейский и верхнекаменноугольно-нижнепермский (докунгурский) комплексы имеют ограниченное распространение, сменяясь комплексами заполнения. Более широко развиты верхнедевонско-турнейские и верхневизейско-московские (исключая верейские) депрессионные осадки.

На подсолевом ложе на территории Прикаспийской впадины устанавливаются нижнепермские терригенно-сульфатные изолированные тела. Их мощность достигает многих сотен метров, иногда превышает 1 км при размерах до нескольких десятков километров. По форме они напоминают подушки и имеют, вероятно, широкое распространение на территории Прикаспийской впадины, однако закономерности их размещения пока не выявлены.

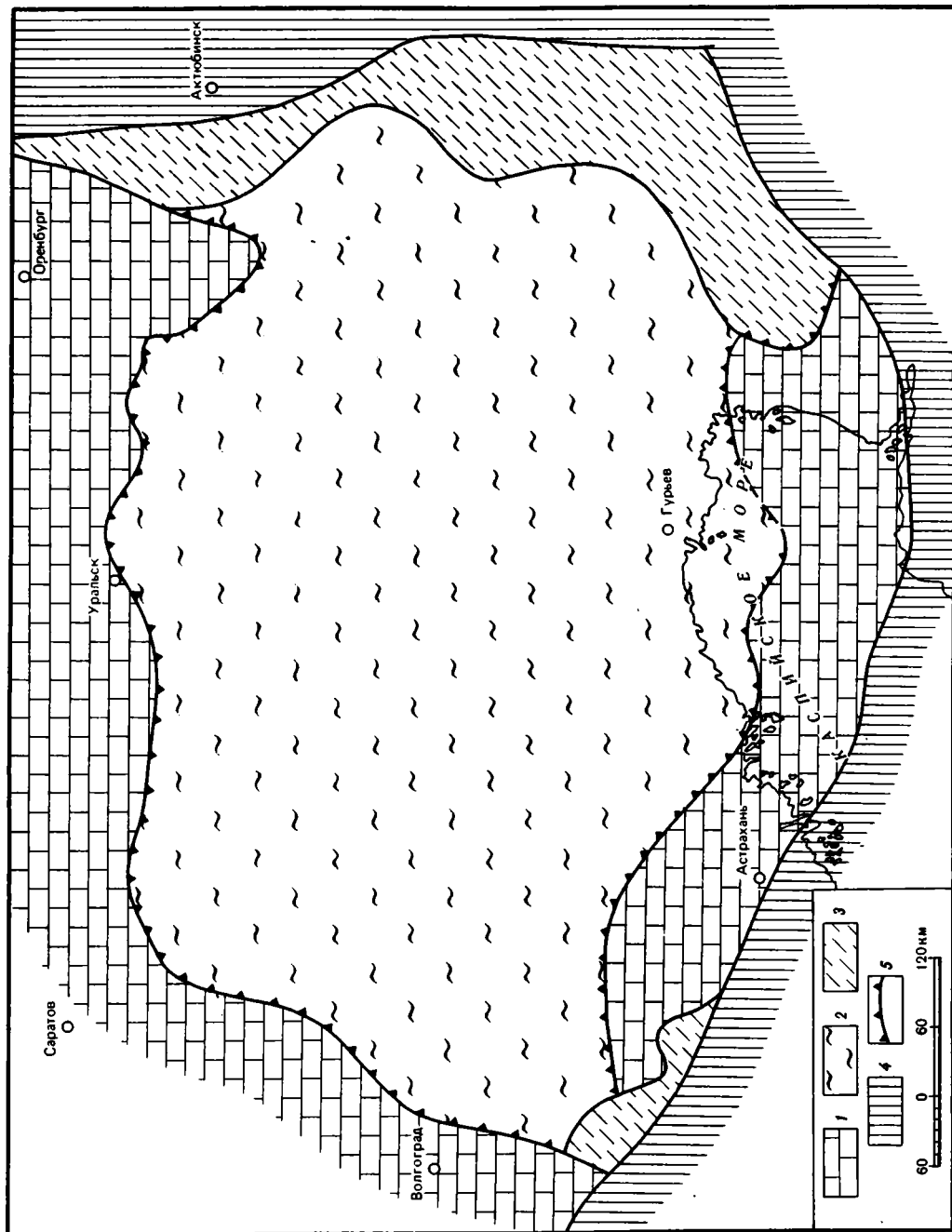
Карбонатные бортовые уступы частично захоронены нижневизейским, верейским и верхнекаменноугольно-нижнепермскими комплексами заполнения и полностью перекрыты кунгурским соленосным комплексом. Выше лежащий надсолевой разрез Прикаспийской впадины (за исключением верхнеплиоцен-четвертичного комплекса) слагают исключительно конседиментационные мелководные комплексы эпиконтинентального платформенного чехла.

В рифее на территории Прикаспийской впадины в теле добайкальского кристаллического фундамента залегала обширная глубоководная депрессия, продолжавшая существовать и в раннем палеозое. Она заполнилась мощными сериями скорее всего мелководных терригенных и карбонатных пород. На северо-западе депрессия была сопряжена с Пачелмским авлакогеном Восточно-Европейской платформы. К югу от рифейско-раннепалеозойской депрессии геофизические параметры позволяют наметить область байкальской консолидации [Волож, Пилифосов, Сапожников, 1981].

В раннем палеозое на территории Прикаспийской впадины, по-видимому, наступил длительный перерыв в осадконакоплении. Обширные пространства были приподняты и денудированы [Кирюхин, Капустин и др., 1981; Кирюхин, Керимова и др., 1981]. В девоне или несколько ранее на северо-западе и в некоторых других районах пери-



Рис. 55. Схема распространения рифейско-нижнепалеозойского комплекса пород
1 — рифейско-нижнепалеозойский комплекс; 2 — изопакеты рифейско-нижнепалеозойского комплекса (в км)



ферической и внутренней зон Прикаспийской впадины развивался эпиконтинентальный бассейн, где накапливались мелководные терригенные осадки умеренной мощности. На юге и востоке периферической и бортовой зон в связи с прогибанием сопряженных геосинклиналей, вероятно, заложился перикратонный прогиб.

В позднем девоне произошло кратковременное опускание, создавшее глубоководный бассейн. Его контуры местами далеко вышли за пределы рифейской-раннепалеозойской депрессии. В предпоздневизейское время зафиксировано новое погружение, вовлекшее в этот процесс обширные пространства востока и юго-востока Прикаспийской впадины. Предпозднекаменноугольное погружение захватило северо-восток Прикаспийской впадины и продвинулось далеко на север параллельно Уральской складчатой системе. Указанные импульсы кратковременных опусканий создали Прикаспийский средне-позднепалеозойский обширный глубоководный бассейн с глубинами до 2 км, а во внутренней зоне, возможно, и более.

На его обрамлениях конседиментационное прогибание (в результате эндогенных тектонических движений и изостазии) компенсировалось накоплением мелководных отложений эпиконтинентального чехла. В его строении существенную роль играли карбонаты. Во время поступления в бассейн обильного терригенного материала они подавлялись терригенными осадками. Так, мощный источник сноса, каким являлось Уральское горное сооружение, в позднем карбоне — докунгурской ранней перми не дал возможность накоплению карбонатов на территории восточной бортовой зоны и ее обрамления. На континентальном склоне глубоководного бассейна, представляющего собой тектоническую флексуру, в зависимости от палеогеографической обстановки шло формирование прямых карбонатных и обратных терригенных клиноформ. Они оседиментационно нарастили первичный тектонический склон. На Тартайском и Буранкульском участках юго-восточного континентального склона возникли проградационные клиноформы. Они представляли собой аванделту крупной речной артерии, которая сносила терригенный обломочный материал с восточных и юго-восточных источников сноса. Их образование связано с лавинной седиментацией на относительно пологих ($5-10^\circ$) участках континентального склона. При большей крутизне они не возникали. Проградационные клиноформы также отсутствуют на участках, затронутых предартинским срезом. На днище глубоководного бассейна накапливались депрессионные комплексы и комплексы заполнения.

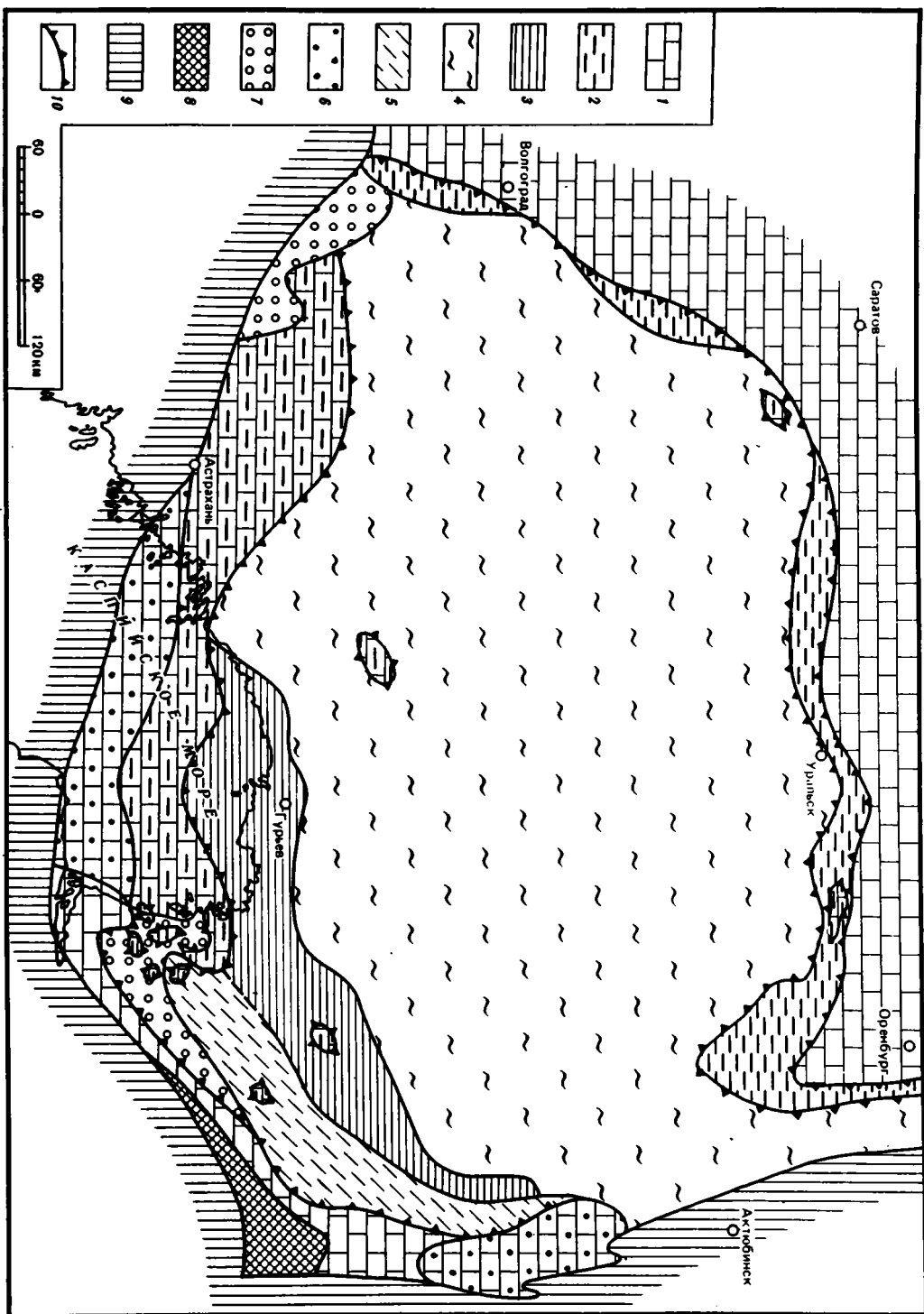
Кратковременные опускания, создавшие глубоководный бассейн и конседиментационное прогибание, на его периферии образовали сложный парагенез подсолевых тектонических структур. Рифейско-раннепалеозойская депрессия наметила северный и западный склоны периферической полосы поднятий. Среднепалеозойский перикратонный прогиб создал южный и восточный склоны. Таким образом, периферическая полоса поднятий по времени гетерогенна. Ее северный и восточный склоны возникли в рифее, а южный и восточный — в среднем палеозое.

На востоке остаточные периферические поднятия (Букенбайское и Кенкиякское) были смещены к востоку. Вероятно, это привело к сдвигу границы поздневизейского глубокого бассейна к западу, а следовательно, и расширению на Кенкияк-Жаназольском участке восточной бортовой зоны полосы мелководных карбонатов.

Временную гетерогенность имеют краевые остаточные поднятия востока Прикаспийской впадины. Их западные крылья созданы предпоздневизейскими и предпозднемосковскими кратковременными опусканиями глубоководного бассейна и последующим кунгурским конседиментационным прогибанием, а восточные конседиментационным позднекаменноугольно-раннепермским (предкунгурским) прогибанием Останукского и Аджаксинского прогибов.

Рис. 56. Схема распространения девонско-нижнекаменноугольных комплексов пород

1 — мелководный карбонатный комплекс: на северо-западе — верхнедевонско-башкирский, на юге — верхнедевонско-нижневизейский; 2 — нижневизейский глубоководный терригенный комплекс заполнения, верхнедевонско-нижневизейский глубоководный глинисто-карбонатный депрессионный комплекс и верхнедевонско-нижневизейский мелководный терригенный комплекс остаточных поднятий, нерасчлененные; 3 — доверхневизейский мелководный терригенный конседиментационный комплекс перикратонного прогиба, на юго-востоке и юго-западе, возможно, включающий нижневизейский относительно глубоководный терригенный комплекс заполнения; 4 — палеозойские складчатые комплексы или квазиplatformенные чехлы обрамления; 5 — карбонатный уступ



Глубоководный Прикаспийский бассейн (до 2–3 км) в кунгуре был заполнен осадками. Кунгурские тектонические движения и изостазия привели к дополнительному погружению дна бассейна и накоплению огромных (до 5 км и более) мощностей соленосных отложений. Они местами вышли за границы предкунгурского глубоководного бассейна. Особенно кунгурские движения были активны и охватили значительное пространство за пределами глубоководного бассейна на площадях предкунгурских конседиментационных тектонических прогибаний.

В последующее позднепермское, мезозойское и кайнозойское время (за исключением позднелицен-четвертичного) на территории Прикаспийской впадины осадконакопление шло исключительно в условиях эпиконтинентального бассейна, приведшего к формированию мелководного платформенного чехла, и в распределении мощностей в нем существенное значение имели вторичные движения соляных масс. В конце кунгурского века начавшийся отток соляных масс приводит на изолированных участках к формированию конседиментационных мульд, заполняемых терригенно-сульфатными отложениями. Он продолжался и в позднепермское время. Последующее развитие смежных компенсационных мульд привело к опусканию крыльев конседиментационных мульд и превращению их в остаточные инверсионные поднятия — верхнекунгурские подушки и верхнепермские структуры типа “черепах” [Журавлев, 1972].

К настоящему времени по территории Прикаспийской впадины накоплена большая сейсмическая и буровая информация. В чем же тогда причина существования двух современных представлений о строении ее глубоких недр? Она заключается в двух разных методических подходах к осмысливанию и извлечению геологической информации из существующего фактического материала. Первое представление основано главным образом на данных глубокого бурения периферии и прогнозирования внутренних районов по известным регионам Восточно-Европейской платформы. Сейсморазведке отводится второстепенная роль. Такой подход имеет глубокие исторические корни и в течение многих десятилетий применяется для расшифровки строения эпиконтинентальных платформенных чехлов. Второе представление базируется на материалах сейсморазведки, современные модификации которой позволяют расшифровывать не только геометрию границ, но и форму и вещественный состав геологических тел. В общем то, что сейчас именуется сейсмостратиграфией. Бурению при этом отводится лишь роль комплексирования при извлечении геологической информации из сейсмических материалов. Исследователи второго представления широко используют сведения о строении и формировании осадочного чехла современного Мирового океана. В этом суть возникших противоречий в понимании строения глубоких недр Прикаспийской впадины. Перерывы в осадочном разрезе и выпадение из него отдельных стратиграфических единиц с позиций сейсмостратиграфии и седиментации глубоководных бассейнов [Безруков, 1976] еще не доказывают восходящих тектонических движений и палеоподнятий геологического прошлого. Только реальный анализ геологических тел по временным сейсмическим разрезам может позволить понять их причину. Наглядным примером неверной тектонической интерпретации является разрез Ветелкинской скв. 8. Выпадение из него ряда стратиграфических единиц нижней

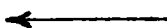


Рис. 57. Схема распространения верхневизейско-артинских комплексов пород

1 — мелководный карбонатный комплекс: на северо-западе — московско-артинский, на юго-западе — верхневизейско-башкирский, на юго-востоке на Жанажольско-Темирском участке — верхневизейско-московский (включая нижнемосковские терригены), на Буранколь-Турсайском участке — верхневизейско-верхнекаменноугольный, на Сарыкум-Торткольском участке — верхневизейско-сарматский; 2 — московско-артинский глубоководный мало мощный глинисто-карбонатный депрессионный комплекс; 3 — верхневизейско-артинские глубоководные мало мощные глинисто-карбонатные депрессионные комплексы; 4 — верейские верхнекаменноугольно-артинские глубоководные терригенные комплексы заполнения и верхневизейско-нижнебашкирские глубоководные глинисто-терригенные глубоководные комплексы, нерасчлененные; 5 — верхнекаменноугольно-нижнепермский глубоководный терригенный комплекс заполнения; 6 — верхнекаменноугольно-артинский мелководный терригенный конседиментационный комплекс прогибов обрамления (московско-артинский в Останкуском прогибе, сакмаро-артинский в Батырмалинско-Астраханской банке Преддонецкого прогиба); 7 — артинский глубоководный терригенный комплекс проградационных клиноформ; 8 — площади постседиментационного размыва карбонатных комплексов; 9 — палеозойские складчатые комплексы обрамления; 10 — карбонатный уступ

перми позволило [Гибшман, Ярошенко, 1978] выделить несколько инверсионных тектонических этапов, приводящих к остановке осадконакопления и размывам. Однако сейсмический материал свидетельствует о том, что этот район находился в зоне бровки шельфа, что приводило периодически к прекращению садки мелко-водных карбонатов, а следовательно, и к возникновению перерывов в осадконакоплении.

Современные возможности сейсморазведки отраженных волн требуют коренного перехода на сейсмостратиграфические позиции в исследовании осадочного чехла. Они на порядок точнее традиционного подхода и особенно необходимы при изучении осадочного чехла глубоководных бассейнов. Только сейсмостратиграфический подход перспективен в исследовании Прикаспийской впадины и реального раскрытия строения ее подсолевого разреза.

Е.В. Артюшковым [Артюшков и др., 1979а,б] предложена физическая модель механизма образования глубоководных изометричных бассейнов с утоненной консолидированной корой. Она связывается с подходом к подошве коры мантийного диапира. Возникающая при этом термобарическая обстановка крайне благоприятна для генерации больших объемов углеводородов. С этих позиций потенциальные ресурсы Прикаспийской впадины резко повышаются.

Знание строения и развития докунгурского подсолевого чехла Прикаспийской впадины позволяет дифференцировать возможности его нефтегазоносности. Наибольший интерес представляет карбонатный комплекс бортовой зоны. В них первоочередными объектами являются барьерные рифовые постройки, тектонические поднятия, одиночные рифовые постройки вне площади распространения карбонатных комплексов и рифовые тела внутри карбонатных комплексов. Последние требуют еще специализированных сейсмических исследований. Карбонатный комплекс особенно перспективен там, где его перекрывает соленосная покрывка кунгура. Но и за ее пределами, где он перекрыт отложениями мезозоя, залежи углеводородов могут быть обнаружены. В настоящее время в палеозойских карбонатах обнаружены месторождения углеводородов — Оренбургское, Жанажольское, Карачаганакское, Астраханское, Тенгизское, Западно-Ровенское, Тепловское и др.

Необходимо отметить, что заслуживают скорейшей проверки одиночные карбонатные поднятия Мынтюбинской площади и района скв. Биикжал (участок Адайский), установленные по региональному сейсмическому профилю КМПВ XXXIII [Яншин и др., 1980]. Возможно, они представляют собой одиночные рифовые постройки. Перспективными объектами является полоса барьерных рифовых поднятий восточной и юго-восточной бортовых зон, рифовые постройки и тектонические поднятия Кумсай-Жанажол-Кенкиякского участка восточной бортовой зоны, обширная полоса карбонатов юго-западного погружения Южно-Эмбенского поднятия, протягивающаяся до восточного побережья Каспия, особенно где они перекрываются соленосными отложениями кунгура, район Западного Примугоджарья между Сакмаро-Кокпектинским разломом на востоке и карбонатным бортовым уступом на западе.

Вторым перспективным направлением является освоение верейского и верхнекаменноугольно-нижнепермского (докунгурского) терригенных глубоководных комплексов заполнения. В них распространены прежде всего ловушки литологического типа, которые образуют обратные клиноформы и прислоняющиеся слои вдоль карбонатных бортовых уступов. Именно с этих позиций требует переосмысления строение Кенкиякской верхнекаменноугольно-нижнепермской нефтяной залежи. Зоны раздува мощностей верхнекаменноугольно-нижнепермских (докунгурских) терригенных пород над палеоконтинентальными склонами глубоководного бассейна на востоке и юге и верейских терригенных пород на северо-западе Прикаспийской впадины являются главными объектами второго направления поисков месторождений углеводородов. Требуют специальной отработки докунгурские терригенные проградационные клиноформы.

Третьим направлением является освоение доверхневизейского терригенного комплекса. В нем представляют интерес две группы объектов. Первая связана с литологическими ловушками обратной клиноформы и прислоняющимися слоями восточного и южного палеосклонов (район северных и западных крыльев окраинных поднятий поверхности докембрийского фундамента). Вторая группа объектов может быть приурочена к локальным поднятиям перикратонного прогиба, особенно на юго-восточном обрамлении Прикаспийской впадины.

Четвертым направлением должны служить кунгурские терригенно-сульфатные подушки. Их размеры достигают десятков километров при высоте до 1 км и более.

Перспективы рифейско-нижнепалеозойского комплекса пород внутренней зоны Прикаспийской впадины остаются в настоящее время не выясненными.

СТРУКТУРА ДОЮРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДА ПОЛУОСТРОВА БУЗАЧИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ МОГТ

До середины 70-х годов структура доюрских образований п-ова Бузачи расшифровывалась по одиночным скважинам и региональным сейсмическим профилям КМПВ. Было установлено, что фундамент предположительно докембрийского возраста здесь перекрыт мощными сериями пологолежащих отложений палеозоя и триаса [Геологическое ..., 1970; Князев и др., 1970; Гарецкий и др., 1973; Сапожников, 1973; Бурштар и др., 1974; Кунин, 1974; Шлезингер, 1974; Буш и др., 1975; Мстиславский и др., 1980]. Существенно новую информацию по структуре палеозойско-триасовых пород дали сейсмические материалы МОГТ, которые начали появляться с 1974 г. в результате работ Турланской геофизической экспедиции. Они позволили наметить по породам верхнего палеозоя — триаса четыре структурные зоны, северная из которых была сопоставлена с южным бортом Прикаспийской впадины [Сапожников, 1978]. С учетом буровых скважин был установлен инверсионный грабен, выполненный дислоцированными породами верхней перми — триаса [Князев и др., 1963]. В 1974–1978 гг. на западе п-ова Бузачи Турланской геофизической экспедицией отработана равномерная (через 2 км) сетка субмеридиональных и более редкая субширотных профилей МОГТ, а на отдельных участках проведены еще более детальные исследования (рис. 58). Их анализу посвящена данная работа. В ней учтены результаты глубокого бурения, сейсморазведки КМПВ и других видов геофизической информации.

Разрез доюрских образований запада п-ова Бузачи вскрыт несколькими скважинами. Наиболее древние породы, относящиеся по палеонтологическим остаткам к нижней перми, обнаружены Северо-Бузачинской скв. 7 [Карцева, 1979; Калугин и др., 1981] в интервале 1977–3500 м. Они, по данным О.А. Карцевой [1979], представлены чередующимися темно-серыми, тонко- и мелкокристаллическими и биоморфно-детритовыми известняками и аргиллитами с прослоями и пачками биоморфных известняковых гравелитов и брекчий. Породы плотные, крепкие, рассечены прожилками кристаллического кальцита. Углы наклона слоев по керну достигают 40–45°. Аналогичные породы были пройдены Северо-Каражанбасской скв. 1 [Калугин и др., 1981]. В нижней части ее разреза в интервале 3150–4084 м черные аргиллиты переслаиваются с андезитовыми порфиритами.

Вышележащую часть разреза доюрских образований составляет мощная серия красноцветных и пестроцветных пород верхней перми, нижнего и, возможно, среднего триаса. Составляющие их стратиграфические подразделения и корреляция разрезов еще во многом плохо разработаны и противоречивы [Князев и др., 1963; Князев, Флоренский, 1968; Князев и др., 1970; Флоренский и др., 1970; Карцева и др., 1976; Голов и др., 1979; Кухтин и др., 1980; Калугин и др., 1981; Серебрянская, 1981]. Они максимально (800–4514 м) пройдены Северо-Бузачинской параметрической скв. 1. Верхнепермско-среднетриасовые образования сложные преимущественно крепкими, плотными аргиллитами, алевролитами и песчаниками.

Верхнюю часть разреза доюрских пород составляют сероцветные терригенные образования, обнаруженные Западной Торлунской скв. 1 в интервале 1448–2105 м. Это плотные, крепкие аргиллиты и алевролиты от черного до серого цвета, содержащие спорово-пыльцевой комплекс верхнего триаса [Карцева и др., 1976; Голов и др., 1979; Долищкая и др., 1980].

Волновое поле отраженных волн запада п-ова Бузачи отличается большим разнообразием, изменчивостью с юга на север, количеством регулярных отраженных волн, их динамическими и кинематическими характеристиками. Непрерывно на всей территории в верхней части разреза выделяются три основных маркирующих отражающих горизонта: II, III и V, которые прослежены повсеместно и обладают устойчивыми ярко

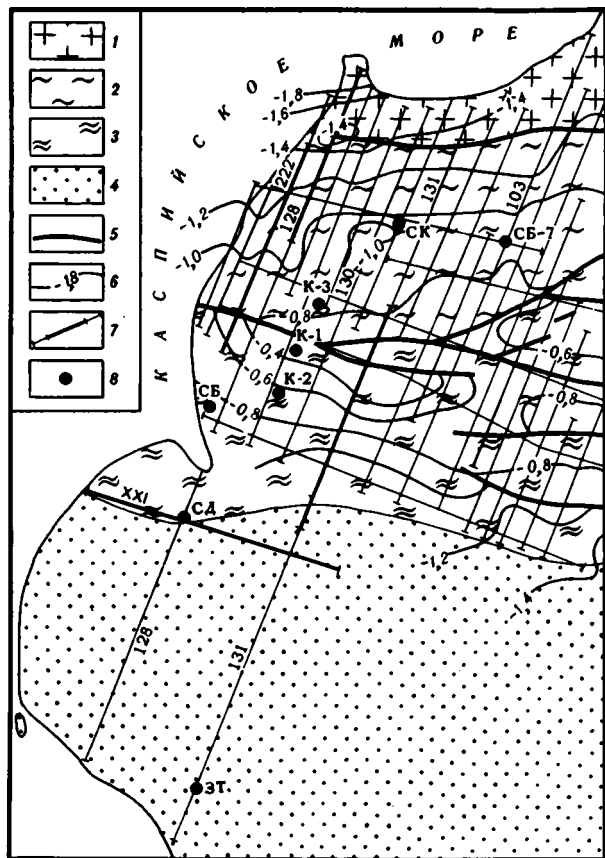


Рис. 58. Схема основных структурных элементов доюрских образований запада п-ова Бузачи

1 — южный борт Прикаспийской впадины; 2 — Большесорское карбонно-нижнепермское погребенное складчатое сооружение; 3 — Каражанбасское верхнепермско-триасовое погребенное складчатое сооружение; 4 — верхнепермско-триасовый доплитный чехол Южно-Бузачинского прогиба; 5 — основные разломы; 6 — стратизогипсы подошвы юры (в км); 7 — сейсмические профили МОГТ (жирной линией показаны их фрагменты, приводимые на рис. 59-62); 8 — глубокие скважины, вскрывшие доюрские образования. Скважины: ЗТ — Западно-Торлунская, СД — Северо-Долгиницкая, К — Каражанбасские, СК — Северо-Каражанбасская, СБ — Северо-Бузачинские

выраженными динамическими особенностями. По многочисленным привязкам к скважинам они соответственно стратифицируются подошвой альбских, кровлей юрских пород и поверхностью доюрского несогласия (среза). Отраженные волны II и III отличаются простой двух-трехфазной формой записи выдержанной и постоянной интенсивности, что свидетельствует о "гладкости" отражающих границ.

Отраженная волна V характеризуется многофазной сложной и изменчивой формой записи. Скорее всего она представляет собой группу колебаний, в формировании которой существенную роль играет интерференция отдельных отраженных волн, приходящих с наклонных, примыкающих к единой поверхности несогласия отражающих непротяженных границ. Это свидетельствует о шероховатости данной поверхности. Интерференционный характер отраженной волны V усложняет фазовую корреляцию, хотя на временных разрезах именно специфический характер отражающего горизонта позволяет проводить его уверенную корреляцию и отождествление по обширной площади через различные зоны осложнений. Колебания от отражающего горизонта почти на всей территории довольно интенсивные и выразительные. Однако на юге и особенно на севере анализируемой территории форма ее записи значительно упрощается, исчезают явления интерференции и она приобретает простую двух-трехфазность. Динамическая выраженность отражающего горизонта V резко падает. На временных разрезах крайней северной части п-ова Бузачи ниже него четко видна фазовая корреляция последующих более глубоких отраженных волн. До времен 3,6-3,8 с и более появляется серия согласных отраженных волн, отличающихся устойчивой динамической выраженностью.

Особенностью волнового поля рассматриваемой территории является интенсивный фон многочисленных частичных и полнократных отраженных волн, сильно засоряю-

щих запись ниже отражающего горизонта V. Только методика многократного (24-кратного) профилирования с большой длиной годографа позволяет в значительной степени освободить запись от фона мешающих кратных и выделить в разрезе глубокие однократные отраженные волны, характер прослеживания которых дает возможность судить об условиях залегания доюрских слоев.

По особенностям доюрского волнового поля на западе п-ова Бузачи устанавливаются четыре широтно ориентированные зоны. В южной из них, совпадающей с юрско-кайнозойским Южно-Бузачинским прогибом, на временах 3,5–3,9 с установлен сложный, многофазный и интерференционный пакет отраженных волн от серии близко расположенных сложно построенных отражающих границ. Наличие многочисленных дифрагированных волн и петель свидетельствует о сложной геометрии соответствующих отражающих границ. При сопоставлении с данными региональных профилей КМПВ четко видно, что они залегают в низах осадочного чехла, вблизи преломляющей границы с $V_p = 6400$ –6500 м/с, преломленная волна от которой по динамическим и кинематическим признакам связывается с докембрийским фундаментом [Геологическое..., 1970; Гарецкий и др., 1973; Сапожников, 1973, 1978]. Во временном диапазоне от 0,8–1 до 3,5–3,9 с в волновом поле отсутствуют протяженные, динамически выраженные отраженные волны, что свидетельствует об отсутствии в разрезе протяженных границ, на которых происходит резкий скачок акустической жесткости. Однако на временных аналогах МОГТ благодаря многократному суммированию в интервале времен 1–1,6 с удается протрассировать отдельные непротяженные границы и площадки. По привязке к Западно-Торлуинской скв. 1 они соответствуют верхней части верхнепермско-триасового комплекса пород.

К северу, во второй зоне, совпадающей с южной и центральной наиболее приподнятыми частями юрско-мелового Северо-Бузачинского свода, в интервале от 0,6–0,8 до 1,8–2 с регистрируется до шести-восьми четких наклонных отражающих горизонтов, последовательно срезаемых отражающим горизонтом V. В северной части второй зоны на расстоянии 4–5 км на большинстве временных разрезов МОГТ на всем временном диапазоне более 0,8 с полностью отсутствуют сейсмические площадки и горизонты. Лишь по отдельным сечениям здесь устанавливаются непротяженные наклонные к югу отражающие границы. По привязке к Северо-Долгинецкой скв. 1, Северо-Бузачинской скв. 1 и Каражанбасским скв. 1, 2 рассмотренное временное поле отвечает верхнепермско-триасовому комплексу пород. Причем в двух последних, приуроченных к участку отсутствия сейсмической информации, породы в керне наклонены от 10–30 до 40–80° [Голов и др., 1979]. Ниже на временах 3,5–3,7 с регистрируется серия наиболее глубоких отражающих площадок, залегающих на уровне подошвы осадочного чехла.

В третьей зоне, совпадающей с юрско-меловым северным крылом Северо-Бузачинского свода, в волновом поле глубже отражающего горизонта V на временах 1–1,6 с выделяются еще две-три отражающие границы. Самая глубокая из них, выделенная под индексом отражающего горизонта VI, характеризуется наиболее регулярной отраженной волной, представляющей собой двухфазное колебание, часто осложненное интерференционными явлениями и узлами дифракции. Это свидетельствует о том, что этому горизонту отвечает поверхность структурного несогласия (среза). Выше него на временах 1–1,1 с регистрируется отражающая граница, волна от которой отличается простой, неосложненной формой записи. Отражающая граница, регистрирующаяся между горизонтами VI и V, в северной части третьей зоны выходит на поверхность среза (отражающей горизонт V). На площади ее регистрации отраженная волна V отличается более простой формой записи.

Ниже отражающего горизонта VI в третьей зоне зафиксирована серия крутонаклонных отражающих границ. На уровне 1,5 с они срезаются отражающим горизонтом VI. По привязке к Северо-Бузачинской скв. 7 и Северо-Каражанбасской скв. П-1 отражающий горизонт VI стратифицируется кровлей нижней перми, а располагающиеся ниже крутонаклонные границы отнесены к доверхнепермскому комплексу пород.

В четвертой зоне, занимающей крайнюю северную часть запада п-ова Бузачи, глубже горизонта V, регистрируемого на временах 1,3–1,5 с, прослеживаются довольно интенсивные, устойчивые и протяженные отраженные волны во временном интервале 1,8–4 с. Здесь на временах 3,1–4 с установлены три устойчивых отражающих горизонта. Два верхних из них сближены, динамически четко выражены и регистрируются соответ-

венно на временах 3,1–3,4 и 3,3–3,6 с. Третий (нижний) сейсмический горизонт является многофазным интенсивным и динамически ярким.

Подсолевой разрез смежных районов юга Прикаспийской впадины, где присутствуют мощные толщи карбонатных пород среднего – верхнего палеозоя, характеризуется регистрацией двух опорных отражающих горизонтов: P_2 и P_2' , соответствующих их кровле и подошве, с временным интервалом 0,6–0,8 с. Ниже через 0,4–0,6 с регистрируется отражающий горизонт P_3 . Отражающий горизонт P_1 , соответствующий кровле докунгурских отложений, обычно здесь не выделяется и интерферирует с горизонтом P_2 . В зонах отсутствия мощных карбонатов в подсолевом разрезе регистрируются два опорных сближенных отражающих горизонта P_1 и P_2' с временным интервалом 0,2–0,3 с, отвечающих кровле артинских и кровле нижнекаменноугольных, преимущественно терригенных отложений. Ниже через 0,5–0,4 с регистрируется отражающий горизонт P_3 , приуроченный, по-видимому, к подошве терригенного комплекса верхнего девона. Таким образом, волновое поле четвертой зоны запада п-ова Бузачи аналогично бескарбонатному подсолевому разрезу юга Прикаспийской впадины (например, площади между Тенгизским и Южным поднятиями). Выделенные в ней сейсмические горизонты аналогичны подсолевым горизонтам P_1 , P_2' и P_3 . Группа отражающих горизонтов, залегающих глубже горизонта V во временном интервале от 1,2–1,4 до 2,8–3 с отождествляется с отражениями из пермско-триасового комплекса отложений.

Первая (южная) зона характеризуется спорадическим прослеживанием в доюрских образованиях отражающих сейсмических горизонтов, отличающихся пологим почти горизонтальным залеганием. По сейсмическому профилю 131 они отмечаются лишь в верхней части доюрского разреза, практически располагаются горизонтально, параллельно юрско-кайнозойским слоям. На сейсмическом профиле 128 и особенно XXI (рис. 59) насыщенность доюрского разреза отражающими горизонтами увеличивается. Они имеют незначительные наклоны (первые градусы), слабо или не отраженные в юрско-кайнозойских отложениях, при общем их весьма пологом залегании. Подошвой юры местами незначительно (первые сотни метров) срезаются верхние горизонты доюрских образований.

Сейсмический горизонт, связанный с поверхностью докембрийского фундамента, также залегает полого, практически параллельно горизонтам доюрского разреза на глубинах 7,5–8 км. С запада на восток он полого погружается. Однако местами по нему намечаются антиклинальные, синклинальные изгибы и разломы. Общая мощность доюрских пологолежащих слоев в первой зоне 5–6 км.

К северу, во второй зоне, наклон доюрских слоев резко возрастает. Моноклиаль (до 2 км) устанавливается почти по всем сейсмическим профилям. Она характеризуется хорошо выраженной слоистой средой, в которой параллельные отражающие горизонты на протяжении 6 км воздымаются под углами до 20° к северу, срезаясь подошвой юры (рис. 60). Нижняя часть доюрского разреза здесь обычно лишена сейсмических горизонтов. Только по профилю 131 в самых его низах устанавливается непротяженная зона, где выделяется несколько отрывочных сейсмических площадок, параллельных вышележащей моноклинали. На востоке эта зона расширяется и в ее центральной части обособляется блок до 4–5 км в поперечнике пологолежащих слоев верхней перми – триаса (сейсмические профили 206 и 106).

Севернее доюрская моноклиаль на расстоянии около 5 км сменяется участком, лишенным непосредственно ниже подошвы юры сейсмической информации. Лишь на отдельных профилях (128) в нижней части доюрского разреза фрагментарно отмечаются сейсмические горизонты, наклоненные под углами до 20° к югу.

С севера участок отсутствия регулярной сейсмической записи в интервале доюрского разреза ограничен Каражанбасским разломом, за которым вновь начинают следиться доюрские отражающие горизонты. Разлом проникает и в юрско-меловые отложения, где представляет собой крутой сброс, по которому южный блок опущен. Его амплитуда по подошве юры достигает 250–350 м.

Отражающий сейсмический горизонт, располагающийся близ поверхности докембрийского фундамента, при приближении ко второй зоне полого погружается, уходя за пределы сейсмической записи, ограниченной 4,5 с. Общая мощность доюрских пород во второй зоне превышает 6,5–7 км.

К третьей зоне в доюрских образованиях отчетливо намечаются два комплекса.

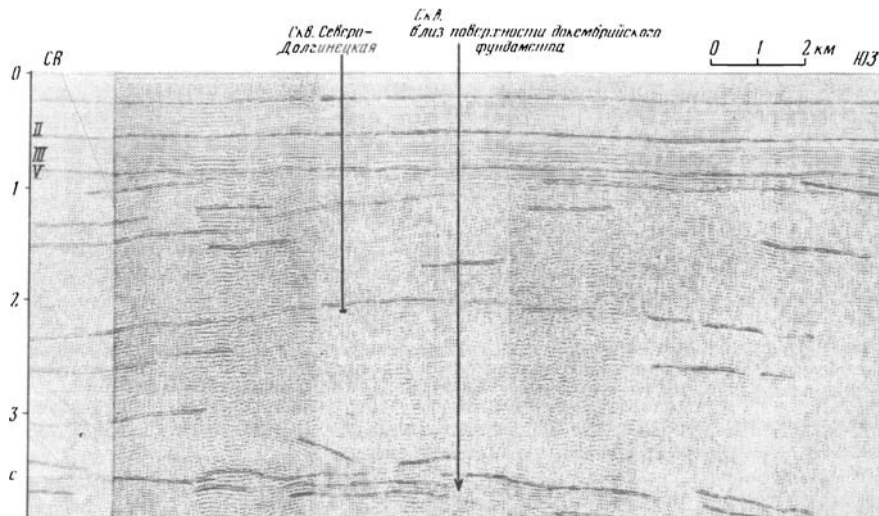


Рис. 59. Временной сейсмический разрез профиля XX1, показывающий пологое залегание слоев верхнепермско-триасового комплекса в Южно-Бузачинском прогибе. Римскими цифрами на рис. 59, 62 обозначены подошвы: II — альба, III — мела, V — юры

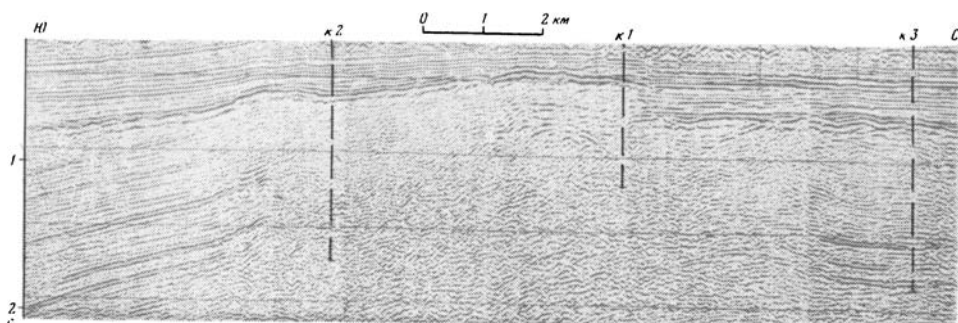


Рис. 60. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 131, показывающий условия залегания слоев верхнепермско-триасового комплекса в Каражанбасском складчатом сооружении

Они разделены отражающим горизонтом VI, приуроченным, как было показано выше, к поверхности нижней перми (подошва верхнепермско-триасового комплекса). Располагающиеся выше него доюрские образования триаса и, возможно, верхней перми залегают полого. Наклоны связанных с ними сейсмических горизонтов, в том числе VI, не выходят за пределы первых градусов. С юга на север происходит их плавное воздымание с одновременным утонением заключенных между ними горизонтов и частичным срезанием подошвой юры. Если на юге третьей зоны мощность верхнепермско-триасового комплекса составляет 1,5–2 км, то на севере она сокращается до 500–900 м при одновременном подъеме отражающего горизонта VI с 2,7–2,9 до 2–2,1 км. Таким образом, намечается поднятие, выделенное под названием Больше-сорского, не получившее отражения в юрско-меловых отложениях. Последние здесь полого погружаются к северу.

Ниже отражающего сейсмического горизонта VI характер залегания доюрских слоев существенно изменяется. Здесь зафиксирована серия наклоненных под углами до 15–20° прерывистых отражающих горизонтов и площадок (рис. 61). Связанные с ними слои испытывают региональное воздымание к северу и одновременно срезаются подошвой верхнепермско-триасовых отложений. Поэтому наиболее древние горизонты нижнего комплекса доюрских образований распространены на севере третьей зоны,



Рис. 61. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 222, показывающий условия залегания слоев карбонатно-нижнепермского комплекса в Большесорском складчатом сооружении и их срезание подошвой верхнепермско-триасового комплекса (VI сейсмический горизонт)

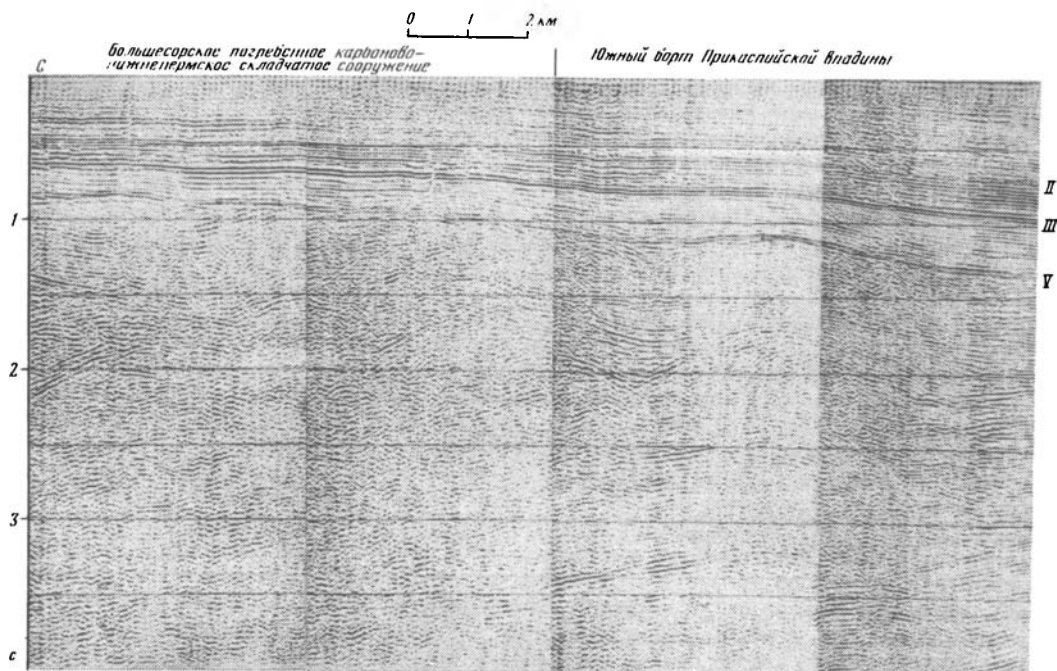


Рис. 62. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 128, показывающий условия залегания доюрских образований на южном борту Прикаспийской впадины и выклинивание карбонатно-нижнепермского складчатого комплекса под верхнепермско-триасовым комплексом Каражанбасского сооружения

где, вероятно, к подошве верхнего комплекса доюрских образований подходят породы карбона. К югу в сторону Каражанбасского разлома отражающий горизонт VI испытывает довольно резкое погружение. Более низкие отражающие границы также наклонены к югу, непосредственно подходя к поверхности докембрийского фундамента.

С севера третья структурная зона доюрских образований оборвана крупным разломом. Он ограничивает относительно плохослоистую среду доюрских образований третьей зоны от значительно более насыщенной отражающими горизонтами и площадками четвертой зоны. В последней условия залегания доюрских слоев существенно изменяются. Слои верхней части разреза здесь испытывают различной формы часто несовпадающие изгибы (рис. 62). Вследствие этого заключенные между

ними геологические тела резко утончаются или раздуваются. В нижней части доюрского разреза четвертой зоны установлены отражающие сейсмические горизонты, которые, как было показано выше, отождествляются с горизонтами подсолевого палеозойского разреза южной периферии Прикаспийской впадины. Они, в отличие от регионального наклона вышележащих слоев к северу, полого (первые градусы) погружаются к югу. Мощность верхнепермско-триасовой части разреза (вероятно, сюда входят и отложения кунгура) в четвертой зоне возрастают до 2,8–3 км.

Проведенный анализ условий залеганий и мощностей доюрских образований запада п-ова Бузачи позволяет подойти к тектонической интерпретации их структурных зон. Крайняя северная (четвертая) зона характеризуется наличием сейсмических отражающих горизонтов, близких к горизонтам подсолевого палеозойского терригенного разреза южной периферии Прикаспийской впадины. Условия залегания слоев верхней части доюрского разреза, видимо, вызваны пластичными перемещениями кунгурской соли. Ухудшается выраженность сейсмического горизонта V и ослабевает структурное несогласие, приуроченное к подошве юры. Все это позволяет считать, как это было впервые отмечено Р.Б. Сапожниковым [1978], крайнюю северную часть запада п-ова Бузачи (до 8 км в поперечнике) глубоко погруженным южным бортом Прикаспийской впадины.

Третью зону, достигающую в поперечнике 18–20 км, слагают деформированные толщи нижней перми и, вероятно, карбона. Возможно, они представляют собой систему эшелонированных пластин, имеющих общий наклон к югу. Сейсмический отражающий горизонт, находящийся вблизи поверхности докембрийского фундамента, на ее площади не зарегистрирован. Вероятно, он уходит за пределы сейсмической записи. Все это дает основание предполагать, что мощность доверхнепермского разреза превышает 6 км. Деформированные толщи карбона — нижней перми резко несогласно перекрывают пологолежащие слои верхнепермско-триасового комплекса умеренной мощности. Таким образом, третья структурная зона доюрских образований представляет собой карбоново-нижнепермское погребенное складчатое сооружение, выделяемое под названием Большесорского. Оно, по-видимому, является далекой восточной периклиналью складчатого сооружения — кряжа Карпинского. Именно здесь, вероятно, происходит центриклинальное замыкание соответствующего ему средне-верхнепалеозойского прогиба и его резкое сужение. Можно предполагать, что далее к востоку складчатое сооружение кряжа Карпинского полностью затухает, а слагающие его породы перейдут в менее мощные одновозрастные толщи пологолежащего доплитного комплекса платформенного чехла.

На севере складчатый комплекс восточной периклинали Большесорского сооружения скорее всего по крутому надвику сопряжен с пологолежащими слоями платформенного чехла южного борта Прикаспийской впадины. Причем мощные средне-верхнепалеозойские толщи южного блока сменяются значительно менее мощными отложениями северного. Обратная картина наблюдается по верхнепермско-триасовому комплексу.

Моноклираль (вероятно, представляющая пакет наклоненных к югу пластин) и крутые углы наклона в керне скважины свидетельствуют о значительной деформированности доюрских пород второй структурной зоны. Она сложена в основном породами верхнепермско-триасового комплекса, поскольку карбоново-нижнепермский комплекс в виде клина подходит к поверхности докембрийского фундамента. Вероятно, в пределах большей части этой зоны пермо-триасовые складчатые комплексы непосредственно перекрывают поверхность фундамента. Таким образом, вторая зона может быть выделена в качестве Каржанбасского верхнепермско-триасового погребенного складчатого сооружения, достигающего в поперечнике 15–20 км, а на крайнем востоке расширяющегося до 26–28 км. Оно резко асимметрично. Верхнепермско-триасовый комплекс, по-видимому, надвинут на клин карбоново-нижнепермского комплекса и оборван крутым разломом, отделяющим его от пологолежащих одновозрастных образований Большесорского сооружения. Именно близ разлома породы верхней перми—триаса максимально деформированы. В юрско-меловом платформенном чехле Каражанбасскому складчатому сооружению отвечает наиболее приподнятая центральная часть Северо-Бузачинского свода.

Каражанбасское складчатое сооружение в гравитационном поле выражено резкой и очень интенсивной положительной гравитационной аномалией. Она протягивается на 40 км от берега Каспийского моря на восток при ширине до 10 км. К северо-востоку

от нее протягивается широтно на расстоянии более 50 км вторая еще более интенсивная положительная аномалия. Непосредственно к востоку от анализируемой территории, на восточном ее замыкании глубокой Жаманорпинской скважиной вскрыты (более 3 км) деформированные пестроцветные породы верхнепермско-триасового комплекса. Ширина второй аномалии на западе достигает 15 км, где она через седловину смыкается с первой аномалией, а на востоке сужается до 6–8 км, периклинально замыкаясь. Севернее, вдоль берега Каспийского моря, в районе поднятия Каламкас выделяется третья положительная гравитационная аномалия шириной 8–10 км при протяженности до 25–30 км, которая отделяется от южных относительной пониженностью гравитационного поля.

Характер описанных резких линейно вытянутых положительных аномалий, их интенсивность, морфология и даже размеры очень схожи с локальными аномалиями, выделенными в полосе Каратауского регионального максимума Горного Мангышлака. Им отвечает пониженное магнитное поле.

Сходство естественных геофизических полей Горного Мангышлака и севера п-ова Бузачи доказывает близость их глубинного геологического строения. Таким образом, Каражанбасское складчатое сооружение запада п-ова Бузачи отвечает в меньших размерах одновозрастному сооружению Горного Мангышлака.

Первая структурная зона доюрских образований, отвечающая Южно-Бузачинскому прогибу, характеризуется пологолежащим верхнепермско-триасовым комплексом пород, по-видимому, непосредственно перекрывающему докембрийский фундамент. По своей тектонической природе они, как одновозрастные образования Большесорского сооружения, отвечают доплитному платформенному чехлу [Гарецкий и др., 1972; Шлезингер, 1974; Буш и др., 1976]. Верхнепермско-триасовый доплитный платформенный чехол Южно-Бузачинского прогиба разделяет одновозрастные складчатые сооружения Горного Мангышлака и Каражанбасса.

Большесорская ветвь восточной периклинали кряжа Карпинского отвечает средне-позднепалеозойскому прогибу, заложенному на докембрийском фундаменте вдоль чехла разломов. В допозднепермское время выполнявшие его мощные серии пород испытали сжатие с движением масс с юга на север, где их упором служил разлом южного борта Прикаспийской впадины, по которому они, вероятно, были частично надвинуты на одновозрастные отложения платформенного чехла. Сжатие привело к деформации пород и созданию асимметричного складчатого сооружения. В позднепермско-триасовое время в тылу Большесорского складчатого палеозойского сооружения намечился вдоль разломов изолированный прогиб, в котором мощностью выполнивших его пород была существенно больше мощности одновозрастных образований, распространенных от него к югу и северу. В доюрское время верхнепермско-триасовые породы прогиба испытали сжатие с движением масс с юга на север, где их упором служил крупный Каражанбасский разлом. Именно в непосредственной близости от него породы испытали максимальную деформацию. В юрское и меловое время доюрская складчатость Каражанбасского сооружения передалась в виде неравномерного импульса вертикальных восходящих движений, создавших Северо-Бузачинский свод.

Юрско-меловой платформенный чехол запада п-ова Бузачи содержит скопления нефти [Нурманов, Грибков, 1975; Нсанов, Кондратьев, 1977]. Поэтому весьма актуальна проблема возможных потенциальных ресурсов его более глубоких недр. Материалы МОГТ доказывают существенную тектоническую гетерогенность доюрских образований запада п-ова Бузачи, что имеет первоочередное значение для оценки перспектив их нефтегазоносности. Наибольший интерес представляет крайняя северная часть полуострова, соответствующая южному борту Прикаспийской впадины. Здесь первоочередным объектом может явиться крупный антиклинальный изгиб слоев (структура Култай), зафиксированный по отражающему горизонту V и еще более резко выраженный по сейсмическим горизонтам внутри верхнепермско-триасовых отложений. Должен быть вскрыт разрез вплоть до отложений карбона. Причем верхнепермско-триасовые фации здесь должны быть развиты прорвинского типа, являющиеся промышленно нефтеносными. Они наиболее интересны в отношении нефтегазоносности по сравнению с другими районами п-ова Бузачи. Весьма перспективны подсолевые отложения на севере п-ова Бузачи, которые требуют еще специальных целенаправленных исследований МОГТ для выбора разведочных площадей.

Бесперспективными в отношении нефтегазоносности являются деформированные

комплексы Большесорского и Каражанбасского складчатых сооружений. Недостаточно ясны потенциальные возможности верхнепермско-триасового доплитного чехла Южно-Бузачинского и Большесорского районов. Они еще требуют дальнейшего изучения. Возможным объектом поисков в них залежей нефти и газа могут служить площади структурного несогласия, где верхнепермско-триасовые слои срезаются подошвой юры.

СТРУКТУРА ДОСРЕДНЕЮРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАЛИВА КОМСОМОЛЕЦ И СОРА МЕРТВЫЙ КУЛТУК (ЗОНА СОПРЯЖЕНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ) ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ МОГТ

Юго-восточный борт Прикаспийской впадины от урочища Терескен на северо-востоке до урочища Тугаракчан на юго-западе образует Южно-Эмбенское погребенное палеозойское поднятие. К западу от урочища Тугаракчан оно погружается, а мощность надсолевого платформенного чехла увеличивается. Бортовое ограничение Прикаспийской впадины здесь менее выражено и хуже всего изучено.

Юго-восточная периферия Прикаспийской впадины в настоящее время хорошо изучена бурением и сейсморазведкой. Известно, что непосредственно севернее погребенных под среднюю юру складчатых пород верхнего девона — нижнего карбона, ограниченных крупным разломом, распространены разновозрастные пологолежачие, менее мощные терригенные образования, постепенно утоняющиеся к северу [Яншин и др., 1961, 1976; Дальян и др., 1975]. Они надстраиваются карбонатным комплексом среднего—верхнего палеозоя, быстро сменяющимися депрессионными фациями [Чепелюгин, Шереметьева, 1978; Воронов, Нажметдинов, 1979; Кирюхин и др., 1979, 1980, 1981; Турков и др., 1979; Нажметдинов, 1980]. К западу, по одним представлениям [Дальян и др., 1975; Яншин и др., 1976, 1980; Кирюхин и др., 1979, 1980, 1981; Нажметдинов, 1980], карбонатный комплекс по мере погружения Южно-Эмбенского поднятия замещается терригенными образованиями. По другим представлениям [Чистяков, 1978], он протягивается далеко на запад, где непосредственно связывается с обширной полосой средне-верхнепалеозойских карбонатов, обрамляющих восточное побережье Северного Каспия [Яншин и др., 1976, 1980; Грачевский и др., 1978; Кирюхин и др., 1979, 1980, 1981; Сапожников, 1979; Авров и др., 1980; Шебалдин и др., 1980]. К югу на территории Северо-Устьюртского прогиба досреднеюрские образования по региональным сейсмическим профилям КМПВ и одиночным буровым скважинам рассматривались как доплитный (квазиплатформенный) чехол [Геологическое..., 1970; Яншин и др., 1976, 1980; Саложников, 1978].

В 1977–1981 гг. Турланская геофизическая экспедиция в районе залива Комсомолец и сора Мертвый Култук провела детальные сейсмические исследования МОГТ (рис. 63). Они дали новую структурную информацию по досреднеюрским образованиям, позволили увязать их с сейсмическими материалами Турланской геофизической экспедиции более восточных площадей Северо-Устьюртского прогиба (Кумтүбе-Сарганинский район) и сейсмическими профилями Гурьевской геофизической экспедиции трестов Саратовнефтегеофизика и Эмбанефтегеофизика по южной периферии Прикаспийской впадины.

Досреднеюрские образования в анализируемом районе вскрыты на площадях: Муньсор (скв. 1, интервал 3179–3313 м), Колтык (скв. Г-1, интервал 3737–4309 м), Южный Колтык (скв. Г-1, интервал 3290–3700 м) и Аралды (скв. Г-1, интервал 2600–3400 м). Они представлены темно-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками с остатками углистого вещества и, несомненно, относятся к верхнему триасу — нижней юре [Долицкая и др., 1980], венчающим разрез досреднеюрских образований.

На территории залива Комсомолец и сора Мертвый Култук основным маркирующим горизонтом является опорный отражающий горизонт III. Его отраженная волна регистрируется как наиболее четкое и динамически ярко выраженное трехфазное колебание на временах 1,6–2 с с видимым периодом 0,032–0,035 с. На временных разрезах отражающий горизонт III прослеживается двумя четкими фазами. Ниже через временной интервал, равный 0,1 с, регистрируется также двухфазное устойчивое отражение IIIa. Отражающие горизонты III и IIIa, часто образующие единый многофазный

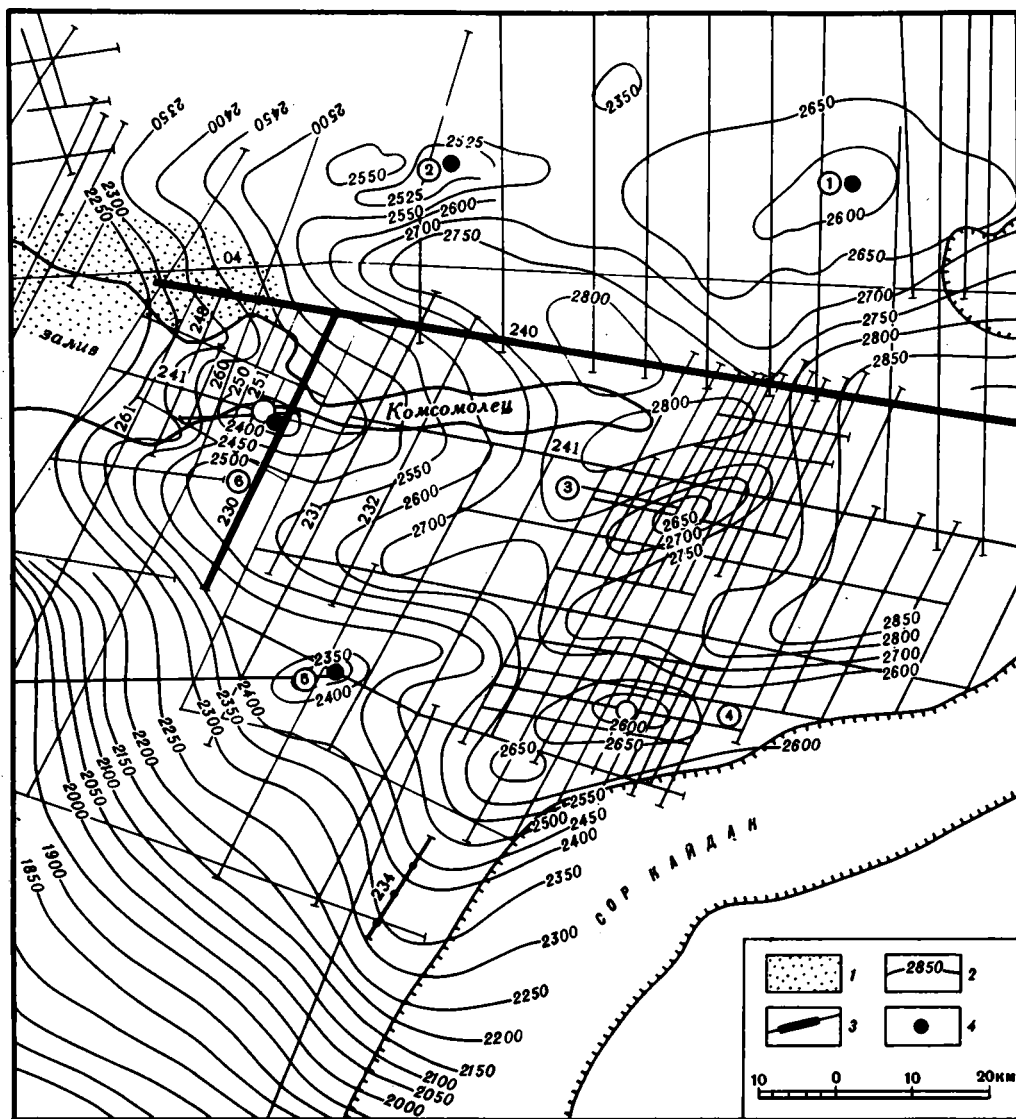


Рис. 63. Структурная карта по опорному отражающему горизонту III (подошва мела) западной части Самско-Бейнеуского прогиба

1 — Сарытауское (юго-западное) досреднеюрское поднятие; 2 — стратеоизогипсы III отражающего горизонта (в км); 3 — линии сейсмических профилей (жирной линией показаны фрагменты, приведенные на рис. 64–66); 4 — скважины. Локальные поднятия: 1 — Николаевское, 2 — Колтыкское, 3 — Комсомольское, 4 — Тасурпинское, 5 — Мурунсорское, 6 — Южно-Колтыкское

цуг колебаний, стратифицируются по привязкам к скважинам как кровля и подошва карбонатной толщи мощностью до 140–150 м кимеридж-волжского возраста.

Отраженные волны IIIб и IV, регистрирующиеся на временах 1,7–2,4 с с временным интервалом 0,1–0,15 с, представляют двух-трехфазные колебания с близкими видимыми периодами 0,032–0,038 с. Динамическая выразительность отраженных волн IIIб и IV изменяется по площади. На одних участках более четко прослеживается отражающий горизонт IIIб, на других — горизонт IV. Отражающий горизонт IIIб залегает вблизи границы верхней и средней юры, а горизонт IV приурочен к среднеюрскому разрезу.

Последним согласно с перечисленными выше отражающими горизонтами залегает

отражающий горизонт V. Отраженная волна от него имеет двух-, реже трехфазное сложное интерференционное колебание. Поэтому отражающий горизонт V выделяется на временных разрезах как разрозненная серия отражающих площадок и непротяженных горизонтов, залегающих на близких временных уровнях. Однако специфический характер регистрации отражающего горизонта V в значительной степени помогает в его корреляции и отождествлении по площади. Отражающий горизонт V залегает на временах 2,1–2,9 с. Отражающий горизонт V по привязкам к скважинам площадей Колтыкская, Южно-Колтыкская, Мурунсор, Аралды и другим в пределах залива Комсомолец и сора Мертвый Култук приурочен к подошве средней юры — кровле сероцветных пород верхнетриас-нижнеюрского комплекса.

Ниже отражающего горизонта V на временных разрезах выделяется от двух до четырех и более отражающих горизонтов, залегающих несогласно со среднеюрско-меловыми отражающими границами и образующих более резкие дислокации. Волновое поле, характеризующее досреднеюрский разрез, — сложное. На протяжении всего временного интервала от 2,3–2,6 до 4,5 с даже при применении 24-кратного суммирования не удается полностью избавиться от многочисленных всевозможных вариантов кратных волн, которые сильно “загрязняют” волновое поле, и выделение однократных отражающих границ производится большей частью по их несогласному с кратнообразующими границами залеганию. Так, отражающий горизонт Va, по-видимому, приуроченный к подошве верхнетриас-нижнеюрского сероцветного комплекса, удается протрассировать по площади благодаря не только особенностям формы записи отраженной волны, но и характеру его залегания. Он резко воздымается к сводам поднятий и погружается в разделяющие их глубокие мульды.

Между отражающими горизонтами Va и V регистрируется группа отражающих границ V_1, V_2 и т.д. Количество устойчивых отражающих границ группы $V_{1,2}...$ зависит от разности времен регистрации горизонтов V и Va.

Ниже отражающего горизонта Va на структуре Колтыкской на временах 2,9–3 с регистрируется многофазный, довольно сложный по форме записи отражающий горизонт P_2 , который к югу на протяжении 10–12 км резко погружается до 4,3–4,5 с и перестает регистрироваться.

По профилю КМПВ I-70, проходящему в 10 км западнее Колтыкских скважин, выделен высокоскоростной преломляющий горизонт T_K с $V_T = 6,2$ км/с. Он располагается на близком уровне к отражающему горизонту P_2 . Волны t_K имеют невысокие кажущиеся скорости, аномальные затухания отдельных фаз и в целом всей группы. Их смена волной t_Φ проходит через зону тени. Приведенные параметры свидетельствуют о приуроченности горизонта T_K к кровле высокоскоростных карбонатных пород, подстилаемых относительно низкоскоростными терригенными отложениями большой мощности. Последние перекрывают породы фундамента. Судя по волновому полю, построенному по южным выносным пикетам, горизонт T_K резко погружается к югу, а затем перестает регистрироваться. В 40 км южнее по региональному профилю КМПВ IV-69 в осадочном разрезе мощностью до 11–12 км в нижней части появляются два высокоскоростных горизонта: T'_2 с $V_T = 5,3–5,5$ км/с, залегающий на глубине 5–5,5 км, и T_3 с $V_T = 5,8–6$ км/с, залегающий на глубине 7,5–8,5 км. В поле отраженных волн им соответственно отвечают сейсмические горизонты V_1^a и VI. По привязкам к скважинам площадей Кызан, Кырын и другим преломляющий горизонт T_2 и соответствующий ему отражающий горизонт V_1^a залегают в верхнепермско-среднетриасовом красноцветном комплексе. Преломляющий горизонт T_3 и отражающий горизонт VI по более западным районам п-ова Бузачи и более восточным районам Северного Устьюрта с некоторой долей условности отождествляются с подошвой красноцветного комплекса верхней перми — среднего триаса. Здесь субсогласно с отражающим горизонтом VI регистрируется сейсмический горизонт PZ' .

На северной и западной перифериях залива Комсомолец и сора Мертвый Култук выделяется наиболее глубокий отражающий горизонт D. Ему соответствует группа интенсивных многочисленных (до четырех-пяти фаз) колебаний с низким периодом (до 0,05 с). Группа отраженных волн D отличается сложной интерференционной записью. На временных разрезах горизонт D следует в виде прерывистой границы, состоящей из непротяженных осей синфазности и осложненной многочисленными зонами дифракции, “петлями” и “клиньями”. Специфический характер записи отраженных волн группы D позволяет сопоставить их с аналогичной группой отраженных волн,

выделенных в пределах Южно-Эмбенского поднятия и северного борта Северо-Устьюртского прогиба, где отвечающий им сейсмический горизонт стратифицируется как поверхность доверхневизейского структурного несогласия.

Район залива Комсомолец и сора Мертвый Култук охватывает западную часть Самско-Бейнеуского прогиба (западное звено Северо-Устьюртского прогиба). По опорному отражающему горизонту III (подошва мела) здесь намечается четкое его центриклинальное замыкание (см. рис. 1). На западе он залегает на отметках — (2250 ÷ 2300) м, погружаясь на восток до 2800–2900 м. Изогипса —2800 м вырисовывает неправильной формы плоское днище прогиба. Северный борт Самско-Бейнеуского прогиба осложнен субширотной полосой пологих невысоких (менее 100 м) поднятий (глубина 2400–2600 м). С востока на запад ее составляют Гагаринская, Николаевская и Колтыкская структуры. На южном борту горизонт III поднимается до — (1500 ÷ 1600) м. Западная центроклиналь прогиба осложнена пологими поднятиями (менее 100 м) близширотной ориентировки (Комсомольское, Тасурпинское, Мурунсорское, Южно-Колтыкское). Близкая картина наблюдается и по более низким сейсмическим горизонтам платформенного чехла IV (внутри средней юры) и V (подошва средней юры).

По досреднеюрским сейсмическим горизонтам Va и VI также отчетливо вырисовывается западная центриклиналь Самско-Бейнеуского прогиба (рис. 64). На востоке в осевой его зоне по сейсмическому профилю 241 первый из них залегает на глубине 5,4–6,7 км, а второй — 8,5–9 км. На крайнем западе по сейсмическому профилю 241а они соответственно поднимаются до 3,6 и 4,8 км. К северу и югу от осевой зоны Самско-Бейнеуского прогиба на его бортах досреднеюрские сейсмические горизонты также испытывают воздымание. Мощности пород, заключенных между сейсмическими горизонтами V и Va, Va и VI, максимальных значений достигают в осевой его зоне, где соответственно составляют 1–1,5 и 2,2–2,8 км. На бортах и западной центриклинали Самско-Бейнеуского прогиба они уменьшаются соответственно до 300–500 м и 1,6–2 км. Резко сокращенный разрез между сейсмическими горизонтами устанавливается на крайнем северо-западе региона по сейсмическому профилю 240.

На южном борту Самско-Бейнеуского прогиба по профилю 234 в своде локального антиклинального перегиба сейсмический горизонт Va срезается горизонтом V, а мощность пород до горизонта VI здесь сокращается до 1–1,5 км (рис. 65). Срезание сейсмических границ горизонтом V зафиксировано на восточной периклинали Южно-Колтыкского поднятия по профилю 231.

Преломляющий сейсмический горизонт T_ф по субмеридиональному региональному профилю IV полого погружается на север и в южной приосевой зоне Самско-Бейнеуского прогиба залегает на глубине 12 км. Мощность пород, заключенных между ним и отражающим горизонтом VI, здесь достигает 5 км.

На крайнем северо-западе анализируемого региона по профилям 240, 04 и 406 отражающий сейсмический горизонт Д расположен на отметках — (4,5 ÷ 5) км, а мощность между ним и горизонтом V составляет 1,5–1,8 км. По первым двум из них к востоку он погружается до — (9 ÷ 9,5) км и уходит за предел сейсмической записи (рис. 66). По сейсмическому профилю 406 горизонт Д резко опускается (до 9,5 км) к северу и также исчезает за пределами сейсмической записи. По субмеридиональным профилям 261, 248, 260, 250, 251, 230, 231 и 232 фиксируется наклон горизонта Д к югу и быстрый уход за пределы сейсмической записи (за глубину 9–9,5 км). Мощность пород между ним и горизонтом VI 1,5–2 км, а между горизонтами Д и V 4–4,5 км. Таким образом, на крайнем северо-западе анализируемого региона намечается резко выраженное поднятие, выделенное В.П. Шебалиным и др. [1980] под названием Сарытауского.

Приведенный анализ сейсмических материалов показывает, что западная часть Самско-Бейнеуского прогиба характеризуется мощными (до 8–8,5 км) досреднеюрскими образованиями, которые подстилают докембрийский фундамент. Слагающие их слои отличаются пологим залеганием и представляют собой типичный доплитный платформенный чехол [Гарецкий и др., 1973]. Нижнюю часть его разреза между преломляющими горизонтами T_ф и T₃ или лежащим на близком к последнему уровню отражающим горизонтом VI слагает доверхнепермский комплекс пород. Приуроченность к его поверхности в южной приосевой зоне Самско-Бейнеуского прогиба низкоскоростного преломляющего горизонта T₃ и отсутствие внутри разреза высокоскоростных преломляющих границ свидетельствуют о терригенном составе пород.

Отражающий горизонт VI прослежен и в более восточных площадях Самско-Бейне-

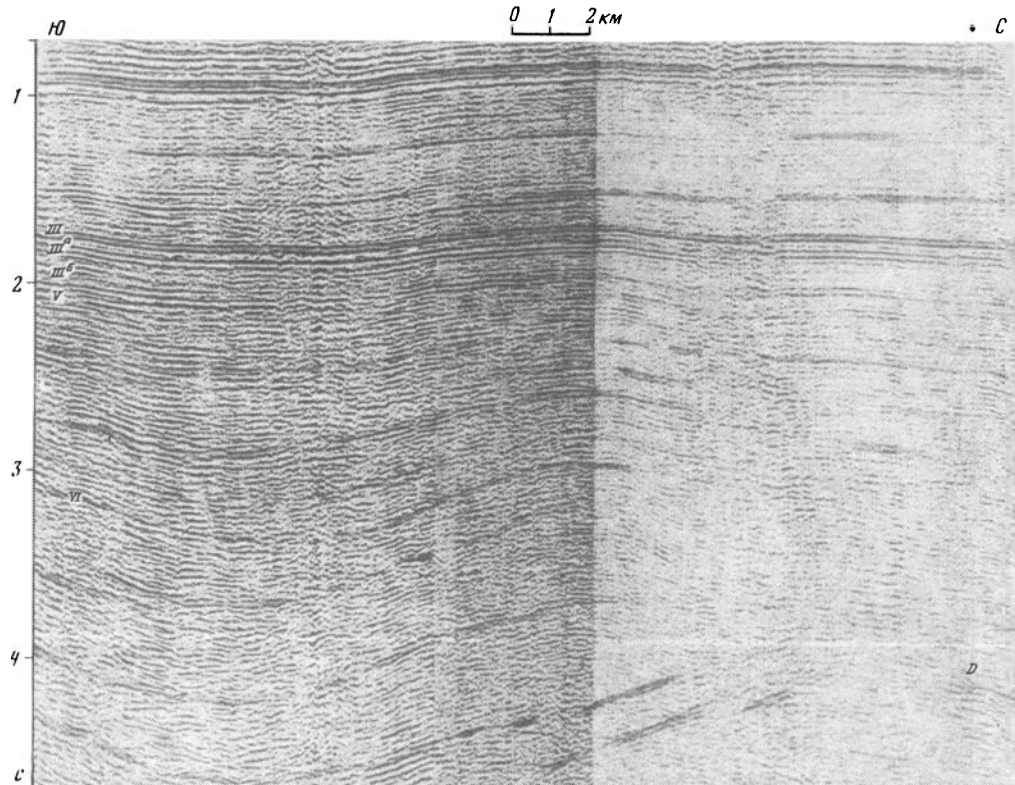


Рис. 64. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 230, показывающий залегание до-среднеюрских слоев в Самско-Бейнеуском прогибе

Сейсмические горизонты (см. рис. 64–66): III — кровля юры, IIIa, IIIб, IV — внутри средней–верхней юры; V — подошва средней юры, Va — подошва верхнего триаса, VI — подошва верхней перми; Д — кровля верхнего девона–нижнего карбона

уюского прогиба (Кумтюбе-Сарвинский район). Здесь ниже него регистрируется серия отражающих горизонтов (PZ', PZ'', PZ''' и Д), которые уверенно трассируются на свод Южно-Эмбенского поднятия, где, как известно, под отложениями средней юры залегают породы нижней перми — верхнего девона. Анализ волнового поля преломленных волн свидетельствует об относительно низкоскоростном разрезе ниже отражающего горизонта VI Кумтюбе-Саргинского района. Это позволяет считать, что он там также сложен терригенными породами.

К северу от западной части Самско-Бейнеуского прогиба сейсмический отражающий горизонт VI переходит в горизонты группы П южной периферии Прикаспийской впадины, расположенные близ поверхности подсолевого палеозойского разреза. В районе Колтыкского поднятия отражающий сейсмический горизонт П₂, отвечающий кровле палеозойских карбонатов, резко погружается к югу. Отражающий сейсмический горизонт Д имеет более пологий наклон. На широте Колтыкского поднятия на расстоянии 10–15 км карбонатный палеозойский комплекс Прикаспийской впадины полностью выклинивается, замещаясь разновозрастными терригенными фациями. Следовательно, доверхнепермский комплекс западной части Самско-Бейнеуского прогиба сложен терригенными породами нижней перми, карбона, верхнего девона и, возможно, более древними образованиями. Их суммарная мощность достигает 5 км.

Вышележащую часть досреднеюрского разреза составляют, вероятно, пестроцветные породы верхней перми — среднего триаса (до 2,5–3 км), а венчают сероцветные отложения верхнего триаса — нижней юры (до 1,2–1,5 км). На крайнем северо-западе исследуемой территории расположена относительно узкая зона деформированных пород верхнего девона — нижнего карбона, по поверхности которых вырисовывается высоко-

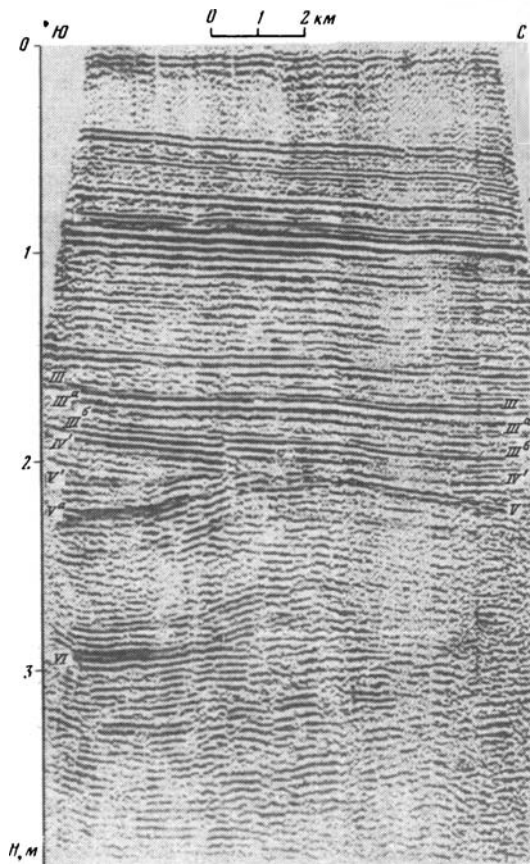
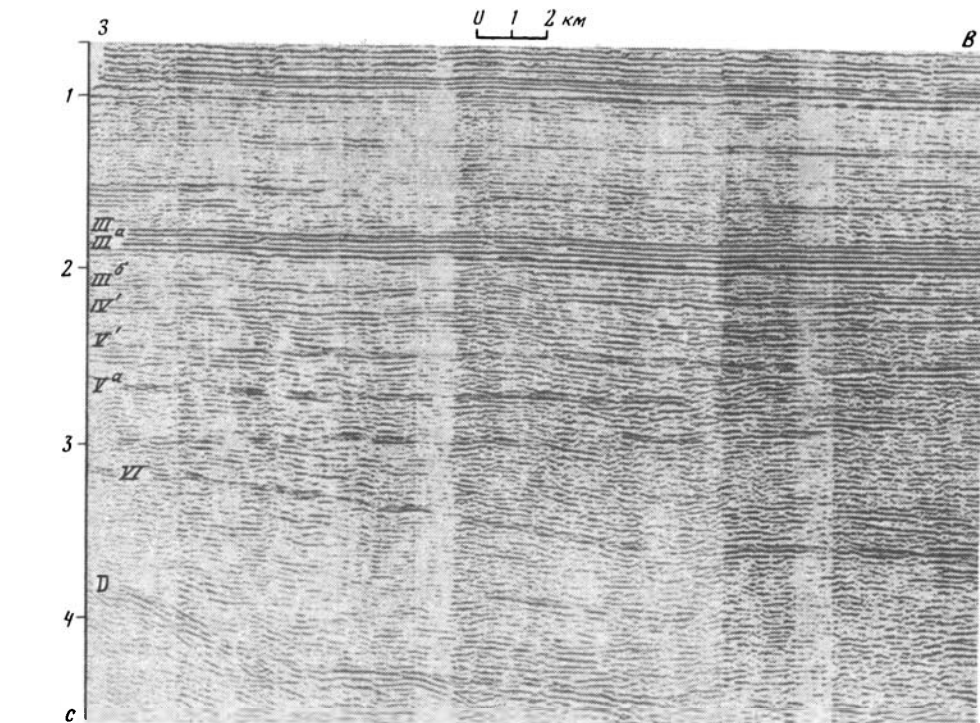


Рис. 65. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 234, показывающий срезание верхнетриас-нижнеюрских слоев подошвой средней юры на локальном антиклинальном перегибе
Стратификацию горизонтов см. на рис. 64

Рис. 66. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 240, показывающий подъем горизонта Д на южном крыле Сарытауского поднятия
Стратификацию горизонтов см. на рис. 64



амплитудное Сарытауское поднятие. Наиболее приподнятая часть его свода тяготеет к о-вам Дурнева залива Комсомолец. Оно прослеживается также и по вышележащим слоям палеозоя — нижней юры, а наиболее приподнятая часть отражена в подошве меловых отложений. Поскольку в поверхности фундамента поднятие, по-видимому, не выражено, слагающий его верхнедевонско-нижнекарбоновый комплекс пород должен характеризоваться повышенными мощностями. Поэтому Сарытауское поднятие имеет инверсионную природу. В.П. Шебалдин и др. [1980], а также А.Ф. Нажметдинов [1980] рассматривают его как продолжение Северо-Бузачинского свода. Однако с такой трактовкой нельзя согласиться. Сейсмические профили Гурьевской геофизической экспедиции на северном побережье п-ова Бузачи непосредственно к югу от Сарытауского поднятия указывают на глубокое залегание поверхности доверхнепермского комплекса, отделяющего Сарытауское поднятие от Северо-Бузачинского свода. К тому же деформированный комплекс ядра первого из них должен принадлежать к верхнему девону — нижнему карбону, в то время как в строении второго участвуют деформированные породы верхнего карбона — нижней перми (Большесорское складчатое сооружение). Сарытауское поднятие на восток непосредственно трассируется на Южно-Эмбенское. Видимо, они представляют собой единую структурную зону, разделяясь погружением шарьяжа. Сарытауское поднятие, возможно, под водами Каспийского моря еще протягивается на некотором расстоянии на запад параллельно Северо-Бузачинскому своду. Они разделены пологолежащими отложениями досреднеюрского доплитного комплекса западной центриклинали Самско-Бейнеуского прогиба. К северу и югу от Сарытауского поднятия деформированный верхнедевонско-нижнекарбоновый комплекс быстро сменяется пологолежащими менее мощными одновозрастными отложениями чехла. Мощности вышележащих досреднеюрских образований в этих направлениях, напротив, резко увеличиваются. Таким образом, Сарытауское поднятие и его восточное погруженное продолжение (связующее звено с Южно-Эмбенским поднятием) являются естественным ограничением Прикаспийской впадины от Северо-Устьюртского прогиба (Самско-Бейнеуского прогиба) Туранской плиты.

Осадочный чехол в западной части Самско-Бейнеуского прогиба начал формироваться на докембрийском фундаменте в позднедевонское или более ранние отрезки палеозойской эры. В условиях эпиконтинентального бассейна здесь накапливались преимущественно терригенные осадки. На севере бассейн переходил в относительно узкий трог (площадь Сарытауского поднятия), который подвергся в позднедевонско-раннекаменноугольное время более ускоренному погружению, компенсируемому мощными толщами осадков. Видимо, в середине визейского века, как и на площади Южно-Эмбенского поднятия, трог испытал деформации (возможно, складчатые), превратившие его в дислоцированное сооружение, которое с поздневизейского времени развивалось как инверсионное платформенное поднятие. Таким образом, позднедевонско-раннекаменноугольный трог и возникшее на его месте поднятие отделяли досреднеюрский Северо-Устьюртский бассейн Туранской плиты от Прикаспийского.

Досреднеюрские образования западной части Самско-Бейнеуского прогиба представляют интерес в нефтегазоносном отношении. Первоочередным объектом является Сарытауское погруженное поднятие, где доверхнепермские породы расположены на доступных для современного бурения глубинах (до 5 км). Здесь верхневизейско-нижнепермские отложения перекрывают его свод, резко увеличиваясь в мощностях на крыльях. С ними могут быть связаны сводовые и литологические залежи. Заслуживают внимания и верхнетриас-нижнеюрские отложения, которые могут быть представлены фациями, близкими к промышленно-нефтеносным прорвинским. На остальной исследованной территории доверхнепермский комплекс пород расположен на слишком больших глубинах (свыше 5 км).

СТРУКТУРА ДОСРЕДНЕЮРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО УСТЬЮРТА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ МОГТ

Структура досреднеюрских образований Северо-Западного Устья ранее расшифровывалась по скважинам и сейсмическим профилям КМПВ. Было выявлено, что на фундаменте предположительно докембрийского возраста здесь полого лежат мощные серии палеозоя, триаса и нижней юры [Геологическое строение..., 1970; Князев и др., 1970; Гарецкий и др., 1973; Сапожников, 1973, 1978; Бурштар и др., 1974; Кунин, 1974; Шлезингер, 1974; Буш и др., 1975, 1976; Дальян и др., 1975; Бененсон и др., 1978; Яншин и др., 1979; Мстиславский и др., 1980; Нажметдинов, 1980]. Плохо изученным оставался вопрос о южной границе верхнедевонско-нижнекаменноугольной Южно-Эмбенской складчатой зоны [Дальян и др., 1975]. Существенно новая информация по структуре палеозойско-нижнеюрских пород получена в результате сейсмических исследований МОГТ. Она раскрыла геометрию досреднеюрских структурных поверхностей и морфологию распространенных на Северо-Западном Устье геологических тел. В 1978–1980 гг. Турланская геофизическая экспедиция в этом регионе отработала по поисковой сети сейсмические профили МОГТ (рис. 67). Они характеризуются в настоящем разделе. Кроме того, здесь приведены результаты глубокого бурения, учтены профили МОГТ Гурьевской геофизической экспедиции [Нажметдинов, 1980], региональные профили КМПВ [Чистяков, 1978] и другая геофизическая информация.

Досреднеюрские образования на Северо-Западном Устье вскрыты скважинами (около 10), неравномерно распределенными по его площади. Наиболее древние образования верхнего девона — нижнего карбона обнаружены непосредственно под отложениями средней юры в пределах Южно-Эмбенского поднятия скв. 4 и 7 площади Туресай [Грачев, 1959; Гарецкий и др., 1961; Яншин и др., 1961; Днепров, 1962; Геология СССР..., 1970]. Они представлены дислоцированными терригенными образованиями (граувакковая формация), пройденная мощность которых около 2 км. Аналогичные по возрасту, составу и деформированности породы встречены новой Северо-Мынсаул-масской скв. 1 под средней юрой, непосредственно к югу от Туресайской скв. 7 в сводовой части Южно-Эмбенского поднятия, по которым она прошла около 2 км.

Вышележащая часть разреза досреднеюрских образований представлена мощной толщей красно- и пестроцветных пород верхней перми, нижнего и, возможно, среднего триаса. Ее подошва на территории Северо-Западного Устья еще нигде не достигнута. Стратиграфические подразделения, составляющие эту часть разреза, и корреляция разрезов еще во многом плохо разработаны и противоречивы [Бетелев, Поземова, 1966; Калугин и др., 1981; Кухтинов и др., 1978; Князев и др., 1963, 1970; Князев, Флоренский, 1968; Серебрянская, 1981; Флоренский и др., 1970]. Они максимально (более 1 км) пройдены Жайлыганской скв. 1, Ашиктайпакской скв. Г-1. Верхнепермско-среднетриасовые образования состоят преимущественно из крепких плотных аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Верхняя часть разреза досреднеюрских пород сложена сероцветными терригенными образованиями верхнего триаса — нижней юры [Долицкая и др., 1980], выделяемыми под названием чушкакульской серии [Гарецкий, 1961]. Ашиктайпакская скв. 2 прошла 1,5 км и из них не вышла. Породы чушкакульской серии представлены крепкими, плотными аргиллитами, алевролитами и песчаниками от черного до серого цвета.

На территории Северо-Западного Устья на временах 1,7–2,2 с непрерывно прослеживается опорная, динамически ярко выраженная отраженная волна, выделяемая под индексом III. Она регистрируется трех-четырёхфазным колебанием с наиболее интенсивной второй фазой. Отражающему горизонту III соответствует преломляющая граница с выдержанной граничной скоростью 4,5–4,7 км/с. Отражающая и преломляющая границы стратифицируются по многочисленным привязкам к скважинам как кровля юрских отложений.

На северо-востоке исследуемой территории в пределах свода Южно-Эмбенского поднятия ниже отражающего горизонта III с выдержанным временным интервалом 0,4 с регистрируется опорный отражающий горизонт "б". Отвечающая ему волна представляет собой довольно сложное, интерференционное колебание, выраженные в временных разрезах серией разрозненных, интерферирующих друг с другом осей синфазности, наблюдающихся на одном гипсометрическом уровне и объединяющихся в единую

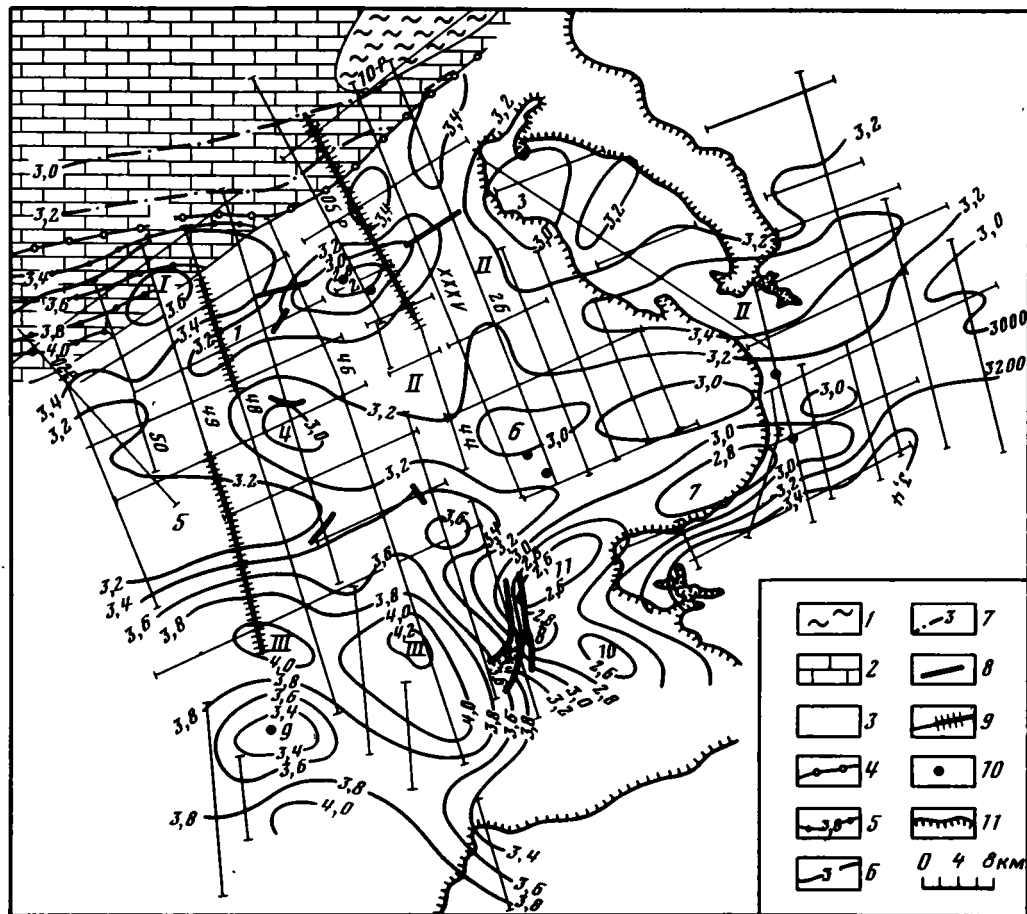


Рис. 67. Структурная карта по отражающему горизонту V (подошва средней коры)

1, 2 — Южно-Эмбенское поднятие: 1 — деформированный верхнедевонско-нижнекарбонный комплекс, 2 — верхневизейско-нижнепермский (докунгурский) чехол, в строении которого участвует толща карбонатов; 3 — досреднеюрский терригенный чехол Северо-Устьортского прогиба; 4 — линия перехода сейсмического горизонта V в горизонт "б"; 5—7 — стратонизогипсы сейсмических горизонтов (в км); 8 — K_1 — поверхности верхневизейско-нижнепермских (докунгурских) карбонатов, 6 — V, 7 — "б"; 9 — разломы; 10 — сейсмические профили и их номера (жирной линией с риской показаны фрагменты, приведенные на рис. 68, 69); 11 — скважины; 12 — чинк Устьорта. Поднятия: 1 — Букенское, 2 — Кумтубинское, 3 — Акжарское, 4 — Хордыкское, 5 — Жайылганское, 6 — Адамлинское, 7 — Ашктайпакское, 8 — Тышкандинское, 9 — Саргинское, 10 — Восточно-Саргинское, 11 — Северо-Саргинское. Мульды: I — Северо-Кумтубинская, II — Северо-Адамлинская, III — Северо-Тышкандинская

поверхность среза. Ниже отражающего горизонта "б" в волновом поле отсутствуют регулярные, протяженные однократные отраженные волны. Выделяются лишь непротяженные оси синфазности, дающие на временных разрезах разноориентированные разрозненные площадки. Отражающему горизонту "б" соответствует преломляющий горизонт с $V_T = 3,8-4,5$ км/с. Соответствующая ему преломленная волна осложнена многочисленными зонами интерференции. Характеристика отраженной и преломленной волн показывает, что под поверхность среза подходят терригенные породы, отличающиеся повышенной дислоцированностью и пониженной плотностью. По привязкам к глубоким скв. 4 и 7 Турсайской и П-1 Северо-Мынсуалмасской площадей отражающий горизонт "б" и соответствующий ему низкоскоростной преломляющий горизонт стратифицируются подошвой средней коры — поверхностью деформированных пород верхнедевонско-нижнекарбонного комплекса.

В пределах Южно-Эмбенского поднятия западнее меридиана урочища Тугаракчан интенсивность и динамическая выраженность волны "б" значительно усиливаются и она отличается более простой формой записи. Ей отвечает интенсивное, обычно двухфазное, устойчиво прослеживаемое отражение. Отраженной волне "б" здесь соответствует преломленная волна t_K с выдержанными кажущимися скоростями 5,8–6,2 км/с. Она отличается простой, не осложненной интерференционными явлениями формой записи.

В том же районе ниже горизонта "б" в интервале времен 0,4–0,6 с появляется группа четких отраженных волн D , K_2 и K_1 . Волны группы K (K_1 , K_2) образуют сложный волновой пакет. Наиболее динамически выражена двухфазная интенсивная волна K_1 (P_2 Прикаспийской впадины), совпадающая с рассмотренными выше отраженной волной "б" и преломленной волной t_K . Отраженная волна K_2 , залегающая внутри волнового пакета, менее динамически выражена, что связано со сложной внутренней структурой всего волнового пакета и выделением здесь еще нескольких непротяженных и разрозненных осей синфазности, образующих между собой клинья и раздувы. Отраженная волна D (P_2 Прикаспийской впадины), венчающая снизу весь волновой пакет, является наиболее сложной, многофазной, часто осложненной интерференционными явлениями. На временных разрезах отражающий горизонт D следится как низкочастотное отражение, состоящее из трех-четырех осей синфазности, часто осложненных интерференционными явлениями и разрывами в корреляции. Восточнее меридиана урочища Тугаракчан в сводовой части Южно-Эмбенского поднятия все сейсмические горизонты группы K последовательно срезаются горизонтом "б".

По привязкам к скв. 3, 2а площади Туресай и скв. 1,2 площади Сарыкум отражающие горизонты группы K и отвечающий их кровле высокоскоростной преломляющий горизонт связываются с верхневизейско-нижнепермским карбонатным комплексом. Сейсмический горизонт D отвечает его подошве или поверхности верхнедевонско-нижнекарбонатового терригенного деформированного комплекса.

На южном крыле Южно-Эмбенского поднятия интенсивность волны "б" снижается, а характер прослеживания ухудшается. Это свидетельствует о том, что здесь на отражающей поверхности "б" происходит менее резкий скачок акустической жесткости, чем непосредственно к северу в осевой зоне поднятия, но все же большей величины по сравнению с районами свода, где на предсреднеюрский срез выходят деформированные терригенные породы верхнедевонско-нижнекарбонатового комплекса.

Отражающему горизонту "б" южного крыла Южно-Эмбенского поднятия отвечает также высокоскоростной преломляющий горизонт с выдержанной высокой граничной скоростью 6,0–6,4 км/с. Соответствующая ему преломленная волна отличается простой, не осложненной интерференционными явлениями формой записи, однако интервал ее прослеживания резко в первых вступлениях сокращается до 3–4 км, после чего она резко затухает.

По всем субмеридиональным профилям КМПВ, пересекающим вкрест простирания Южно-Эмбенское поднятие, преломляющая граница с $V_T = 6$ км/с прослеживается на южном склоне не более 3–5 км к югу от близширотного сейсмического профиля МОГТ 10-Р.

От осевой зоны Южно-Эмбенского поднятия к его южному крылу непрерывно коррелируются отраженные волны K_1 и D . Однако внутренняя структура волнового поля между отражениями K_1 и D изменяется. В интервале 0,3–0,4 с между отражениями K_1 и D нет четких регулярных осей синфазности. Приведенные параметры волновых полей свидетельствуют об относительно небольшой (до 500 м) мощности карбонатов в верхневизейско-нижнепермском комплексе южного крыла Южно-Эмбенского поднятия. Основную же часть его разреза здесь, по-видимому, составляют терригенные образования.

К югу, на южном крыле Южно-Эмбенского поднятия, и западу, на его юго-западном периклинальном погружении, сейсмический отражающий горизонт "б" непосредственно переходит в отражающий горизонт V . Последнему отвечает волна, представляющая собой двухфазное, динамически не резко выраженное, переменной интенсивности колебание. Она не имеет непрерывной фазовой корреляции за счет осложненных интерференционными явлениями особенно в зонах крупных поднятий, где наблюдается частое подклинивание осей синфазности. Однако именно благодаря своим специфическим особенностям отражающий горизонт V является маркирующим. По мно-

гочисленным привязкам к скважинам он стратифицируется подошвой средней юры. Горизонт V начинает регистрироваться там, где под среднеюрскими отложениями появляются посленижнепермские (преимущественно верхнетриас-нижнеюрские терригенные сероцветные образования), т.е. на территории Северо-Устьюртского прогиба и на западной периклинали Южно-Эмбенского поднятия. Там, где на подошву средней юры выходят доверхнепермские породы (Южно-Эмбенского поднятия), сейсмический горизонт V сменяется горизонтом "б".

К югу от зоны перехода горизонта "б" в горизонт V отражающий сейсмический горизонт Д, связанный с поверхностью среза деформированных пород верхнедевонско-нижнекарбонového комплекса, на территории Северо-Устьюртского прогиба погружается на большие глубины. В волновом поле досреднеюрского разреза здесь устанавливается от 6 до 10—11 устойчивых, протяженных по площади и хорошо динамически выраженных волн.

Ниже отражающего горизонта V выделяются четыре отражающих горизонта, залегающих почти согласно и резко воздымающихся к сводам поднятий. Верхние из них V_1 и V_2 характеризуются двухфазными отражениями, превышающими по интенсивности отражение от горизонта V.

Ниже горизонта V_2 повсеместно прослеживаются еще два сближенных отражающих горизонта. Отраженные волны от них обладают устойчивыми по площади динамическими параметрами. Они регистрируются в виде пары интенсивных волн. Первая волна V_a преобладает по интенсивности и имеет до четырех фаз, вторая волна V_{a1} — двухфазная и менее интенсивная. Волны V_a и V_{a1} следятся с интервалом до 0,2 с, легко распознаются на временных разрезах благодаря своим особенностям и являются маркирующими по площади.

Рассмотренные отражающие горизонты залегают почти согласно и в присводовых частях поднятий срезаются горизонтом V. По привязкам к скважинам сейсмические горизонты группы V_1 — V_{a1} относятся к сероцветным образованиям верхнего триаса — нижней юры, причем нижний отвечает их подошве. Сейсмический горизонт V_a прослежен в западной части Южно-Эмбенского поднятия, где под ним устанавливается горизонт K_1 .

На территории Северо-Устьюртского прогиба ниже отражающего горизонта V_{a1} во временном интервале до 0,6 с обычно отсутствуют регулярные протяженные отраженные волны. По привязкам к многочисленным скважинам сейсмически "слепой" интервал отвечает пестроцветным образованиям верхней перми — среднего триаса. По стандартному коротажу скважин здесь отсутствуют четкие маркирующие физические границы, поэтому, вероятно, здесь нет и резких разделов акустической жесткости. Однако в средней части этого комплекса выделяется плохо динамически выраженный отражающий горизонт, которому дан индекс VI. Волна VI наблюдается в виде двух-, реже трехфазного колебания переменной по площади интенсивности. На севере сейсмический горизонт VI отделен от сейсмического горизонта K_1 . Однако они практически везде разделены зоной (до 3—4 км в поперечнике) потери сейсмической корреляции. На территории Северного Устьюрта отражающему горизонту VI соответствует преломляющий горизонт T_3 с выдержанной граничной скоростью 5,4—5,5 км/с.

Ниже отражающего горизонта VI с равномерным временным интервалом порядка 0,3 с регистрируются три протяженных отражающих горизонта PZ' , Z'' и PZ''' . Горизонт PZ' динамически выражен не столь четко, как два последующих. Отвечающая ему волна имеет двухфазное колебание с относительно небольшой амплитудой. Отраженные волны PZ'' и PZ''' представляют собой характерную пару отражений со стабильными динамическими и кинематическими параметрами. Отраженная волна PZ'' регистрируется в виде устойчивого цуга трех-, реже четырехфазного интенсивного колебания. Волна PZ'' отличается простым, в основном двухфазным, но достаточно интенсивным колебанием. Все три отражающие границы залегают практически согласно. На северном борту Северо-Устьюртского прогиба отражающая граница PZ''' сливается с отражающим горизонтом Д. Отражающие границы PZ' и PZ'' при движении на север сходятся и находятся в близком стратиграфическом уровне с отражающими сейсмическими горизонтами группы K, разделяясь зоной (до 3—4 км в поперечнике) потери сейсмической корреляции.

Наиболее глубокие волны группы Д характеризуются интенсивными и многочис-

ленными колебаниями с низким (до 0,05 с) периодом. Первая волна из этой группы имеет трех-пятифазное сложное интерференционное колебание. На временных разрезах горизонт Д следует в виде крутонаклоненной границы, состоящей из коротких осей синфазности и осложненной протяженными зонами дифракции, "петлями" и "клиньями". В наиболее приподнятой части свода Южно-Эмбенского поднятия горизонт Д сливается с горизонтом "б", а на рассматриваемой территории Северного Устья прослеживается на уровне залегания преломляющей границы T_{Φ} . Характер волнового поля свидетельствует о том, что отражающий горизонт Д в пределах Южно-Эмбенского поднятия и северного борта Северо-Устьюртского прогиба является поверхностью среза, к которой подходят разнонаклоненные слои. Южнее широты Кумтубе ниже горизонта Д следуют короткие, многофазные и интенсивные отражения с субпараллельными горизонтальными осями синфазности.

Высокоскоростной преломляющий сейсмический горизонт T_K к югу непосредственно сменяется горизонтом T_3 с граничной скоростью 5,4–5,5 км/с. Практически он совпадает с отражающим горизонтом VI. Выше горизонта T_3 появляется преломляющий горизонт T_2 с $V_T = 4,8$ –5,2 км/с, а ниже — T_{Φ} с $V_T = 6$ –6,2 км/с. Последний регистрируется на обширных пространствах Прикаспийской впадины и Северо-Устьюртского прогиба и отождествляется с поверхностью докембрийского фундамента [Геологическое. . . , 1970; Сапожников, 1973, 1978].

Рассмотренные отражающие и преломляющие сейсмические горизонты Северо-Устьюртского прогиба ниже отражающего горизонта Va_1 в настоящее время скважинами не достигнуты. Однако их непосредственное сопряжение с сейсмическими горизонтами южного крыла Южно-Эмбенского поднятия позволяет провести их принципиальную стратификацию. Отражающий горизонт VI и преломляющий горизонт T_3 находятся внутри красноцветных образований верхней перми — среднего триаса. Преломляющий горизонт T_2 находится в верхней части пестроцветного верхнепермско-среднетриасового комплекса. Отражающие горизонты PZ' , PZ'' и PZ''' расположены соответственно в кровле и внутри верхневизейско-нижнепермских образований. Отсутствие высокоскоростного преломляющего горизонта в досреднеюрском осадочном чехле Северо-Устьюртского прогиба доказывает преимущественно терригенный состав слагающих его пород. Следовательно, в зоне перехода южного крыла Южно-Эмбенского поднятия в северный борт Северо-Устьюртского прогиба верхневизейско-нижнепермские карбонаты и терригены переходят в более мощные одновозрастные терригенные образования (см. рис. 67), что приводит к смене по латерали отражающих горизонтов K_1 , K_2 и преломляющего T_K на PZ' , PZ'' , PZ''' , Д.

На северо-востоке в пределах свода Южно-Эмбенского поднятия, горизонт "б" на сейсмическом профиле 10-Р залегает на глубине 2,2 км. К юго-западу наблюдается его пологое погружение до 2,4 км. В то же время горизонт Д погружается до 6,5 км, а мощность вышележащего досреднеюрского комплекса пород возрастает до 4 км. В образованном клине досреднеюрские слои также наклонены к юго-западу, а наращивание их мощности происходит за счет постепенного разрастания составляющих его толщ и последовательного появления под поверхностью среза молодых образований. Между сейсмическими горизонтами Va и K_1 установлен клин верхнепермско-среднетриасовых отложений. Исключение составляют высокоскоростные карбонатные породы, сокращающиеся в мощности от 1,5 км до 500–300 м. В крайней юго-западной части профиля 10-Р в верхнедевонско-нижнекарбонатовом комплексе пород начинают следовать отражающие границы, имеющие наклон, близкий к их поверхности и вышележащим досреднеюрским слоям.

На северных концах субмеридиональных профилей сейсмический горизонт, связанный с поверхностью верхнедевонско-нижнекарбонатового комплекса, залегает на отметках 2,5–3 км в непосредственной близости от сейсмического горизонта "б". Мощность заключенных между ними слоистых досреднеюрских образований не превышает 400–800 м. По сейсмическим профилям 26 и XXXV сейсмический горизонт Д ступенчато опускается и через 35 км погружается до 9–9,5 км, а мощность досреднеюрского слоистого разреза здесь возрастает до 4,5–5 км. На более западных субмеридиональных профилях 44,5-Р, 46–50 и 2-Р подошва юры залегает на глубинах около 2,5–2,8 км, а поверхность верхнедевонско-нижнекарбонатового комплекса на 3,5–4,5 км и более. Между ними располагается комплекс досреднеюрских образований, мощность которого здесь 1 – 1,5 км. Ниже поверхности до верхнедевонско-нижнекар-

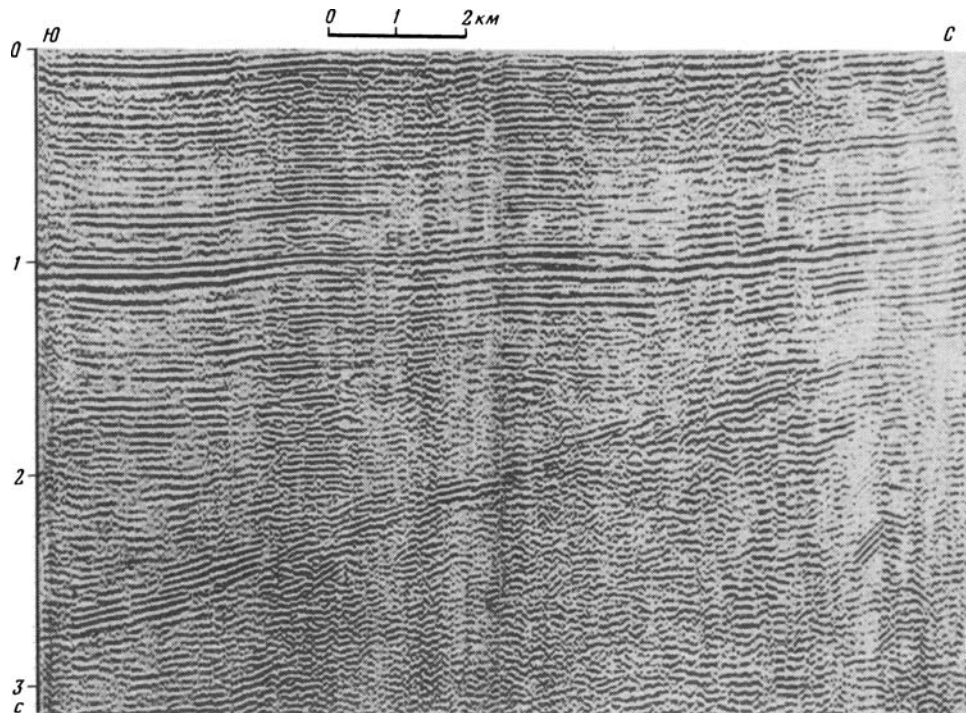


Рис. 68. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 44, показывающий конседиментационное увеличение мощности досреднеюрских образований с переходом палеозойских карбонатов в одновозрастные терригенные отложения на южном склоне Южно-Эмбенского поднятия

онового комплекса пород на профилях 44,46–48 устанавливаются непротяженные (первые километры) отражающие горизонты, в общем имеющие согласные ей, но несколько более крутые наклоны. К юго-юго-востоку по всем профилям поверхность верхнедевонско-нижнекарбового комплекса плавно погружается и через 30–35 км располагается на глубине 8,5–9,5 км. По всем профилям одновременно мощности досреднеюрского слоистого комплекса увеличиваются до 4–4,5 км за счет постепенного наращивания составляющих его толщ, появления под подошвой средней юры молодых подразделений, срезаемых к северу, и трансгрессивному налеганию на поверхность верхнего девона – нижнего карбона при движении на юг все более древних слоев (рис. 68). Однако первый фактор играет решающую роль.

Все слои досреднеюрского комплекса пород имеют региональный наклон к югу. На его фоне вырисовываются протяженные (до 1–3 км в поперечнике) зоны потери сейсмической корреляции и плавные антиклинальные (рис. 69) и синклинальные изгибы.

Структурные построения, проведенные по сейсмическому горизонту PZ'' (рис. 70), намечают на севере исследуемой территории южное крыло Южно-Эмбенского погребенного палеозойского поднятия. В его пределах он погружается с 4,8–5 до 6–6,5 км при градиенте до 125 м/км. На фоне моноклиального погружения намечаются небольшие (6–7 X 2–3 км) мульды, ориентированные параллельно склону. С юга он ограничен Кумтюрбинской ступенью. Последняя также имеет юго-западное простираение. В районе сейсмического профиля 26 ступень испытывает коленообразный изгиб к югу. Западной части Кумтюрбинской ступени отвечает зона потери корреляции сейсмического горизонта PZ''.

К югу от Кумтюрбинской ступени сейсмический горизонт PZ'' испытывает дальнейшее погружение, намечая Северо-Адамлинскую мульду. Она имеет запад-юго-западную ориентировку и состоит из трех ванн, разделенных седловинами. В восточной, наиболее глубокой из них, сейсмический горизонт PZ'' погружен до –9,8 км. Восточ-

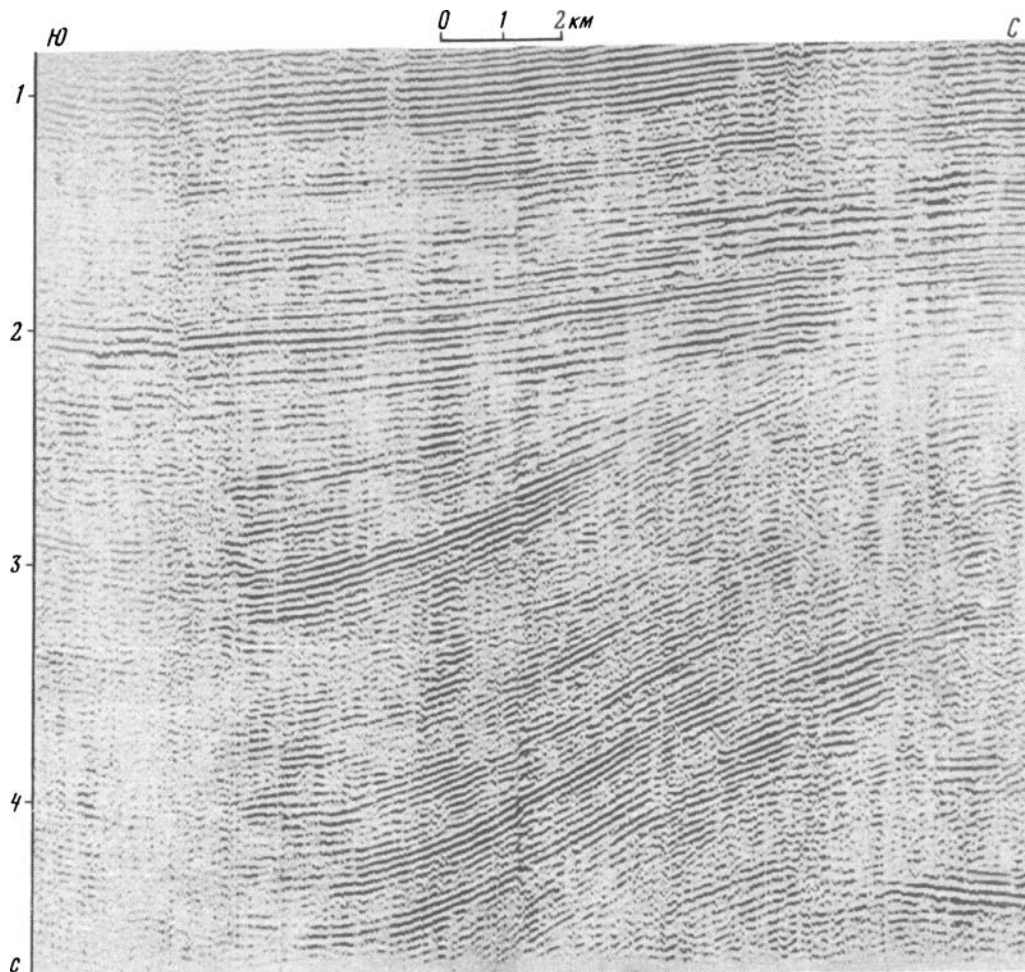


Рис. 69. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 49, показывающий срезание и конседиментационное утонение верхнетриас-нижнеюрских слоев и подобное залегание доверхнетриасовых горизонтов на южном крыле Жайылганского поднятия

ная ее часть осталась не изученной. На крутом северном крыле его наклон достигает 700 м/км, а на пологом южном уменьшается до 320 м/км. Средняя ванна Северо-Адамлинской мульды имеет неправильные изогнутые очертания, более плоское и менее глубокое (до -7,4 км) дно. Наклон сейсмического горизонта PZ'' на ее крыльях не превышает 100 м/км. К западу наблюдается общее сужение Северо-Адамлинской мульды и крайняя составляющая ее ванна имеет небольшие размеры (10 X 6 км) и минимальную глубину (7 км). Седловины, разделяющие ванны, характеризуются изометричными очертаниями при залегании сейсмического горизонта PZ'' на отметках от -6,4 до -6,8 км. Восточная из них выделяется под названием Тобинского поднятия, оконтоуренного изогипсой - 6,8 км. С юга оно осложнено широтным разломом, по которому южный блок опущен примерно на 200 м. На площади Северо-Адамлинской мульды обнаружено еще несколько непротяженных разломов, малоамплитудных (до 100 м), широтного простирания.

С юга западную часть Северо-Адамлинской мульды ограничивает Жайылганское поднятие. Оно слегка вытянуто с северо-запада на юго-восток, где приобретает широтное направление. На северо-западе Жайылганское поднятие подходит к Кумтюринской ступени, тем самым являясь западным ограничением Северо-Адамлинской

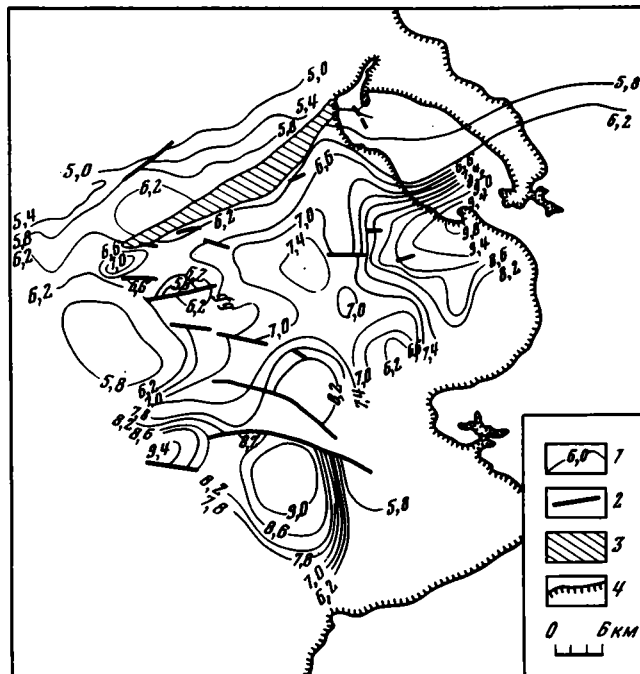


Рис. 70. Структурная карта по отражающему горизонту PZ'' (внутри карбона)

1 — стратеоизогипсы по отражающему горизонту PZ'' (в км); 2 — разломы; 3 — площади потери корреляции отражающего горизонта PZ''; 4 — чинк Устырта

мульды. На своде Жайылганского поднятия сейсмический горизонт PZ'' поднимается до $-5,6$ км, а его наклон на крыльях не превышает $100-120$ м/км. Восточная часть Жайылганского поднятия осложнена Хорлыкским куполом. Его свод рассечен широтным разломом, по которому южный блок опущен на $400-500$ м.

С востока Жайылганское поднятие сопряжено с Тышкандинской мульдой сердцевидной формы. Ее составляют три округлые ванны, в западной, наиболее глубокой из которых сейсмический горизонт PZ'' опущен до $-9,4$ км. На наиболее крутом восточном крыле южной ванны его наклон достигает 850 м/км. Ванны разделены седловинами, северная из которых представляет собой горст. Смещения по его разломам составляют многие сотни метров. Северная ванна непосредственно переходит к средней ванне Северо-Адамлинской мульды. Их разграничивает неширокая и неглубокая седловина, являющаяся далекой восточной периклиналью Жайылганского поднятия. Последнее к востоку переходит в Адамлинское поднятие куполовидной формы. В его своде сейсмический горизонт PZ'' поднимается до $-6,2$ км. Южная часть поднятия в настоящее время не изучена.

По сейсмическому горизонту Va (рис. 71) южное крыло Южно-Эмбенского поднятия вырисовывается изогипсами $-(3,5 \div 3,9)$ км. К югу от поднятия также отчетливо намечается Кумтюбинская ступень, характеризующаяся отсутствием сейсмического горизонта Va. На западе между ними установлена Северо-Кумтюбинская мульда, где этот горизонт погружается до $-4,5$ км. На востоке в виде отходящего от Кумтюбинской ступени к югу выступа вырисовывается по изогипсам $-(3,6 \div 3,8)$ км Акжарское поднятие. Северо-Адамлинская мульда по сейсмическому горизонту Va отчетливо приобретает широтную линейную ориентировку. Изометричность ванн по нему исчезает. Намечено восточное замыкание мульды. В наиболее погруженной восточной ванне сейсмический горизонт Va погружен до $-5,5$ км. Жайылганское поднятие характеризуется отсутствием сейсмического горизонта Va, а в присводовой части последний поднимается до $-(3,3 \div 3,4)$ км. На востоке Жайылганское поднятие непосредственно связано с Адамлинским и Ашиктайпакским поднятиями, образуя еди-

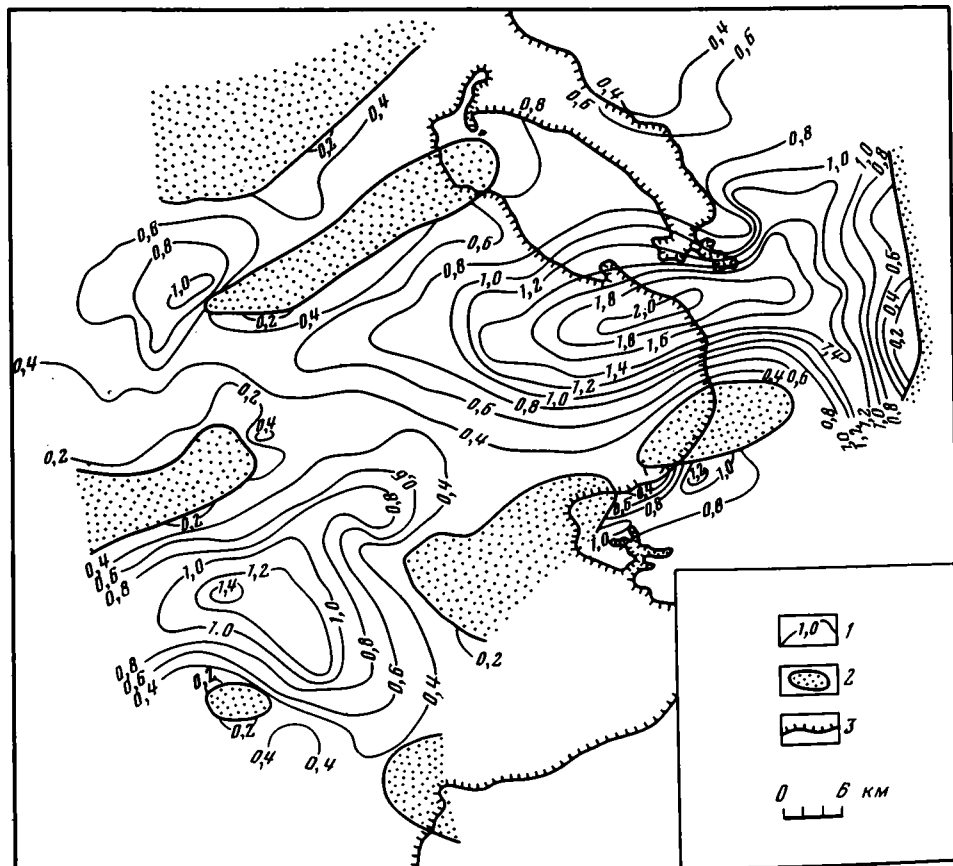


Рис. 72. Карта изопакит между отражающими горизонтами V и Va (верхний триас—нижняя юра)
 1 — изопакиты между отражающими горизонтами V и Va (в км); 2 — площади отсутствия отражений, заключенных между отражающими горизонтами V и Va; 3 — чинк Устьурта

С юга Адамлинское поднятие кулисно подставляется Ащиктайпакским. Последнее к востоку затухает. На западе оно отклоняется к югу и между ними намечается структурный залив, являющийся восточным отклонением Северо-Тышкандинской мульды. Ащиктайпакское поднятие к юго-западу сменяется Саргинским. Последнее изгибается к югу, а затем к юго-востоку. Саргинское поднятие состоит из нескольких брахиантклинальных и куполовидных вздутий (Северо-Саргинское, собственно Саргинское и Восточно-Саргинское). Первые две структуры рассечены меридиональным грабеном. В Ащиктайпакско-Саргинской полосе поднятий сейсмический горизонт V установлен на глубине 2,5–2,8 км, а в Саргинском грабене опущен до 2,9 км. В Северо-Тышкандинской мульде он погружен до 3,6–4,2 км, а в Тышкандинском и Аманжольском поднятиях поднимается до 3,3–3,5 км. Максимальные наклоны сейсмического горизонта V достигают 120 м/км. Однако чаще они не превышают 50–60 м/км.

Максимальная (2 км) мощность пород, заключенных между сейсмическими горизонтами V и Va (рис. 72) (верхний триас — нижняя юра) зафиксирована в Северо-Адамлинской мульде. В северо-Тышкандинской мульде она составляет 1,4 км, а в Северо-Кумтюринской — сокращается до 1 км. В сторону Южно-Эмбенского погребенного палеозойского поднятия ее значения уменьшаются до 0,4 км, и верхнетриас-нижнеюрские отложения перекрывают западную часть его свода, и они вновь увеличиваются на северном склоне, уходя на территорию Прикаспийской впадины. Сво-

ды большинства поднятий характеризуются нулевыми значениями мощностей верхнетриас-нижнеюрских отложений.

Линия поднятий Кумтюбе—Акжар четко выражена в подошве среднеюрских отложений. В вышележащих слоях платформенного чехла ее структурная выраженность постепенно затушевывается. В досреднеюрском разрезе ей отвечает зона потери корреляции всех сейсмических горизонтов. Судя по их гипсометрическому положению непосредственно к северу и югу линии поднятий Кумтюбе—Акжар по досреднеюрским слоям соответствует в структурном отношении плоская ступень. Только по сейсмическому профилю 5-Р линия поднятий Кумтюбе—Акжар по горизонту Д выражена пологим антиклинальным перегибом. Близкое строение имеют Ащиктапакское, Саргинское и Тышкандинское поднятия. В досреднеюрском разрезе им отвечает зона потери корреляции всех сейсмических горизонтов. К северу от Саргинского поднятия они гипсометрически располагаются выше. Между сейсмическими горизонтами PZ'' и Д здесь наблюдается раздвиг мощностей заключенных между ними отложений по их восстанию, и максимальная мощность зафиксирована в непосредственной близости от зоны потери сейсмической корреляции. Напротив, по падению они сходятся практически в один горизонт на площади смежной мульды. Аналогичный раздвиг мощностей между сейсмическими горизонтами PZ'' и PZ''' зафиксирован по их восстанию в сторону зоны потери корреляции свода Тышкандинского поднятия.

Жайылганское и Адамлинское поднятия среднеюрско-кайнозойского платформенного чехла, напротив, четко выражены по всем сейсмическим горизонтам среднеюрского разреза (см. рис. 69). Все слои ниже сейсмического горизонта Va здесь имеют практически подобное залегание. Верхнетриас-нижнепермские отложения к поднятию конседиментационно утоняются (до 1 км) и одновременно срезаются подошвой средней юры.

Проведенный анализ сейсмических материалов МОГТ позволяет наметить в северной части исследованной территории западное погружение Южно-Эмбенского погребенного палеозойского поднятия. Его свод сложен деформированными толщами верхнего девона — нижнего карбона, непосредственно выходящими на предсреднеюрскую поверхность. Их мощность оценивается по материалам КМПВ в 6 км [Дальян и др., 1975]. С севера деформированный комплекс верхнего девона — нижнего карбона оборван разломом, за которым он залегает полого и сокращается в мощности. К югу комплекс также постепенно утоняется в мощности и в районе Северо-Адамлинской мульды не превышает 1 км, деформации в нем ослабевают и он переходит в чехол (рис. 73). Таким образом, верхнедевонско-нижнекарбонный комплекс складывается асимметричное складчатое сооружение. Его осевая, наиболее мощная деформированная зона пород верхнего девона — нижнего карбона прижата к разлому северного ограничения. К югу она постепенно сужается в виде погружающегося клина. К западу-юго-западу по простиранию и югу вкрест простирания Южно-Эмбенского складчатого сооружения погружающаяся поверхность деформированного верхнедевонско-нижнекарбонного комплекса пород перекрывается пологолежащими терригенными посленижневизейскими слоями, которые зетем наращиваются более молодым карбонатным комплексом карбона и, возможно, нижней перми общей мощностью 1,5 км. По поверхности карбонатов Южно-Эмбенское поднятие в виде четко выраженного горста протягивается еще далеко на запад-юго-запад, отделяя Прикаспийскую впадину от Северо-Устьюртского прогиба. Деформированность верхнедевонско-нижневизейского комплекса в этом направлении ослабевает, а мощность его сокращается. К северу карбонатный комплекс на территории южного борта Прикаспийской впадины выклинивается, замещаясь разновозрастными маломощными депрессионными фациями [Яншин и др., 1979, 1980]. К югу на территории Северо-Устьюртского прогиба он сменяется быстро увеличивающимися в мощности (до 1,5–2 км) терригенными образованиями. Верхнюю часть разреза досреднеюрских пород Северо-Западного Устьюрта составляет пестроцветный комплекс верхней перми — среднего триаса (2,5–3 км) и сероцветный комплекс верхнего триаса — нижней юры (до 2 км). Первый из них к своду Южно-Эмбенского поднятия выклинивается, а второй, резко к нему утоняясь, непосредственно ложится на палеозойские карбонаты, вновь увеличиваясь на северном его крыле.

Консолидация фундамента на территории Северо-Западного Устьюрта и в прилегающих районах Прикаспийской впадины произошла в докембрийское время. В позд-

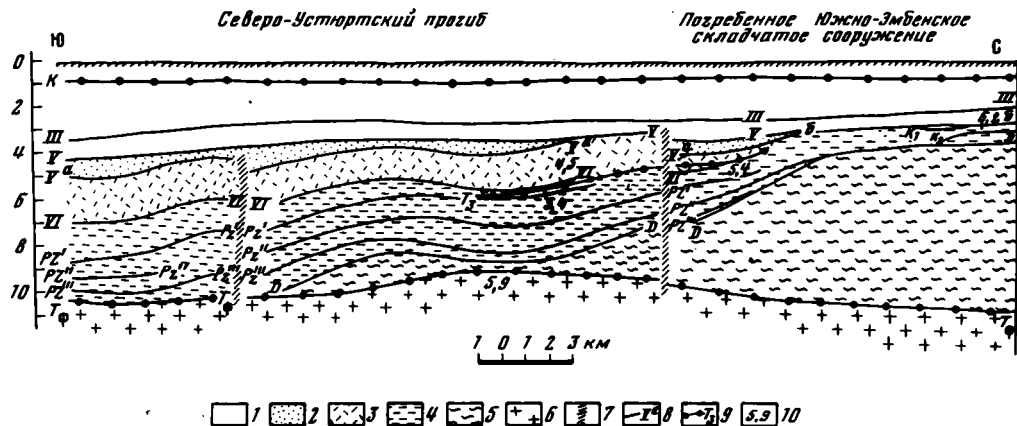


Рис. 73. Принципиальный геолого-геофизический разрез по линии сейсмического профиля 46
Отложения: 1 — посленижнеюрские, 2 — верхнетриас-нижнеюрские, 3 — верхнепермско-средне-триасовые, 4 — верхневизейско-нижнепермские, 5 — доверхневизейские; 6 — докембрийский фундамент; 7 — разломы; 8, 9 — опорные сейсмические горизонты: 8 — отражающие, 9 — преломляющие; 10 — границы скорости (в км/с). Сейсмические горизонты: К — кровля мела, III — подошва мела, Vб — подошва средней юры, Va — кровля верхнего триаса-нижней юры, VI — кровля нижней перми, PZ', PZ'', PZ''' — внутри терригенного верхневизейско-нижнепермского комплекса, K₁, K₂ — внутри карбонатного верхневизейско-нижнепермского комплекса, T₃ — близ поверхности палеозоя, T_ф — кровля докембрийского фундамента

нем девоне — раннем карбоне вдоль глубинных разломов здесь существовал трог (моноклиналь), в котором происходило накопление мощных толщ граувакковой формации [Яншин и др., 1971]. К северу и югу от него одновозрастные осадки формировались в существенно меньших мощностях. В предпозднедевизейское время осадки трога подверглись складчатости. Движение масс происходило с юга на север, возможно, приводя к образованию системы тектонических пластин, наклоненных с севера на юг [Кунин, Сапожников, 1969; Бреннер и др., 1979]. Северным ограничением допозднедевизейских деформаций являлся глубинный субширотный разлом, по-видимому, служащий упоромдвигающихся с юга масс горных пород. Его наличие и однонаправленный северный стресс привели к созданию резко асимметричного Южно-Эмбенского складчатого сооружения, где максимум деформаций и мощностей верхнедевонско-нижнекарбонového комплекса непосредственно сопряжены с разломом северного его ограничения. Именно эта зона на протяжении всего последующего досреднеюрского этапа платформенного развития явилась относительным поднятием, разделившим седиментационные бассейны Прикаспийской впадины и Северо-Устьюртского прогиба. В пределах последнего в течение всего позднедевонского, карбонového, пермского, триасового и раннеюрского времени в условиях эпиконтинентального бассейна шло накопление терригенных осадков умеренной мощности, сносимых с районов Урала, Аральского моря, Кызылкумов и Кара-Богаз-Гола. С позднедевизейского времени начал сказываться относительный рост Южно-Эмбенского поднятия, приведший к региональному утонению досреднеюрских слоев с юга на север. В познедевизейское — раннепермское время терригенного материала поступало мало, и в западной части Южно-Эмбенского поднятия отлагались карбонатные осадки. Палеозойско-раннемезозойское развитие привело к образованию на территории Северо-Западного Устьюрта мощного осадочного комплекса. В тектоническом плане он представляет собой доплитный платформенный чехол [Гарецкий и др., 1972, 1973; Шлезингер, 1974]. Со среднеюрской эпохи на территории Северо-Западного Устьюрта началось образование ортоплатформенного чехла.

В позднем триасе намечился относительный рост локальных структур. Интенсивный импульс тектонических движений имел место в предсреднеюрское время. Он привел к срезу ранее накопившихся осадков, величина которых достигла многих сотен метров, а местами и первых километров. На локальных поднятиях Северо-Западного Устьюрта были повсеместно уничтожены верхнетриас-нижнеюрские отложения

и на поверхность выведены пестроцветные образования верхней перми — среднего триаса. Максимальная величина среза достигла в пределах Южно-Эмбенского поднятия, где глубокому размыву подвергся верхнедевонско-нижнекарбонный деформированный комплекс.

Жайылганское поднятие, судя по морфологии, обусловлено боковыми движениями фундамента (штамповая структура). Кумтюрбинская линия поднятий, Саргинское и Тышкандинское поднятия возникли над зонами разломов. Досреднеюрские породы здесь, по-видимому, испытали сильное сжатие и деформацию. На Саргинском и Тышкандинском поднятиях намечаются даже следы диапиризма, связанные с пластичным материалом скорее всего верхнедевонско-нижнекарбонных пород. Вероятно, возникшие здесь локальные горизонтальные напряжения в среднеюрское и последующее время реализовались в виде относительного поднятия, создав локальные структуры чехла.

Обнаружение на Северо-Западном Устьюрте пологолежащих палеозойских образований существенно увеличивает потенциальные возможности досреднеюрского комплекса пород. Наибольший интерес представляет свод Южно-Эмбенского поднятия, покрытый карбонатным палеозойским панцирем. В нем, несомненно, существуют отдельные рифогенные вздутия и локальные поднятия, которые могут быть ловушками углеводородов. Этот район требует постановки специальных детальных сейсмических исследований МОГТ с последующей передачей наиболее интересных объектов под глубокое разведочное бурение.

Вторым перспективным районом является южное крыло Южно-Эмбенского поднятия. Здесь происходит резкое утонение и выклинивание палеозойских слоев и замещение карбонатов терригенами. В самое ближайшее время в этом районе целесообразно заложение параметрической скважины для изучения вещественного состава пород и возможного нахождения ловушек углеводородов литологического типа.

Третьим объектом могут служить сероцветные образования верхнего триаса — нижней юры. Непосредственно к северу от Южно-Эмбенского поднятия в Прорвинском районе к ним приурочены промышленные скопления нефти. Наиболее перспективными участками могут быть зоны выклинивания и срезания на крыльях поднятий.

И, наконец, нельзя не учитывать палеозойские породы более погруженных (5 км и выше) районов Северо-Западного Устьюрта. Например, большой интерес представляет Жайылганское поднятие, четко выраженное по всем палеозойским слоям.

СТРОЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБОРТОВОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ (ЖАНАСУ-САРЫКУМСКИЙ УЧАСТОК) ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ МОГТ

С юго-востока Прикаспийская впадина ограничена Южно-Эмбенским поднятием. Последнее по одиночным буровым скважинам и региональным сейсмическим профилям КМПВ рассматривалось [Грачев, 1959; Яншин и др., 1961; Гарецкий и др., 1962; Дальян и др., 1975] как погребенное складчатое сооружение, сложенное терригенными (граувакковая формация) породами верхнего девона — нижнего карбона. С севера и юга оно обрывалось глубинными субвертикальными разломами, за которыми разновозрастные образования находились в составе чехла (на юге, в пределах Северо-Устьюртского прогиба — квазиплатформенного чехла). Верхневизейско-нижнепермские (докунгурские) карбонаты северного крыла Южно-Эмбенского поднятия на северо-западе замещались маломощными разновозрастными депрессионными фациями [Яншин и др., 1976, 1980; Чепелюгин, Шереметьева, 1978; Кирюхин и др., 1980, 1981; Нажметдинов, 1980].

В 1978 — 1981 гг. Турланской геофизической экспедицией отработана поисковая сеть сейсмических профилей МОГТ и КМПВ, охватывающая Жанасу-Сарыкумский участок прибортовой зоны Прикаспийской впадины (рис. 74).

В пределах Южно-Эмбенского поднятия терригенные деформированные породы верхнего девона — нижнего карбона (вплоть до нижневизейского подъяруса) вскры-

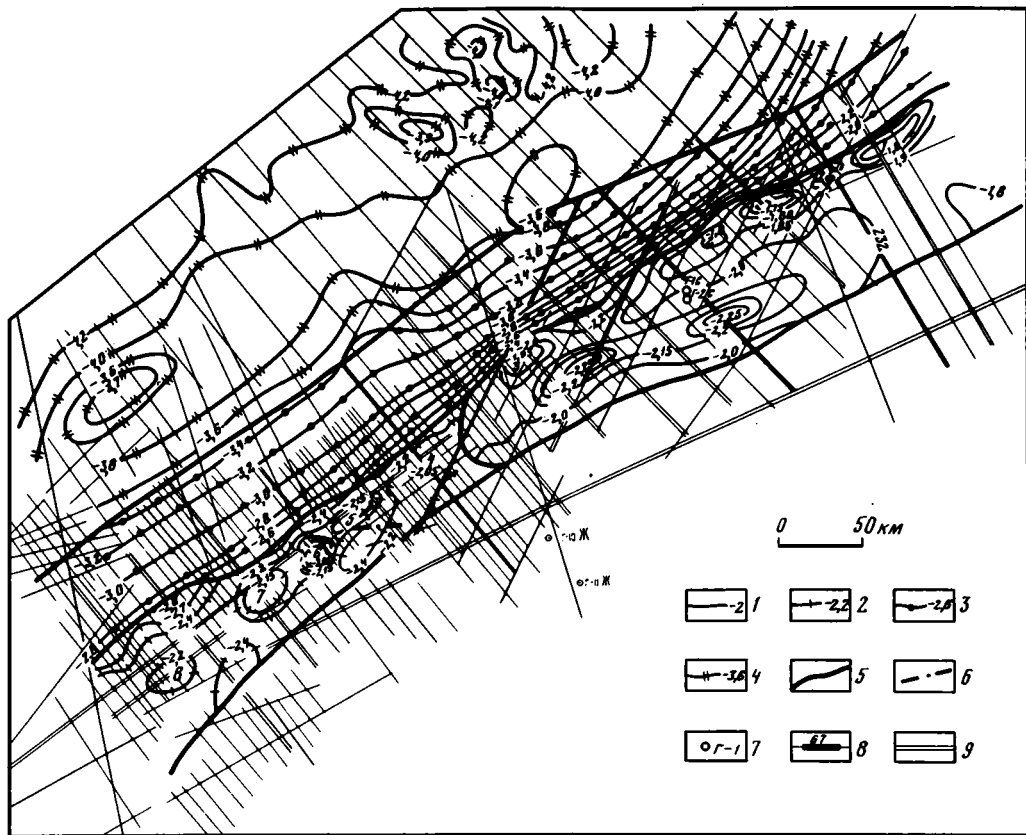


Рис. 74. Структурная карта по отражающим горизонтам K_1 , K_1^1 , P_2 , P_1 юго-восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления (Жанасу-Сарыкумский участок)

1—4 — изогипсы сейсмических горизонтов (в км); 1 — K_1 , 2 — K_1^1 , 3 — P_2 , 4 — P_1 ; 5 — границы прекращения регистрации сейсмических горизонтов; 6 — разрывное нарушение; 7 — глубокие буровые скважины; 8 — сейсмические профили МОГТ и их номера (жирной линией выделены профили, приводимые на рис. 75—77); 9 — то же, дублированные КМПВ. Антиклинальные складки: 1 — Кидыкты, 2 — Сарыкум—Коньярпа, 3 — Тюте, 4 — Северный Уртау, 5 — Уртау, 6 — Северный Сарыбулак, 7 — Сарыбулак, 8 — Актумсык. Разведочные площади: Ж — Жанасу, С — Сарыкум

ты общей мощностью до 2 км непосредственно под среднеюрскими отложениями на площадях Жанасу (скв. 10, 11), Туресай (скв. 4, 7) и Северо-Мынсуалмасской (скв. 1-П, 2-П). Они надстраиваются карбонатным комплексом нижнего (начиная с верхневизейского подъяруса), среднего, верхнего карбона и нижней перми (ассельский и сакмарский ярусы) общей мощностью до 2—2,5 км, обнаруженным на площадях Сарыкум (скв. 1, 2) и Туресай (скв. 3, 2а) [Грачев, 1959; Гарецкий и др., 1961а, б; Яншин и др., 1961; Днепров, 1962; Геология СССР..., 1970]. Причем в строении верхней нижнепермской части разреза (до 700—750 м) участвуют, помимо известняков, в том числе и рифогенных [Прошляков, Васильев, 1962], темно-серые карбонатные глины и ангидриты.

На территории Южно-Эмбенского поднятия на временах 1,1—1,2 с непрерывно прослеживается опорная, динамически выраженная отраженная волна, выделяемая под индексом III. Отражающий горизонт III по многочисленным привязкам к скважинам стратифицируется как кровля юрских отложений.

Ниже отражающего горизонта III с временным интервалом 0,35—0,40 с регистрируется отражающий горизонт "б". Отвечающая ему волна представляет собой достаточно интенсивное, довольно простое, в основном двухфазное колебание с видимым периодом 0,030—0,035 с. По данным бурения сейсмический горизонт "б" соответствует

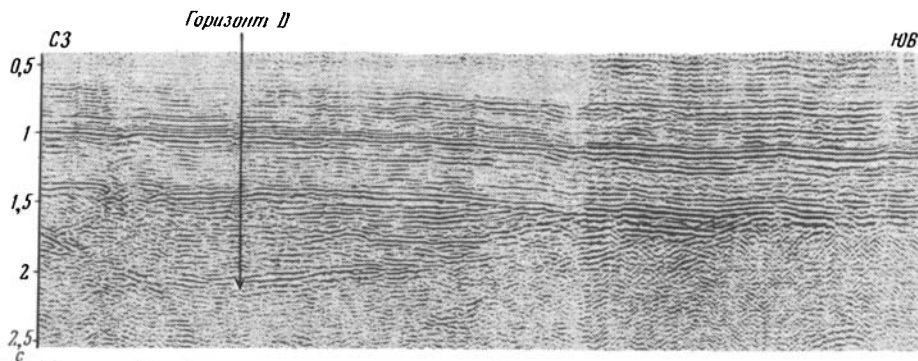


Рис. 75. Временной сейсмический разрез профиля 232, показывающий срезание горизонтов "б" и D подстилающих слоев

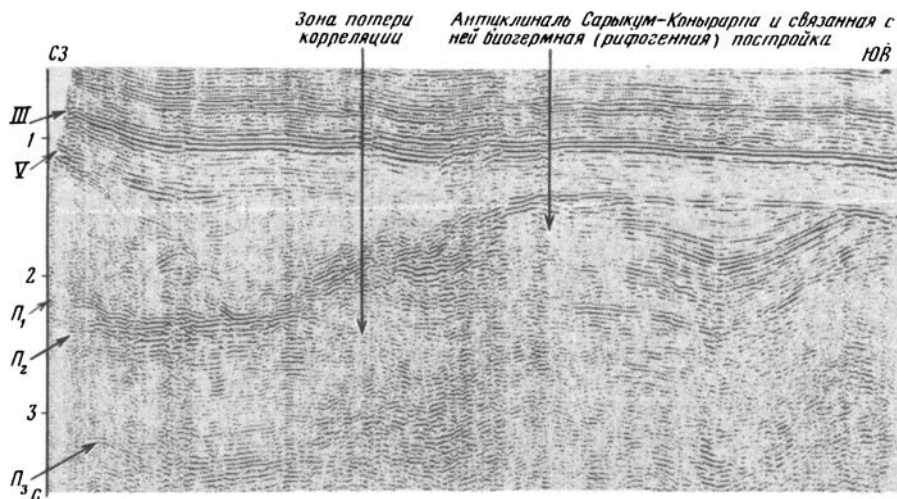


Рис. 76. Временной сейсмический разрез профиля 67, показывающий условия залегания верхне-визейско-сакмарских слоев на антиклинали Сарыкүм—Конырапта. В левой части разреза следует горизонт Π_3 , горизонты группы К и П разделены зоной потери корреляции, а горизонт П прислоняется к горизонту Π_2

подошве среднеюрских отложений, с резким структурным несогласием перекрывающих различные горизонты среднего и верхнего палеозоя.

В северной части Южно-Эмбенского поднятия ниже сейсмического горизонта "б" появляется группа отраженных волн К (рис. 75—77). Они совместно с волной "б" образуют очень характерный волновой пакет, занимающий временной интервал в зоне максимального раздува до 1 с, который на временных разрезах легко опознается по характерным угловым несогласиям осей синфазности, регистрирующихся внутри пакета.

Наиболее четкой динамической выразительностью в этой группе отражений обладает двухфазная волна K_1 . Отражающий горизонт K_1 совпадает с кровлей карбонатов внутри ассельского яруса. Между сейсмическими горизонтами K_1 и "б" на временных разрезах следятся четкие, но непротяженные оси. Они связаны с границами в сульфатно-карбонатных докунгурских отложениях нижней перми. Для осей характерно несогласное поведение как с осями синфазности вышележащего горизонта "б", так и нижележащего горизонта K_1 .

К юго-западу от профиля 158 отражающий горизонт K_1 срезается горизонтом "б". Здесь выделена отраженная волна K_1' , регистрирующаяся на 0,1—0,3 с позже отраженной волны "б". Она обладает динамической выразительностью.

Ниже отраженных волн K_1 или K_1' на 0,25—0,30 с следится отраженная волна K_2 .

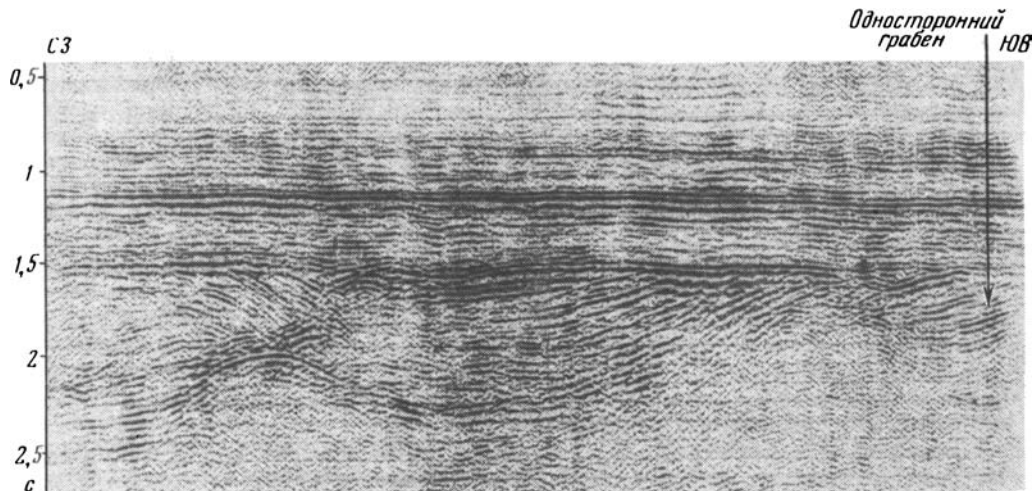


Рис. 77. Временной сейсмический разрез профиля 207, показывающий строение одностороннего грабена, сложенного верхневизейско-сакмарскими карбонатными слоями

Ее динамическая выразительность невелика. Сейсмические горизонты K_1^I и K_2 по привязке к скважинам приурочены соответственно к низам верхнего и среднего карбона.

Для района распространения сейсмических горизонтов группы К характерны локальные участки раздува мощностей, отраженные подъемом сейсмических горизонтов K_1 или K_1^I . При приближении к этим участкам наблюдаются интерференционные явления и аномальное затухание отраженных волн. Особенно эти осложнения волнового поля широко распространены вдоль северо-западного ограничения сейсмических горизонтов группы К.

Площади распространения отраженных волн группы К отвечает высокоскоростная группа преломленных волн t_K (горизонт T_K), устанавливаемая по профилям КМПВ. Она имеет характерную слабую по интенсивности, чаще всего относительно высокочастотную запись. Количество фаз достигает шести — восьми, а кажущиеся скорости колеблются в пределах 5,6—6,3 км/с. Выявляется четкая субширотная зональность распределения граничных скоростей поверхности T_K по площади. Полосы с высокими (6—6,3 км/с) граничными скоростями разделены полосой относительно пониженных V_r (5,6—5,7 км/с). Волны группы t_K аномально затухают. Характерно последовательное прекращение регистрации первых фаз и резкое групповое затухание на удалении 25—35 км от пункта взрыва, образующее на годографах "зону тени". Подобный характер затухания волн группы t_K свидетельствует об их связи с комплексом высокоскоростных отложений, содержащим пропластки пород с пониженными скоростями и залегающим на менее скоростных породах.

Волновой пакет палеозойского разреза Южно-Эмбенского поднятия завершает отраженная волна Д, регистрируемая на 0,2—0,3 с ниже волны K_2 . Она представляет собой трех-четырефазное колебание с видимым периодом 0,035—0,040 с. Ее отличает более динамическая выразительность, чем волны K_2 . Сейсмический горизонт Д приурочен к границе карбонатного и терригенного комплексов верхнего и нижнего визе. К юго-востоку сейсмические горизонты K_1 , K_1^I , K_2 и Д резко воздымаются и последовательно срезаются горизонтом "Б".

Ниже отражающего горизонта Д отсутствуют протяженные отражающие горизонты и площадки. На временных разрезах запись носит хаотичный характер. Выделяются лишь непротяженные оси синфазности, образующие разноориентированные площадки. Только на северо-востоке анализируемой части Южно-Эмбенского поднятия появляется четкая регулярная отражающая волна (см. рис. 80). Она представляет собой двухфазное колебание с видимым периодом 0,35—0,40 с. Отвечающая ей отраженная граница под углом подходит к горизонту Д и им срезается.

На площади отсутствия отражающих горизонтов групп К и Д начинает регистриро-

ваться преломленная волна t_5 , сменяющая по латерали группу t_K . Преломленная волна t_5 характеризуется низкими (3,8–5,2 м/с) кажущимися скоростями. Граничная скорость по преломляющей поверхности T_5 довольно часто изменяется в широком диапазоне — от 3,9 до 5 км/с, при преобладающих значениях 4–4,3 км/с. Приведенная характеристика отраженного и преломленного волновых полей свидетельствует о повышенной дислоцированности слоев верхнедевонско-нижнекарбонowego комплекса пород и их преимущественно терригенном составе. Вдоль крайнего северо-западного окончания зоны регистрации описанного волнового пакета группы К, ограниченного горизонтами "б" и Д, наблюдается очень резкое сближение отражающих горизонтов. Сближение происходит в основном за счет погружения осей синфазности отражения К и K_1 , в меньшей степени K_2 при почти горизонтальном залегании, а местами и даже воздымании горизонта Д, а иногда и K_2 .

Отражающие горизонты группы К на коротком интервале в 2–3 км срезаются круто погружающимся горизонтом P_2 , который на этом интервале за счет сложного поведения отражающей границы и примыкания к ней горизонтов группы К характеризуется сложной интерференционной многофазной отраженной волной. В пределах волнового пакета аналогом горизонта P_2 служит волна K_2 .

Отражающий горизонт "б" здесь непосредственно контактирует с горизонтом V. Последнему отвечает волна, представляющая собой двухфазное колебание, менее устойчивое, с большой изменчивостью динамических признаков, обусловленной их связью с поверхностью размыва. Отражающий горизонт V obviously выделяется достаточно уверенно, чему способствует наличие резкого углового несогласия между ним и последующими отражающими границами. Он приурочен к границе юрских и триасовых отложений.

Ниже по разрезу регистрируются волны, связанные с границами в верхнепермских и кунгурских отложениях. Их отличительные признаки — четкое угловое несогласие с вышележащим горизонтом V, спорадический характер и короткие интервалы прослеживания отдельных осей синфазности, резкая изменчивость динамической выразительности записи.

К северо-западу от границы регистрации волнового пакета группы К на временах 2,1–3,8 с наблюдается группа отраженных волн P_1 , P_2^1 , P_2 , P_3 от подсолевого палеозойского комплекса пород (см. рис. 75–77). Среди них наибольшей динамической выразительностью по условиям прослеживания обладают волны P_2 и P_1 .

Горизонт P_2 погружается до 2,4–2,5 с. Временной интервал между горизонтами P_2 и P_2^1 сокращается с 0,3 до 0,1 с. От 5 до 10–15 км от начала регистрации группы П начинается регистрироваться четкая, динамически хорошо выраженная двух-трехфазная отраженная волна P_1 . При почти горизонтальном залегании отражающего горизонта P_1 и наклонном на северо-запад залегании горизонта P_2 в волновом поле довольно уверенно видна зона резкого сокращения временного интервала между ними и вскоре последний (первые километры) прекращает регистрироваться. Отражающий горизонт P_1 по привязке к скважинам смежных районов стратифицируется как кровля артинских отложений нижней перми, а P_2 отвечает кровле доартинских карбонатов в зоне их утонения.

Сейсмический горизонт P_2^1 по данным бурения скважин в смежных районах юго-восточной периферии Прикаспийской впадины приурочивается к внутрикарбоневой (вблизи границы нижнего и верхнего визе) части подсолевого разреза. Отражающий горизонт P_2^1 рассматривается как аналог отражающего горизонта Д, венчающего снизу специфически волновой пакет северо-западного крыла Южно-Эмбенского поднятия.

На временах 3,4–3,6 с регистрируется горизонт P_3 . Для него характерна четырех-пятифазная запись и относительно низкая частота, довольно четкая динамическая выразительность. Однако отраженная волна P_3 регистрируется не повсеместно. Горизонт P_3 с некоторой долей условности относится к верхнедевонским терригенным образованиям.

Для всех подсолевых отражающих горизонтов характерно ухудшение их прослеживаемости до полной потери корреляции по мере приближения к Южно-Эмбенскому поднятию. На северо-западном крыле последнего сейсмические горизонты групп К и П часто разделены зоной потери корреляции (в поперечнике до 2–3 км) (см. рис. 76). К юго-западу зона потери корреляции постепенно затухает и происходит резкое сближение отражающих горизонтов групп К и П. Здесь отражающий горизонт P_2 просле-

живается менее четко, чем горизонт K_1^1 , что связано с интерференцией отраженной волны Π_2 с волнами в верхнепермских отложениях.

Внутренняя структура верхнедевонско-нижнекарбонатового комплекса пород по материалам МОГТ практически не расшифровывается. Лишь по региональному сейсмическому профилю XXXIII в них намечается субгоризонтально лежащий горизонт, расположенный в 2 км ниже горизонта "б". Он находится на близком гипсометрическом уровне к преломляющему сейсмическому горизонту T_1^1 [Дальян и др., 1975].

По сейсмическому горизонту Д отчетливо вырисовывается северо-западное крыло Южно-Эмбенского поднятия. На юго-востоке он залегает на отметках $-2,5$ до -3 , погружаясь к северо-западу до $-(3,5 \div 4,1)$ км. Здесь вырисовываются цепочки мульды длиной 5–15 км и шириной 2–5 км, разделенных седловинами. В мульдах сейсмический горизонт Д опускается до $-(4 \div 4,1)$ км, а в седловинах поднимается до $-(3,2 \div 3,4)$ км. Юго-восточные их крылья более крутые (200 м/км), а северо-западные более пологие (до 130 м/км). Лишь в небольшой мульде в районе профиля 170 наблюдается противоположная картина.

В юго-западной части исследуемой площади намечаются две полосы синклинальных складок, разделенных антиклиналями (Сарыбулакской, Актумсыкской), где сейсмический горизонт Д расположен на $-(3,1 \div 3,3)$ км. На крайнем северо-востоке синклинали ограничены куполовидным локальным поднятием Сарыкум—Конырарпа, оконтуренным изогипсой $-3,7$ км. На северо-западе вдоль зоны прекращения прослеживания горизонта Д намечаются системы субмеридионально ориентированных структурных "носов" и "заливов". В первых из них он залегает на глубинах 3,3–3,4 км, а во вторых погружается до 3,5–3,6 км. На юго-востоке, в районе южных концов профилей 207, 208, намечается односторонний грабен, в пределах которого сейсмический горизонт Д опускается до 3–3,1 км (см. рис. 77). Юго-восточное крыло и северо-восточная и юго-западная центральнолинии остались не изученными. Северо-западное крыло, по-видимому, представляет собой разрывное нарушение.

Близкая картина структурного плана вырисовывается и по сейсмическому горизонту K_2 . По сейсмическим горизонтам K_1 или K_1^1 структурный план существенно изменяется (см. рис. 74). Вдоль северо-западной границы прекращения регистрации сейсмических горизонтов группы К на расстоянии около 90 км почти непрерывно прослеживается линия антиклинальных складок поперчником до 5–7 км. В их сводах горизонт K_1 или K_1^1 залегает на глубинах от 1,75–1,80 (северо-восток) до 2,15–2,20 км (юго-запад). На северо-востоке они имеют асимметричное строение с более крутым (до 300 м/км) узким северо-западным крылом и более пологим (до 70 м/км) широким юго-восточным. На юго-западе антиклинали становятся симметричными. Своды антиклиналей осложнены брахиантиклинальными вздутиями, разделенными седловинами. Крайнюю северо-восточную часть линии составляют наиболее протяженные антиклинали Киндыкты и Сарыкум—Конырарпа, оконтуренные изогипсой $-1,9$ км. Их свод составляют четыре брахиантиклинальные вздутия, где сейсмический горизонт K_1 поднимается до $-(1,75 \div 1,80)$ км. К юго-западу изогипсой -2 км обособляется брахиантиклиналь Тютю. Юго-западная часть антиклинальной линии представлена брахиантиклиналями Северный Уртатау, Уртатау, Северный Сарыбулак, Сарыбулак и Актумсык, в пределах которых сейсмический горизонт K_1^1 располагается на отметках $-(2,05 \div 2,20)$ км. Между структурами Тютю и Уртатау в районе профилей 209–205 антиклинальная линия прерывается и сейсмический горизонт K_1 испытывает региональный наклон с юго-востока на северо-запад, погружаясь от $-1,9$ до $-2,6$ км и глубже. На всем протяжении линия антиклиналей Киндыкты—Актумск ограничена линией синклинальных складок. На ее площади сейсмические горизонты K_1 или K_1^1 залегают на отметках $-(2,25 \div 2,40)$ км. Линия синклинальных складок состоит из отдельных мульд, разделенных седловинами. Мульды имеют симметричное строение. На северо-востоке наклон сейсмического горизонта K_1^1 на их крыльях достигает 100 м/км, а на юго-западе увеличивается до 200 м/км. Амплитуда антиклинальной линии по отношению к синклинальной зоне составляет 350–450 м.

К северу-западу от площади прослеживания сейсмических горизонтов групп К и Д по сейсмическим горизонтам Π_2 или Π_1 намечается моноклиналиное погружение от отметок $-(2,3 \div 2,4)$ до -4 км. Причем их наклон в начале составляет 170 м/км, а затем уменьшается до 100 м/км и менее. На фоне этой моноклинали установлены локальные поднятия и мульды размерами до 10–12 км. В первых из них сейсмический

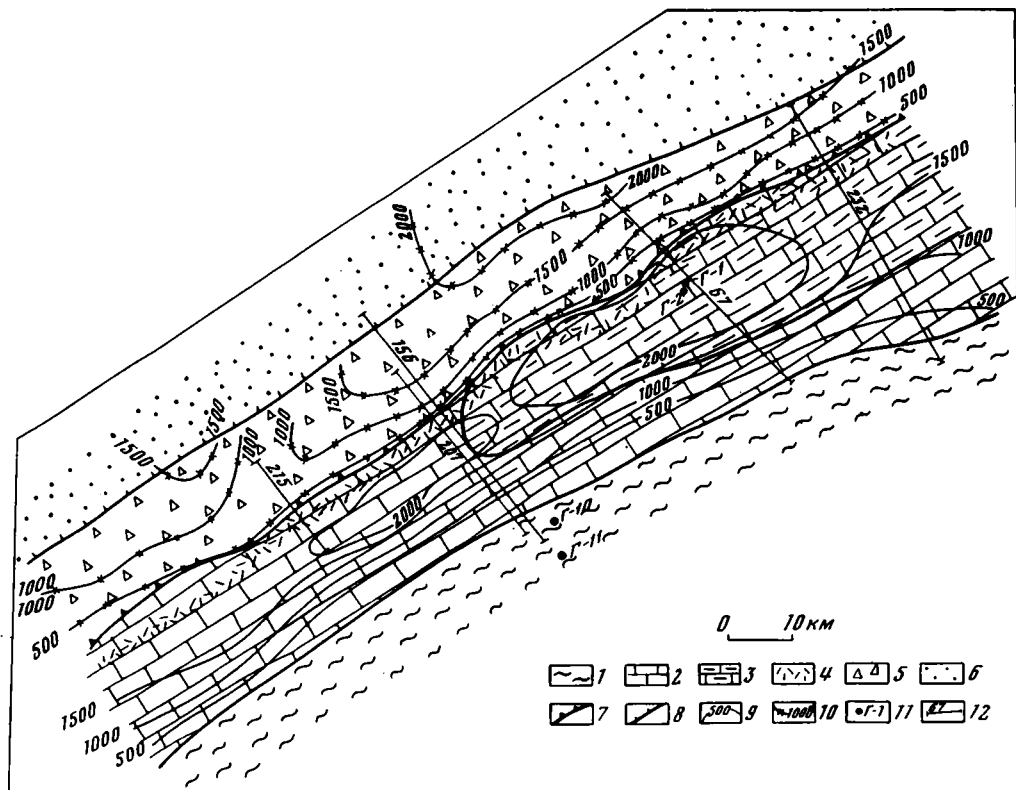


Рис. 78. Распространение палеозойских докунгурских комплексов юго-восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления (Жанасу-Сарыкумский участок)

1 — верхнедевонско-нижневизейские складчатые терригенные породы; 2, 3 — карбонатные породы: 2 — верхневизейско-ассельские (площадь отсутствия сейсмического горизонта K_1), 3 — ассельско-сакмарские (площадь присутствия сейсмического горизонта K_1); 4—6 — верхневизейско-сакмарские породы: 4 — биогермные (рифогенные), 5 — прямой карбонатной клиноформы, 6 — глинисто-карбонатные (депрессийные); 7, 8 — карбонатный уступ: 7 — бровка, 8 — подножие; 9, 10 — изопакиты (в м): 9 — верхневизейско-сакмарских карбонатных пород, 10 — кунгурско-триасовых сленосных и пестроцветных терригенных пород; 11 — скважины и их номера; 12 — сейсмические профили и их номера

горизонт P_1 располагается на отметках $-(3,7 \div 3,9)$ км, а во вторых опускается до $-4,2$ км.

Сейсмические материалы МОГТ с учетом данных бурения и КМПВ позволяют дать объективную характеристику геологических тел, участвующих в строении северо-западного крыла Южно-Эмбенского поднятия и прилегающих районов юго-восточной периферии Прикаспийской впадины (рис. 78). Волновое поле и скважины показывают интенсивную дислоцированность пород верхнедевонско-нижневизейского терригенного комплекса в полосе урочищ Жанасу—Турсай. На юго-востоке комплекс непосредственно перекрыт отложениями средней юры. Однако на северо-востоке дислоцированность его слоев значительно ослабевает (см. рис. 75).

Вышележащий верхневизейско-сакмарский комплекс распространен на площади регистрации сейсмических горизонтов групп К и Д. Его мощность 2,5 км. Комплекс образует полосу, в поперечнике составляющую 25 км. Внутри нее по анализу преломленных волн намечается продольная зональность. Причем центральная, относительно низкоскоростная зона, совпадающая с линией синклинальных складок по отражающим горизонтам K_1 или K_1' , отвечает распространению наиболее молодых верхнекаменноугольно-нижнепермских карбонатов. К юго-востоку верхневизейско-сакмарские карбонатные слои испытывают региональное восстание, последовательно срезаясь отложения-

ми средней юры (см. рис. 75–78). Одновременно в этом направлении отмечается их утонение, общая величина которого достигает 400–500 м (между горизонтами Д и K_1 или K_1^1). На юго-востоке они вновь появляются в одностороннем грабене небольших размеров (см. рис. 77).

Линия антиклинальных складок характеризуется максимальной высотой по верхним горизонтам верхневизейско-сакмарского карбонатного комплекса. В ядрах антиклиналей перестает фиксироваться или ухудшается слоистая среда, увеличиваются скоростные параметры, а по подошве комплекса они становятся менее контрастными. На юго-западе (антиклинали Северный Сарыбулак и Актумсык) неслоистые тела смещаются в пределы северо-западных крыльев. Приведенные признаки характерны для биогермных (рифогенных) построек. Их высота в центральной части достигает 2 км, а к юго-западу и северо-востоку уменьшается до 1,5 км.

К северо-западу от сводов линии антиклинальных складок карбонатные слои верхневизейско-сакмарского комплекса погружаются и одновременно склиниваются (см. рис. 75–77). На всем протяжении ее северо-западного крыла вырисовывается четкая прямая клиноформа, кровля которой образует карбонатный уступ. Крутизна последнего в верхней части достигает $15\text{--}23^\circ$, вниз по склону она выполаживается до $1\text{--}5^\circ$, и от его подножия палеозойские подсоловые слои продолжают испытывать относительно пологое (первые градусы) погружение в сторону внутренних районов Прикаспийской впадины. Высота карбонатного уступа на северо-востоке достигает 2 км, а на юго-западе уменьшается до 1,2 км при ширине 6–11 км. В клиноформе происходит резкое утонение верхней части карбонатного комплекса. Нижняя часть уменьшается значительно более плавно. Судя по волновой картине и скоростным параметрам, от подножия карбонатного уступа в глубь Прикаспийской впадины верхневизейско-сакмарский комплекс сложен глинисто-карбонатными осадками (депресссионные фации) при мощности 250–300 м и менее.

У подножия карбонатного уступа начинает фиксироваться новое геологическое тело (300–400 м), слои которого прислоняются к поверхности клиноформы (см. рис. 81). Судя по данным бурения скважин Бикжальской, Боржерской и Восточно-Тобускенской площадей, оно сложено терригенными докунгурскими отложениями нижней перми (скорее всего артинский ярус).

Карбонатный уступ захороняется мощным (до 2,1 км) комплексом соленосных кунгурских и пестроцветных верхнепермско-триасовых пород (комплекс заполнения). Его подошвой служит кровля верхневизейско-нижнепермских (докунгурских) пород (горизонты P_2 или P_1), а кровлей — подошва юрских отложений (V сейсмический горизонт). В кунгурско-триасовом комплексе пород слои испытывают сложные изгибы, резко дискордантные по отношению к ограничивающим его поверхностям (см. рис. 75–77). В районе бровки карбонатного уступа кунгурско-триасовый комплекс заполнения срезан подошвой юрских отложений. Общая мощность верхневизейско-триасовых отложений юго-восточной периферии Прикаспийской впадины достигает 2,8 км, что близко соответствует мощности (2,4 км) разновозрастных образований юго-восточнее карбонатного уступа.

К северо-западу от карбонатного уступа существенно изменяются условия залегания слоев верхнедевонско-нижневизейского терригенного комплекса. На временных сейсмических разрезах их интервалу отвечают слоистая среда и горизонт P_3 , залегающий на глубине 6,3–6,5 км. Последний пологий погружается к северо-западу согласно с вышележащими горизонтами P_2^1 и P_1 (см. рис. 76).

Сейсмические материалы МОГТ объективно раскрывают тектоническую природу юго-восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины, Южно-Эмбенского поднятия и слагающих его тел. Исследованный район охватывает свод поднятия и северо-западное крыло. В строении Южно-Эмбенского поднятия участвует доверхневизейский деформированный комплекс, сложенный в основном верхнедевонско-нижневизейскими образованиями. Подошву комплекса определяет высокоскоростной преломляющий горизонт T_{ϕ} [Дальян и др., 1975], который позволяет оценить его мощность в 8–8,5 км. Сейсмические материалы не расшифровывают внутреннюю структуру доверхневизейских образований, последние на временных сейсмических разрезах выделяются в качестве акустического фундамента. Только на крайнем северо-востоке исследуемой территории в них начинают регистрироваться пологие сейсмические границы, свидетельствующие о затухании складчатых деформаций. Однако последние резко несогласно

подходят к подошве карбонатов и срезаются ею (см. рис. 75). Складчатый доверхневизейский терригенный комплекс Южно-Эмбенского поднятия без каких-либо изменений в условиях залегания прослеживается до крупного глубинного разлома, где сопряжен с пологолежащими разновозрастными образованиями, мощность которых 5,5—6,2 км. Складчатый доверхневизейский комплекс к северо-западу перекрывается пологолежащими верхневизейско-сакмарскими слоями карбонатного платформенного чехла. Последний с северо-запада ограничен карбонатным уступом, являющимся естественной границей Прикаспийской впадины. По мезозойско-кайнозойским слоям Южно-Эмбенское поднятие не выражено. Оно полого погружается с северо-запада на юго-восток в сторону осевой зоны Северо-Устьюртского прогиба.

В допоздневизейское время район Южно-Эмбенского поднятия представлял собой зону интенсивного прогибания с накоплением мощных серий терригенных пород граувакковой геосинклинальной формации [Яншин и др., 1961]. К северо-востоку его интенсивность уменьшалась и Южно-Эмбенская моногеосинклиналь переходила в перикратонный прогиб платформы, который захватил смежные площади Прикаспийской впадины. На рубеже раннего и позднего визе породы, выполявшие геосинклинальный бассейн (моногеосинклиналь), подверглись интенсивным деформациям горизонтального сжатия. Видимо, сжимаемые напряжения были ориентированы с юго-востока на северо-запад, а их упором служил крупный разлом юго-восточного ограничения Прикаспийской впадины. Он обрывал на северо-западе Южно-Эмбенское складчатое сооружение, приведя к его асимметрии. Юго-восточный склон оказался значительно более пологим, чем северо-западный. В поздневизейское и в последующее время вплоть до сакмарского века свод Южно-Эмбенского складчатого сооружения представлял собой барьер (площадь суши), разделявший Прикаспийский и Северо-Устьюртский седиментационные бассейны. Его наличие препятствовало проникновению в Прикаспийский бассейн терригенного обломочного материала с восточных источников сноса. Вдоль него материал сносился далеко к юго-западу, и только, возможно, в районе залива Комсомолец, где Южно-Эмбенское поднятие орографически было менее выражено, проникал на территорию Прикаспийской впадины [Кирюхин и др., 1980, 1981]. Юго-восточная периферия Прикаспийской впадины на рубеже раннего и позднего визе испытала резкое опускание с образованием глубоководного бассейна. Его борт, который отражает поверхность доверхневизейского комплекса пород (сейсмические горизонты Д и П₁), представлял собой тектоническую флексуру и стал континентальным склоном. Он расположен вдоль северо-западного ограничения Южно-Эмбенского складчатого сооружения, периферия которого была занята шельфом. Она стала благоприятной зоной накопления мелководных биогермных карбонатов, так как была отделена барьером от проникновения терригенного материала с востока. За счет изостазии на площади шельфа возникла локальная линза карбонатных пород. К северо-западу на континентальном склоне биогермные карбонаты замещались относительно маломощными депрессионными терригенно-карбонатными осадками, выполнявшими дно глубоководного бассейна. Они его нарастили и создали более крутой предкунгурской аккумулятивный континентальный склон (поверхность карбонатного бортового уступа) с резко выраженной бровкой шельфа. Последняя представляет собой склон биогермной (рифогенной) постройки. На юго-востоке накопление биогермных карбонатов ограничивалось площадью суши свода Южно-Эмбенского складчатого сооружения. На краю карбонатного шельфа за счет дифференциации изостатического погружения наметилась остаточная линия поднятий. Она являлась благоприятной зоной роста биогермных (рифогенных) построек, в итоге превратившейся в резко выраженную линию антиклинальных складок.

В артинский век в глубоководном Прикаспийском бассейне начали накапливаться терригенные осадки. У подножия континентального склона (карбонатного уступа) они испытывали прислонение к поверхности доартинских образований. В кунгурском веке палеогеографическая обстановка резко изменялась. Прикаспийский глубоководный бассейн (и его юго-восточная периферия), представлявший собой готовую ловушку для осадков, начал заполняться мощными толщами эвапоритов, а в позднепермско-триасовое время — мощными толщами пестроцветных терригенных пород, окончательно его захоронивших. В предюрское время прошла интенсивная волна блоковых постседиментационных восходящих тектонических движений. Ее максимальная интенсивность совпала со сводом Южно-Эмбенского складчатого сооружения, где была срезана наибольшая мощность палеозойских пород.

Главным образом за счет предъюрских тектонических движений произошел наклон посленижневизейских слоев и было создано Южно-Эмбенское поднятие как платформенная структура. Кунгурско-триасовый комплекс затронут деформациями, связанными с пластическими перемещениями соли.

С юрского времени осадконакопление происходило в эпиконтинентальных условиях, и территории юго-восточной периферии Прикаспийской впадины, Южно-Эмбенского поднятия и Северо-Устьуртского прогиба вошли в единый седиментационный бассейн. Южно-Эмбенское поднятие было погребено юрско-кайнозойскими отложениями.

Установленные по сейсмическим материалам форма геологических тел и геометрия границ в палеозойском разрезе объективно раскрывают перспективу их нефтегазоносности. Первоочередным объектом для обнаружения залежей углеводородов является Киндыкты-Актумская линия антиклинальных складок и в первую очередь развитие в ней биогермной (рифогенной) постройки. Практически все они подготовлены для разведочного бурения. Правда, неблагоприятным фактором является отсутствие над ними кунгурской соленосной покрывки. Второй объект поисков углеводородов — прямая клиноформа верхневизейско-сакмарских карбонатов. В ней могут быть обнаружены литологические залежи, особенно вдоль контакта с биогермными (рифогенными) постройками. Необходимо проверить и "головы" срезанных палеозойских слоев вдоль юго-восточного края полосы карбонатов. Здесь могут быть найдены стратиграфические залежи, созданные за счет мезозойско-кайнозойской миграции углеводородов. Представляют интерес прилегающие к карбонатному уступу артинские, кунгурские, верхнепермские и триасовые породы. В зоне контакта они могут содержать залежи углеводородов.

СТРУКТУРА ПАЛЕОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБОРТОВОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ (ТЕРЕСКЕН-ВОСТОЧНО-ТОРТКОЛЬСКИЙ УЧАСТОК) ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ МОГТ

Продолжение Южно-Эмбенского поднятия и граница бортовой зоны Прикаспийской впадины к северо-востоку от локальной антиклинали Сарыкум—Конырарпа остается до настоящего времени наиболее слабо изученным звеном в цепи региональных исследований. Вариант затухания Южно-Эмбенского палеозойского складчатого сооружения в районе Терескенского докембрийского выступа и распространение платформенных палеозойских пород под покровом мезозойско-кайнозойских отложений до Сакмаро-Кокпектинского разлома по региональным сейсмическим профилям КМПВ был предложен в 1975 г. И.Б. Дальным и другими исследователями. В последние годы на юго-востоке Прикаспийской впадины между урочищами Терескен на юго-западе и Восточный Тортколь на северо-востоке Турланской, Илийской и Актюбинской геофизическими экспедициями отработана поисковая сеть сейсмических исследований МОГТ, частично дублированных КМПВ (рис. 79). На площади Восточный Тортколь пробурено пять новых скважин, вскрывших на значительную мощность палеозойские докунгурские образования.

Наиболее древние палеозойские докунгурские образования вскрыты непосредственно под отложениями средней юры Терескенской св. 1. Они представлены сероцветными терригенными образованиями, среди которых встречены пачки конгломератов. Пройденная мощность последних 2876 м. Д.А. Кухтинов и др. [1981] по различным палеонтологическим остаткам относят их к турне—нижнему визе, а самые верхи разреза — к верхнему визе (без более дробного деления), а В.И. Алексеева, М.А. Чимбулатов [1978] — к франскому, фаменскому, турнейскому ярусам и нижневизейскому подъярису. Наклон слоев по керну скважин измеряется первыми градусами и только в интервалах 1931—1935 и 2000—2003 м — 20—25° [Дальня и др., 1975]. Турнейско-нижневизейские сероцветные терригенные образования достигнуты скв. 1, 2 и 3 площади Восточный Тортколь, где их пройденная мощность 965 м. Более молодой палеозойский докунгурский разрез представлен карбонатным комплексом верхнего визе — сакмарским ярусом. На Восточно-Торткольской площади карбонатный комплекс венчает отложения асельского яруса [Марченко, 1982]. Мощность по скв. 3 достигает 2050 м, а в скв. 1 и 2 соответственно уменьшается до 1169 и 551 м [Марченко, 1982].

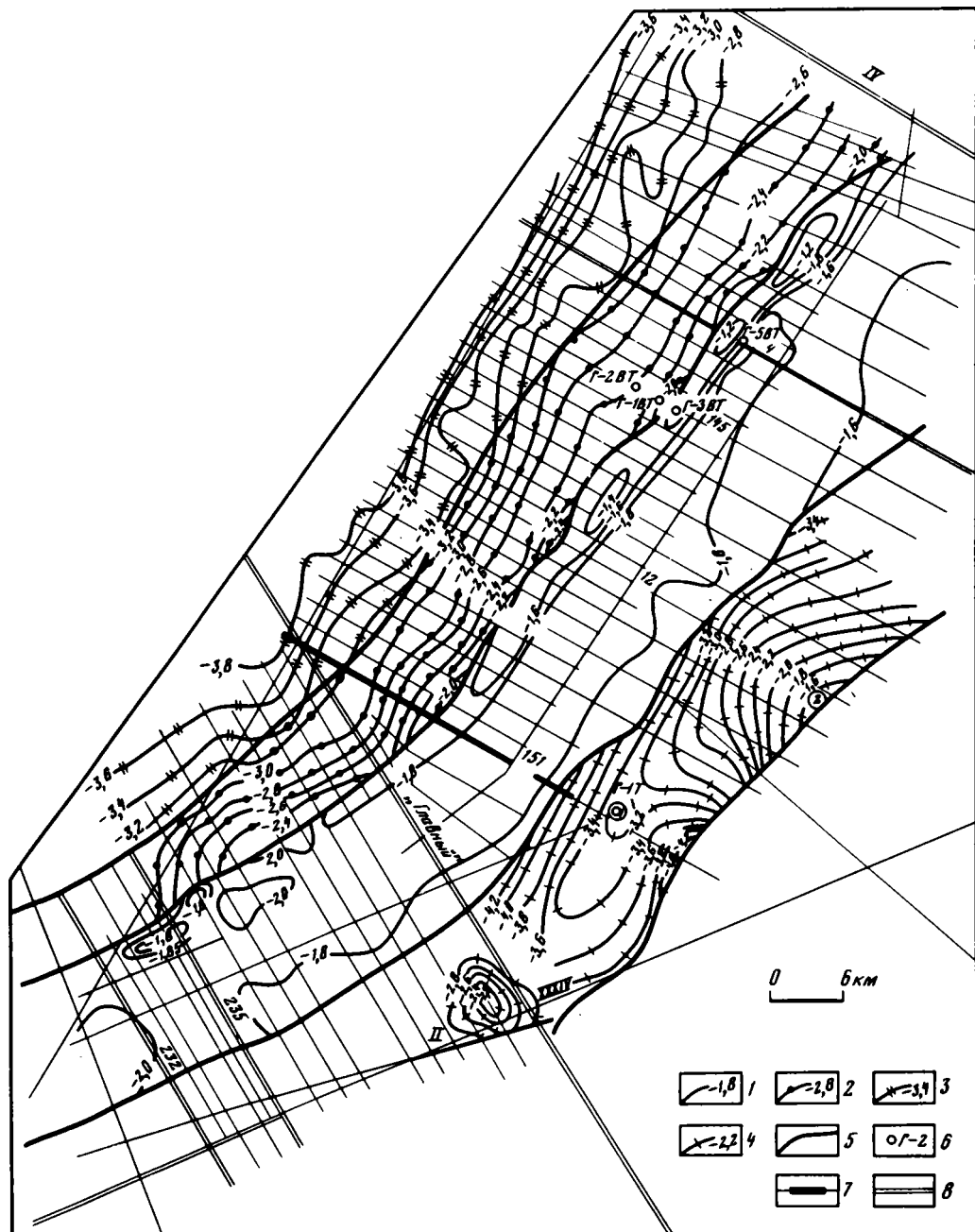


Рис. 79. Структурная карта по отражающим горизонтам K_1 , P_2 и P_1 юго-восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления (Терескен-Восточно-Торткольский участок)

1—4 — изогипсы сейсмических горизонтов (в км): 1 — K_1 , 2 — P_2 , 3 — P_1 , 4 — по условным горизонтам внутри верхнедевонско-нижневизейского комплекса; 5 — границы прекращения регистрации сейсмических горизонтов; 6 — скважины и их номера; 7 — сейсмические профили МОГТ и их номера (жирной линией выделены профили, приводимые на рис. 81, 82); 8 — то же, дублированные КМПВ. Разведочные площади: Т — Терескен, ВТ — Восточный Тортколь. Локальные поднятия: 1 — Дияр, 2 — Восточный Терескен

Волновое поле Терескен-Восточно-Торткольского участка аналогично полю смежного с юго-запада Жанасу-Сарыкумского участка. Только на крайнем юго-востоке Терескен-Восточно-Торткольского участка выделяется район с резко отличным характером волновой картины.

В поле преломленных волн здесь вслед за низкоскоростными волнами, связанными с мезозойско-кайнозойской частью разреза, на близких удалениях от пункта взрыва регистрируется высокоскоростная преломленная волна P_{oc}^6 ($V_r = 6-6,5$ км/с). Она представлена слабым, многофазным и быстро затухающим цугом колебаний. Групповое полное затухание всех ее фаз происходит на удалении 18–25 км от пункта взрыва, что создает протяженную "зону тени", после которой начинают регистрироваться волны группы P_{oc}^6 . Волна P_{oc}^6 регистрируется лишь в пределах выделенного по фундаменту высокоприподнятого Терескенского блока. Она по динамическим и кинематическим признакам сходна с волной T_k (P_{oc}^4). Однако отвечающий ей горизонт отличается более высокими граничными скоростями и залегает под низкоскоростным преломляющим горизонтом (d_{oc}^5) поверхности верхнедевонско-нижнекарбонатовых терригенных образований. Динамические и кинематические параметры позволяют связать преломленную волну P_{oc}^6 с толщей (1–1,5 км) высокоскоростных, по-видимому, карбонатных пород, залегающих на более мощных низкоскоростных образованиях.

К юго-востоку от области регистрации волнового пакета группы волн К там, где горизонт Д срезается горизонтом Б, в полосе шириной до 15 км под отражающим горизонтом Б и соответствующей ему преломляющей границей с $V_r = 4,5-4,8$ км/с на интервале времен от 1,4–1,5 до 3–3,5 с прослеживаются до пяти довольно устойчивых отражающих горизонтов (рис. 80, 81). Они залегают почти согласно. Отражающие волны двух-трехфазные, иногда регистрируются в виде волнового пакета до пяти-шести фаз, низкочастотные, непрерывно коррелируются на протяжении 2–4 км. Затем после непрерывного затухания вновь образуют четко коррелируемую площадку фундамента. На протяжении 6–8 км по профилю "Главный" они резко воздымаются на юго-восток с времен от 2–3,4 до 1,6–1,7 с, где последовательно срезаются горизонтом Б. Ниже последнего из отражающих горизонтов в волновом поле нет сколько-нибудь устойчивых коррелируемых отражений. Там, где последний отражающий горизонт выходит под уровень среза горизонтом Б, отраженная волна К и волна P_{oc}^5 перестают регистрироваться. Волна "б" переходит по латерали в волну V, а ниже устанавливается отраженная волна Va. По привязке к скважинам Северного Устьюрта они соответственно стратифицируются как подошва средней юры и верхнего триаса. Ниже них на временах от 1,7–1,8 до 4–4,5 с (конец записи) регистрируются субгоризонтальные отражающие горизонты различной степени коррелируемости и протяженности.

На северо-западе Терескен-Восточно-Торткольского участка в палеозойском подсолевом разрезе выделяется группа волн П. На юго-востоке она приходит в стык с группой волн¹ К и Д, а сейсмический горизонт V контактирует с сейсмическим горизонтом Б. На площади распространения группы волн К и Д отчетливо намечаются два крупных комплекса пород: нижний — терригенный верхнедевонско-нижневизейский² и верхний — карбонатный верхневизейско-сакмарский (на северо-востоке его венчают отложения ассельского яруса), разделенные сейсмическим горизонтом Д. К юго-востоку сейсмические горизонты K_1 , K_2 и Д последовательно срезаются горизонтом Б. К северо-востоку от профиля 12 происходит срезание лишь верхнего сейсмического горизонта K_1 . А нижние горизонты K_2 и Д следятся до юго-восточных концов профилей (рис. 82).

Верхнедевонско-нижневизейский терригенный комплекс отличается пологими отражающими границами, согласными с сейсмическими горизонтами K_1 , K_2 и Д. Лишь на крайнем юго-западе, как отмечено в следующем разделе по сейсмическим профилям 232, 235 и другим, установлено их срезание горизонтом Д. Структурные построения по сейсмическим границам верхнедевонско-нижневизейского комплекса проведены на отдельных изолированных участках. На площади урочища Дияр закартировано небольших размеров (7 км) округлое почти симметричное одноименное поднятие. На его своде условный отражающий горизонт залегает на отметках — 2,2 км, опускаясь на крыльях до — 2,9 км (до 200–250 м/км).

¹ Актюбинские геофизики их выделяют под индексами С и П₂.

² Возможно, граница между комплексами проходит внутри верхнего визе, если принять стратиграфическое расчленение разреза скв. 1 Терескен Д.А. Кухтинова и др. [1981].

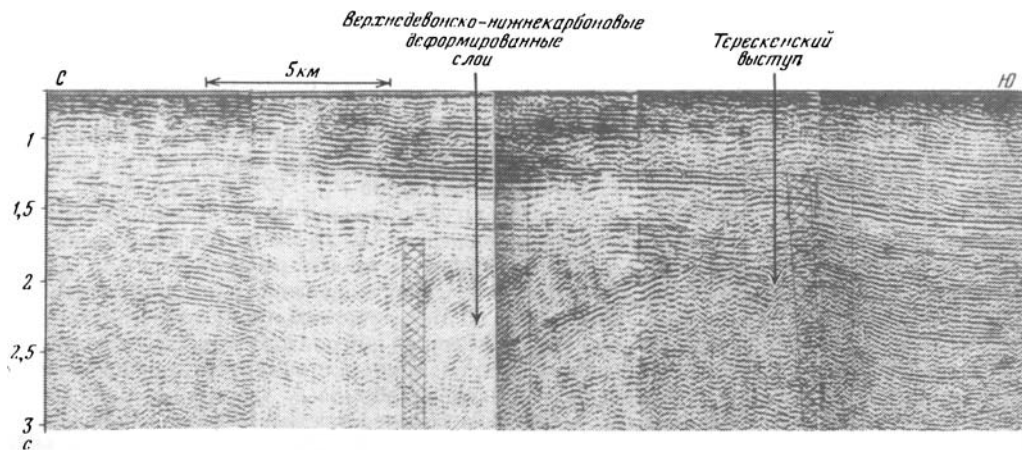


Рис. 80. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля "Главный" (см. рис. 74), показывающий верхнедевонско-нижнекарбонавные деформированные слои и Терескенский выступ докембрийского фундамента

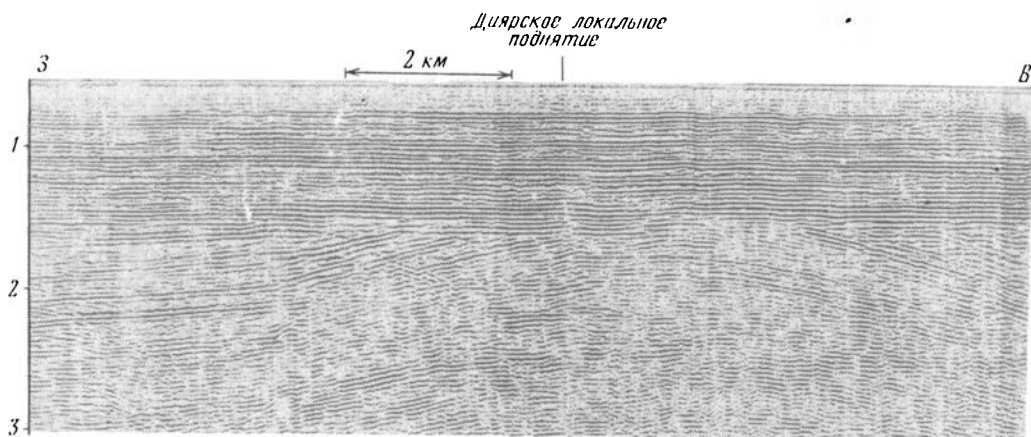


Рис. 81. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля II, показывающий пологий антиклинальный изгиб верхнедевонско-нижнекарбонавных слоев (Диярское локальное поднятие)

На площади урочища Терескен установлено другое локальное поднятие — Восточно-Терескенское. В нем условный отражающий горизонт залегает на отметке — 1,6 км. С юго-востока он обрывается зоной потери сейсмической корреляции. К юго-западу оно протягивается в виде структурного носа на расстояние около 30 км, где подходит к поднятию Дияр. В поперечнике по изогипсу — 4 км оно составляет 10 км. На северо-западном крыле наклон условного сейсмического горизонта достигает 150–160 м/км.

Деформированные (до 30–40°) верхнедевонско-нижнекарбонавные слои обнаружены только к юго-востоку от поднятия Дияр по профилю МОГТ "Главный" в узкой (до 11 км) зоне (см. рис. 80). С юго-востока она ограничена Терескенским выступом. В пределах последнего на предмезозойскую поверхность (сейсмический горизонт V) выходят высокоскоростной преломляющий горизонт T_{VI}^{III} и отвечающая ему отражающая граница.

Структуру верхнемезозойско-сакмарского комплекса расшифровывают сейсмические горизонты K_1 , K_2 и Д. По сейсмическому горизонту K_1 вдоль северо-западной границы прекращения его прослеживания установлена на расстоянии около 90 км почти непрерывная линия антиклинальных складок, составляющая в поперечнике до 4–6 км. Они расположены на единой оси, разделяясь ундуляцией шарнира. В своде антиклиналей сейсмический горизонт K_1 залегает на глубинах от 1,9–1,8 км на юго-западе до 1,2–

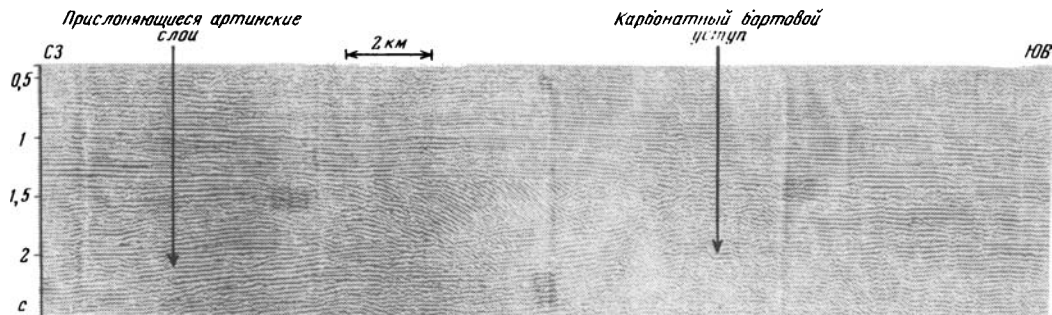


Рис. 82. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 151, показывающий морфологию карбонатного бортового уступа и приспленение артинских слоев к его подножию

1,1 км на северо-востоке. Антиклинальные складки имеют асимметричное строение с более крутым (до $30-35^\circ$) северо-западным и более пологим (первые градусы) юго-восточным крыльями. На всем протяжении линия антиклинальных складок сопряжена с синклиналью, в пределах которой сейсмический горизонт K_1 опущен до -2 км. На ее юго-восточном крыле его наклон достигает 40 м/км. Горизонт K_2 в этой линии складок погружается до $2,6$ км, а его наклон увеличивается до 170 м/км. На широте урочища Восточный Тортколь по горизонту K_2 обнаружено локальное поднятие, параллельное линии антиклинальных складок и оконтуренное изогипсой $-1,9$ км, по которой его размеры 12×2 км. На юго-западе, к юго-востоку от оси синклинали, верхневизейско-сакмарские карбонатные слои испытывают региональное воздымание, последовательно срезаясь подошвой средней юры. Одновременно происходит их утонение до $400-500$ м (между горизонтами K_1 и Д). К юго-востоку за линией среза на предмезозойскую поверхность выходят верхнедевонско-нижневизейские терригенные слои.

К северо-востоку от линии сейсмического профиля 12 подошвой средней юры срезается только сейсмический горизонт К. Нижележащие верхневизейско-сакмарские карбонатные слои прослежены до юго-восточных концов сейсмических профилей.

К северо-западу от площади регистрации сейсмических горизонтов группы К и Д по горизонтам P_2 и P_1^1 намечается моноклинальное погружение соответственно от отметок $-1,6 \div -1,8$ и $-2,2 \div 2,4$ км до $-2,4 \div 2,6$ и $-2,8 \div -3$ км. Их наклон составляет $250-260$ м/км, а затем выполаживается до 100 м/км и менее, и сейсмический горизонт P_2 сменяется горизонтом P_1 .

Сейсмические материалы МОГТ показывают, что в зоне регистрации горизонтов группы К и Д под отложениями средней юры распространен верхневизейско-сакмарский карбонатный комплекс (рис. 83). Его мощность достигает $2,5$ км. Он образует полосу, на юго-западе составляющую 15 км. К северо-востоку от профиля 12 ширина верхневизейско-сакмарского карбонатного комплекса превышает 20 км. По региональным сейсмическим профилям КМПВ XXXVI, IV и VII он протягивается до Сакмара-Кокпектинского разлома, и ширина полосы увеличивается до $50-55$ км [Дальян и др., 1975]. Линия антиклинальных складок характеризуется максимальной высотой по верхним горизонтам верхневизейско-сакмарского карбонатного комплекса. В ядрах антиклиналей перестает фиксироваться или ухудшается слоистая среда, увеличиваются скоростные параметры, а по подошве комплекса они становятся менее контрастными. Приведенные признаки характерны для биогермных (рифогенных) построек. Их высота на юго-западе составляет $1,5$ км, а на северо-востоке увеличивается до $2,0-2,2$ км.

Породы подстилающего верхнедевонско-нижневизейского комплекса имеют близкие условия залегания. На юго-востоке юго-западной части исследованного района они непосредственно выходят на предсреднеюрскую поверхность. Здесь по сейсмическому профилю "Главный" зафиксирована в узкой зоне их повышенная дислоцированность. По нему мощность верхнедевонско-нижневизейских образований оценивается в 3 км, а доверхнедевонских пород (до поверхности докембрийского фундамента) — в 4 км. С востока деформированные слои ограничены Терескенским выступом докембрийского фундамента, в пределах которого на предмезозойскую поверхность выведены породы доверхнедевонского комплекса (мощность более 4 км) [Дальян и др., 1975].

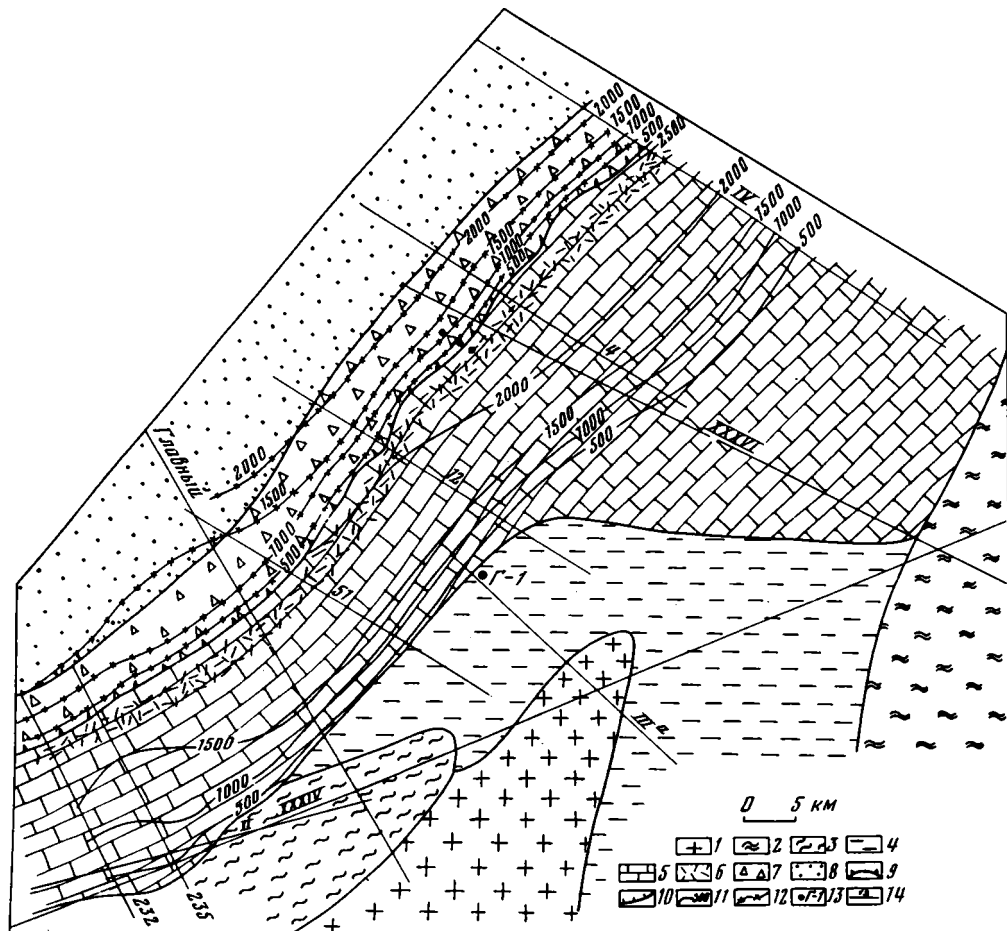


Рис. 83. Распространение палеозойских докунгурских комплексов юго-восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамлений (Терескен-Восточно-Торткольский участок)

1 — доверхнедевонские породы; 2 — складчатые породы Уральской системы; 3 — верхнедевонско-нижневизейские складчатые терригенные породы; 4 — то же, нескладчатые; 5–8 — верхневизейско-сакмарские породы: 5 — карбонатные, 6 — биогермные (рифогенные), 7 — прямой карбонатной клиноформы, 8 — глинисто-карбонатные (депрессийные); 9, 10 — карбонатный уступ: 9 — бровка, 10 — подножие; 11, 12 — изопакиты (в м): 11 — верхневизейско-сакмарских карбонатных пород, 12 — кунгурско-триасовых соленосных и терригенных пород; 13 — скважины; 14 — сейсмические профили и их номера

К северо-западу от свода линии антиклинальных складок породы верхневизейско-карбонатного комплекса испытывают погружение и одновременное склинивание. На всем протяжении ее северо-западного крыла вырисовывается четкая прямая клиноформа, кровля которой образует карбонатный уступ (см. рис. 80). Крутизна последнего в верхней части достигает $30-35^\circ$. Вниз по склону кровля выполаживается до 10° , и от его подножия палеозойские подсолевые слои продолжают относительно полого (первые градусы) погружаться в сторону внутренних районов Прикаспийской впадины. Высота карбонатного уступа достигает 1–1,5 км при ширине 10–15 км. В клиноформе происходит резкое утонение верхней части карбонатного комплекса. Судя по волновой картине и скоростным параметрам, у подножия бортового уступа и в прилегающих районах Прикаспийской впадины верхневизейско-сакмарские отложения сложены глинисто-карбонатными осадками (депрессийные фации) мощностью до 500 м.

У подножия карбонатного уступа начинает фиксироваться новое геологическое тело (300–400 м), слои которого прислоняются к поверхности клиноформы (см. рис. 80).

Оно, судя по данным бурения смежных площадей (Боржен, Восточный Тобускен), сложено терригенными отложениями докунгурской нижней перми (скорее всего артинский ярус).

Карбонатный уступ захороняется мощным (2 км) комплексом соленосных кунгурских и пестроцветных верхнепермско-триасовых пород (комплекс заполнения). Его подошвой служит кровля верхневизьско-нижнепермских докунгурских пород (горизонты P_2 или P_1), а кровлей — подошва юрских отложений (V горизонт). В ней слои испытывают сложные изгибы, резко дискордантные по отношению к ограничивающим его поверхностям. В районе бровки карбонатного уступа кунгурско-триасовый комплекс заполнения срезается подошвой средней юры. Общая мощность верхневизьско-триасовых отложений юго-восточной периферии Прикаспийской впадины 2,8–2,9 км, что близко соответствует мощности (2,5 км) верхневизьско-нижнепермских (докунгурских) карбонатных образований юго-восточного карбонатного уступа.

Приведенный анализ подсоловых палеозойских геологических тел Терескен-Восточно-Тортковского участка позволяет подойти к установлению их тектонической природы (см. рис. 78). На крайнем юго-востоке фиксируется узкое северо-восточное окончание Южно-Эмбенского складчатого сооружения. В востока оно ограничено Терескенским выступом докембрийского фундамента, перекрытого доверхнедевонским чехлом (платформенным или квазиплатформенным), выходящим на домезозойскую поверхность. Северо-восточное замыкание Южно-Эмбенского складчатого сооружения сейсморазведкой осталось не изученным. Вероятно, оно происходит непосредственно к северо-востоку от профиля "Главный".

К северо-западу от Южно-Эмбенского складчатого сооружения и Терескенского выступа докембрийского фундамента располагается область относительно высокого залегания платформенного докунгурского палеозоя. На юго-восток она протягивается до Сакмаро-Кокпектинского разлома западного ограничения Уральской складчатой системы. Область относительно высокого залегания платформенного докунгурского палеозоя входит в состав Восточно-Европейской платформы или зоны докембрийской консолидации Центрально-Евразийской платформы. В ее составе установлены верхнедевонско-нижневизьский терригенный и верхневизьско-сакмарский карбонатный комплексы. Общая мощность доверхневизьских пород сокращается с юго-востока на северо-запад от 7 до 5 км.

С северо-запада область относительно высокого залегания докунгурского палеозоя ограничена карбонатным бортовым уступом, являющимся естественной границей Прикаспийской впадины.

Допозднедевонское развитие исследованной территории во многом еще не ясно. На юго-востоке шло формирование чехла (платформенного или квазиплатформенного). В позднедевонско-ранневизьское время происходило накопление мощных серий терригенных образований. Образовался перикратонный прогиб, непосредственно переходящий в Уральскую геосинклиналь. На рубеже раннего и позднего вize, как показывают сейсмические материалы по смежной с юго-запада территории, произошли интенсивные деформации, наметившие северо-восточное окончание Южно-Эмбенского складчатого сооружения.

С поздневизьского времени палеогеографические условия существенно изменились. На площадях южной периферии Уральской геосинклинали началось накопление мелководных карбонатов. Последние отлагались вплоть до сакмарского века и в прилегающих районах платформы, образовав покров карбонатов. Юго-восточная периферия Прикаспийской впадины на рубеже раннего и позднего вize испытала резкое опускание с образованием глубоководного бассейна. Его борт, который отражает поверхность доверхневизьского комплекса пород (сейсмические горизонты Д и P_2^1), представлял собой тектоническую флексуру и стал континентальным склоном. На его площади мелководные карбонатные осадки замещались маломощными глинисто-карбонатными осадками, выполнявшими дно глубоководного бассейна. Они создали более крутой преартинский аккумулятивный континентальный склон с резко выраженной бровкой шельфа. Последняя обусловлена склоном биогермной (рифогенной) постройки.

В артинский век в глубоководном (2–3 км) Прикаспийском бассейне начали отлагаться терригенные осадки. В подножии континентального склона карбонатного уступа они были прислонены к поверхности доартинских образований. В кунгурском веке глубоководный Прикаспийский бассейн стал заполняться мощными толщами эвапоритов.

Локальные оттоки соляных масс образовали компенсационные мульды, в которых накапливались на изолированных площадях мощные серии пестроцветных терригенных образований верхней перми и триаса.

В предъюрское время прошла интенсивная волна блоковых постседиментационных восходящих тектонических движений. Интенсивность ее нарастала с северо-запада на юго-восток. Она явилась главной составляющей наклона предъюрских слоев в обрамлении Прикаспийской впадины и привела к их повсеместному срезу. Величина последнего также увеличилась с юго-запада на северо-восток.

В юрское и последующее меловое и кайнозойское время осадконакопление происходило в эпиконтинентальных условиях. Сложная доюрская тектоно-седиментационная структура была скрыта покровом пологолежащих слоев юрско-кайнозойского чехла.

Установленные по сейсмическим материалам форма геологических тел и геометрия границ в палеозойском разрезе объективно раскрывают перспективы их нефтегазоносности. Первоочередным объектом для обнаружения залежей углеводородов является линия антиклинальных складок верхневизейско-сакмарского комплекса, в первую очередь развитые в ней биогермные (рифогенные) постройки. Практически они все подготовлены для разведочного бурения. Требуется проверки локальное антиклинальное поднятие, установленное по горизонту K_2 . Правда, неблагоприятным фактором этого объекта является отсутствие здесь кунгурской соленосной покрывки. Вторым объектом поисков углеводородов является прямая клиноформа верхневизейско-сакмарских карбонатов. В ней могут быть обнаружены литологические залежи, особенно вдоль контакта с биогермными (рифогенными) постройками. Необходимо проверить и "головы" срезанных палеозойских слоев вдоль юго-восточного края полосы карбонатов. Здесь могут быть найдены стратиграфические залежи, образовавшиеся за счет мезозойско-кайнозойской миграции углеводородов. Представляют интерес прислоняющиеся к карбонатному уступу артинские, кунгурские, верхнепермские и триасовые породы. В зоне контакта они могут содержать залежи углеводородов.

СТРОЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ПРИБОРТОВОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ (КЕНКИЯК-ЖАНАЖОЛЬСКИЙ УЧАСТОК) ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ МОГТ

Структура подсолевых палеозойских пород начала расшифровываться с 60-х годов по региональным сейсмическим профилям и скважинам [Аввакумов, Гридасов, 1962; Авров, Космочева, 1963, 1969; Богомоллова и др., 1963; Манилов, Фоменко, 1964; Панкратов и др., 1964; Варенцов, Авров, 1970; Геология СССР, 1970а, б; Замаренов, 1970; Трайнин и др., 1971; Дальян, Посадская, 1972; Фоменко, 1973; Булекбаев и др., 1974]. По мере поступления нового материала знания по этому вопросу расширялись и углублялись [Яншин и др., 1975, 1978; Арабаджи и др., 1976; Гридасов и др., 1976; Кириухин, Обрядчиков, 1976; Азнабаев, 1977; Бакиров и др., 1977, 1980; Волож и др., 1977; Геология СССР, 1977; Огай и др., 1977; Стасенков и др., 1977; Булекбаев и др., 1978, 1979; Кириухин и др., 1978а, б, 1980а, б; Неволин, 1978; Тасыбаев, 1979; Кунин и др., 1979; Нсанов и др., 1979; Соколов и др., 1979; Дальян, 1980; Дальян, Такаев, 1980; Журавлев, Рогова, 1980; Джумагалиев и др., 1981; Марченко, 1982; Пилифосов и др., 1982].

В настоящее время Турланской и Актюбинской геофизическими экспедициями на Кенкияк-Жанажольском участке восточной бортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления отработана поисковая сеть сейсмических профилей МОГТ, частично дублированная КМПВ (рис. 84).

Палеозойские породы на Кенкияк-Жанажольском участке восточной бортовой зоны Прикаспийской впадины вскрыты 70 скважинами (см. рис. 84). Наиболее древние нижневизейские образования, представленные сероцветными терригенными породами, достигнуты на площади Жанажоль. Выше залегают верхневизейско-башкирские светло-серые органогенно-обломочные известняки (до 654 м) с прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов [Кухтинов и др., 1981; Марченко, 1982]. Карбонаты перекрывают

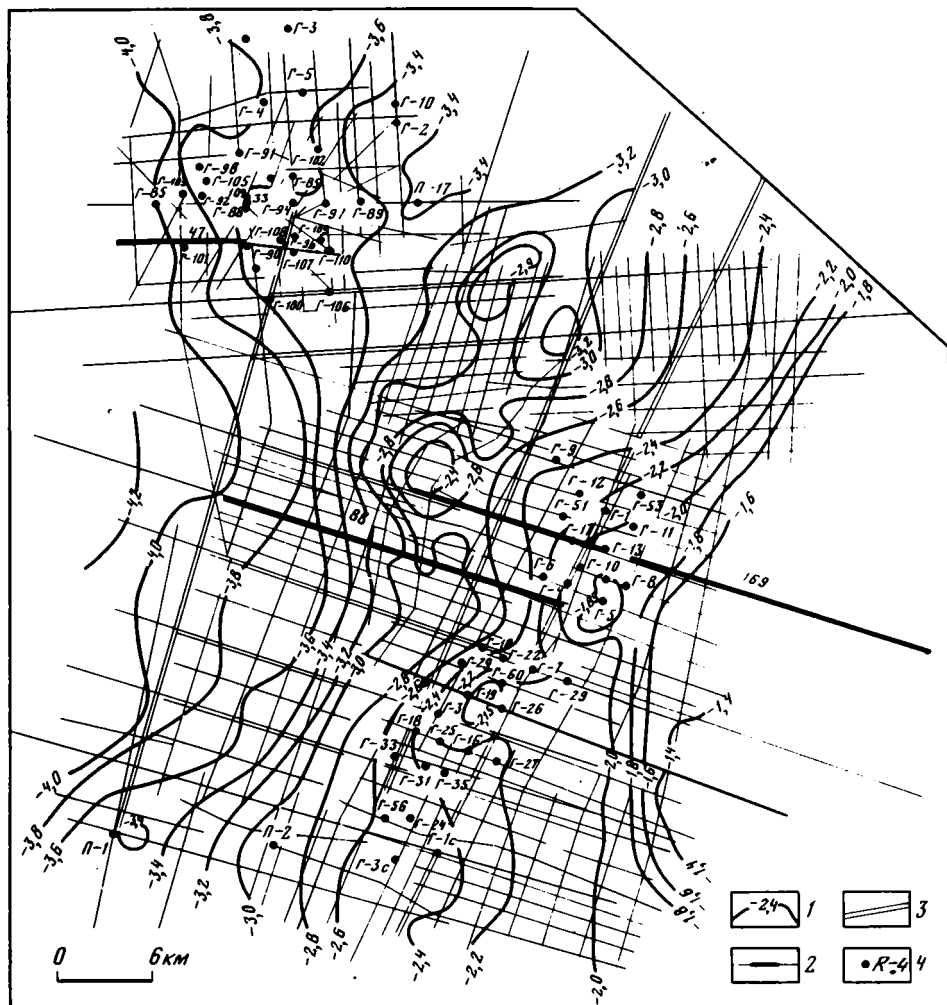


Рис. 84. Структурная карта по сейсмическому горизонту P_1 .
1 — изогипсы по сейсмическому горизонту P_1 (в км); 2 — сейсмические профили МОГТ (жирной линией показаны профили и фрагменты, приводимые на рис. 88–90); 3 — то же, дублированные КМПВ; 4 — скважины, достигшие сейсмического горизонта P_1 .

ся нижнемосковскими сероцветными терригенными породами с отдельными прослоями известняков (260–366 м) [Марченко, 1982]. Еще выше залегают верхнемосковские известняки и доломиты (380–540 м). Венчают подсолевой палеозойский разрез верхнекаменноугольно-артинские сероцветные терригенные образования. На Жанажольской площади в строении верхнего карбона участвуют карбонаты и ангидриты. На площади Кенкияк в них преимущественно по электрокаротажным параметрам выделено несколько плохо коррелируемых литологических толщ [Кирюхин, Обрядчиков, 1976]. Мощность верхнекаменноугольно-артинских пород на этих площадях соответственно 404–634 и 103–598 м. Следует отметить, что на первой из них они непосредственно залегают на верхневизейско-башкирских карбонатах, а отложения московского яруса в скважинах не обнаружены.

Волновое поле отраженных волн на рассматриваемом участке отличается значительной сложностью и разнообразием. Все зарегистрированные отраженные волны можно разделить на группы, соответствующие надсолевому, солевому и подсолевому разрезам. В первой группе наиболее четкой является волна, связанная с отражающим гори-

зонтом V. Она представляет собой двух-трехфазное колебание с видимым периодом 0,03–0,35 с. При уменьшении глубин залегания горизонта V до 200–300 м отражения от него применяемыми системами наблюдения практически не прослеживаются. По данным бурения он стратифицируется как подошва юры, ниже почти согласно залегает еще один горизонт ($t_0 = 0,4–0,7$ с). Основным критерием выделения отражений от него является несогласие с нижележащими интенсивными наклоненными осями синфазности. Он приурочивается к поверхности структурного несогласия, возраст которой по данным бурения датируется подошвой триаса.

Волна IV выделяется уверенно по динамическим признакам. Она представляет собой интенсивное многофазное колебание с видимым периодом 0,035–0,4 с. К ней приурочен отчетливо регистрируемый преломляющий горизонт с $V_T = 4,5–5$ км/с. По привязке к скважинам отражающий и преломляющий горизонты VI стратифицируются поверхностью кунгурской соли. Ниже них отмечается отсутствие регулярной сейсмической записи. Отражающий и преломляющий горизонты VI распространены на изолированных участках, отражая соляные купола.

На отдельных площадях, преимущественно вне прослеживания отражающего и преломляющего горизонтов VI, регистрируется отраженная интенсивная многофазная волна, связанная с отражающим горизонтом VII. Корреляционная увязка и построение структурных карт по этому горизонту вызывают большие затруднения в связи с незакономерным затуханием и появлением новых фаз волны VII на отдельных участках рассматриваемой площади. По привязке к буровым скважинам отражающий горизонт VII датируется поверхностью терригенно-сульфатного комплекса верхнего конгура.

Отраженные волны от подсолевых горизонтов резко отличаются от вышележащих отражений по ряду кинематических и динамических признаков. Они обладают большими кажущимися скоростями, малыми углами наклона и более низким частотным спектром. Наиболее уверенно подсолевые отражения прослеживаются в межкупольных зонах. Соляные купола искажают оси синфазности отраженных волн от подсолевых горизонтов. Нередко происходит разрыв в корреляции. отождествление волн в этом случае возможно лишь по динамическим особенностям и по ряду признаков прослеживания.

Наиболее четким и динамически выраженным отражением из волн подсолевого комплекса является волна, связанная с отражающим горизонтом P_1 . Она представляет собой четкое интенсивное двух-трехфазное колебание с видимым периодом 0,035–0,04 с. В пределах рассматриваемой площади наблюдается закономерное увеличение времени регистрации этой волны с востока на запад от 1,3 до 2,4 с. Отраженные волны от горизонтов P_1 и VII часто, особенно в районе структуры Кенкиак, создают единую многофазную интерференционную запись. Разделение их в этом случае возможно лишь по корреляционной увязке с другими профилями. На временных разрезах горизонт VII выглядит в виде шапок, нависающих над горизонтом P_1 . На участках максимального раздува между ними временной интервал достигает 0,3–0,4 с, при пластовых скоростях по сейсмокаротажу — до 4 км/с. На вертикальных годографах сейсмокаротажа глубоких скважин толща отложений, кровлей которых является горизонт P_1 , отмечается пониженными значениями пластовых скоростей (3,6–4 км/с) по сравнению с выше- и нижележащими отложениями. По привязкам к глубоким скважинам этот горизонт датируется подошвой кунгура, к которой подходят различные горизонты карбона и до-кунгурской нижней перми.

Ниже горизонта P_1 в восточной части рассматриваемой площади следится волна P_2^M . Она представляет собой интенсивное, динамически выраженное колебание с видимым периодом 0,035–0,04 с. Она фиксируется в интервале времен 1,5–1,8 с. На временных разрезах горизонт P_2^M опознается по угловому несогласию с горизонтом P_1 . С востока на запад наблюдается уменьшение временного интервала между этими двумя горизонтами от 0,4–0,5 до 0,1 с. Максимальное сближение этих горизонтов, вплоть до полного их слияния, наблюдается на всех профилях широтного направления, примерно на линии их пересечения с профилями 405 и 79. Западнее этой условной линии горизонт P_2^M не наблюдается. По привязке к глубоким скважинам он стратифицируется как кровля карбонатных отложений московского яруса.

Согласно с горизонтом P_2^M и на 0,15–0,20 с ниже него выделяется отражающий горизонт P_2^I . Он прослеживается менее уверенно, чем горизонт P_2^M . Отраженная волна, соответствующая ему, отличается маловыразительной динамикой записи. Несколько западнее условной линии прекращения корреляции горизонта P_2^M происходит уменьшение

временного интервала между горизонтами P_1^I и P_1 , волновая картина приобретает сложный интерференционный характер. Однозначное прослеживание зон склинивания горизонтов P_1 , P_2^M и P_2^I обычными методами сейсморазведки МОГТ вызывает большие затруднения. По привязкам к скважинам на площади Жанажол горизонт P_2^I стратифицируется как подошва верхнемосковских карбонатов. Толща отложений, заключенных между горизонтами P_2^M и P_2^I по данным сейсмокаротажа глубоких скважин имеет пластовую скорость 5,6–6,2 км/с.

В восточной части анализируемой площади ниже горизонта P_2^I , а в западной ниже горизонта P_1 непрерывно прослеживается горизонт P_2^B , который регистрируется на временах 1,8–3,2 с. Волна, отраженная от этого горизонта, имеет не менее трех фаз с видимым периодом колебания 0,035–0,04 с. В южной части анализируемой площади горизонты P_2^M и P_2^I наблюдается более резкое погружение с востока на запад горизонта P_2^B по сравнению с горизонтом P_1 . Временной интервал между ними возрастает от 0,2 до 0,5 с.

В северной части территории (площадь Кенкияк) отражающий горизонт P_2^B залегает в основном согласно с горизонтом P_1 , на 0,2–0,4 с ниже него. На крайнем западе происходит резкое флексурообразное погружение горизонта P_2^B , а временной интервал между ними возрастает до 0,6–0,7 с. Характерная особенность для волны от горизонта P_2^B — сложное волновое поле: наличие дифрагированных волн, непротяженных заходов и петель, ступенеобразных сдвигов. По привязке к скважинам отражающий горизонт P_2^B стратифицируется как кровля карбонатов башкирского яруса. Пластовая скорость этих отложений по данным сейсмокаротажа 6200 м/с.

С отражающим горизонтом P_2^M и на площади его отсутствия с горизонтом P_2^B совпадает преломляющий горизонт d_{oc}^o с $V_T = 5,8$ –6,5 км/с. Преломленная волна P_{oc}^o имеет характерную многофазную, аномально затухающую форму записи. Количество фаз достигает 8–10. Групповой характер затухания фаз свидетельствует о переслаивании высокоскоростных карбонатных и низкоскоростных терригенных отложений. На некоторых участках аномальное затухание преломленных волн отсутствует, что указывает на более однородный состав карбонатной толщи. Преломляющий горизонт d_{oc}^o стратифицируется как кровля верхневизейско-московских карбонатов. Западнее флексурообразного погружения отражающего горизонта P_2^B прекращается регистрация волн P_{oc}^o .

В нижней части подсолевого палеозойского разреза регистрируются отраженные волны P_2^I и P_3 . Волна P_2^I регистрируется на временах 2,1–3,1 с. Она слабая по интенсивности, трехфазная, по площади следится неуверенно, отдельными площадками. При корреляции возможен переход на одну-две фазы. На большей части анализируемой площади горизонт P_2^I залегает почти согласно с горизонтом P_2^B , на 0,2–0,3 с ниже него. На западе рассматриваемой площади после резкого погружения горизонта P_2^B наблюдается смыкание этих двух горизонтов. По привязке к глубоким скважинам горизонт P_2^I датируется кровлей нижневизейских терригенов.

На временах регистрации 3,2–3,6 с наблюдается волна P_3 . Ее запись довольно интенсивная и многофазная. Сейсмический горизонт P_3 прослеживается повсеместно, чаще всего в виде отдельных площадок. Он условно стратифицируется как доверхнедевонские терригенные образования.

Вблизи отражающего горизонта P_3 устанавливается преломляющий горизонт d_K^o . Преломленная волна P_K^o прослежена на площади повсеместно. Она представляет собой интенсивное многофазное колебание. Кажущиеся скорости волн P_{oc}^o и P_K^o близки по значениям и составляют 5,8–6,5 км/с. Преломляющий горизонт d_K^o характеризует поверхность докембрийского фундамента.

На западном крыле структуры Урихтау после схождения волн P_1 и P_2^M наблюдается интерференционная картина: в интервале до 0,6 с регистрируются волны с наклонными и криволинейными осями синфазности, дифрагированные и др. Фазовая корреляция данных МОГТ здесь вызывает большие затруднения. Сопоставление материалов МОГТ и КМПВ показывает, что высокоскоростная граница с $V_T = 5,8$ –6,2 км/с на этом участке воздымается вверх на уровень четкой, но непротяженной отражающей границы и затем резко обрывается. Здесь в узкой полосе наблюдается зона потери корреляции по подсолевым отражающим горизонтам. С запада к этой зоне примыкают интенсивные фазы горизонтально залегającego горизонта P_1 , ниже которого регистрируются наклоненные на запад отражающие границы P_2^B и P_2^I . При этом отражающий горизонт P_2^B

залегают резко несогласно с горизонтами P_1 и P_2^1 , склинаясь с последним. Таким образом, в интервале 4–5 км перед полосой резкого погружения горизонта P_2^0 и сближения его с горизонтом P_2^1 наблюдается осложнение волнового поля по группе волн К (P_2^M , P_2^1 и P_2^0). Из всего волнового пакета четко прослеживается только верхняя волна (P_2^M), совпадающая с высокоскоростным ($V_T = 5,8\text{--}6,2$ км/с) горизонтом, остальные волны группы практически не прослеживаются. Временной диапазон волнового пакета К увеличивается на 0,1–0,2 с.

Кенкияк-Жаназольский участок восточной бортовой зоны Прикаспийской впадины охватывает своды и восточные крылья Кенкиякского и Букембайского поднятий докембрийского фундамента (рис. 85). Они соответственно оконтурены изогипсами — 7,5 и — 7 км, к востоку поверхности докембрийского фундамента опускаются до — 8 км.

По поверхности разновозрастных карбонатов (горизонты P_2^M или P_2^0), а на площади их отсутствия по горизонту P_2^1 построена структурная карта (рис. 86). На востоке вырисовывается локальное Жаназольское поднятие. В его своде горизонт P_2^M залегают на глубине 2,4 км. Поднятие оконтуривается изогипсой — 2,5 км. По ней оно имеет меридиональную ориентировку, слегка отклоняясь к северо-востоку, и размеры 10 x 5 км. Жаназольское поднятие характеризуется симметричным строением с наклоном на крыльях до 130 м/км, где сейсмический горизонт P_2 опускается до — 2,7 км (на востоке) и — 3 км (на западе). К югу от Жаназольского поднятия расположено Кунгурское локальное поднятие. В его своде сейсмический горизонт P_2^M располагается на отметке — 2,4 км. По замкнутой изогипсе — 2,5 км его размеры 8 x 5 км. По изогипсе — 2,6 км длина возрастает до 18 км. Этой изогипсой Жаназольское и Кунгурское поднятие вырисовываются в виде единой структуры. По остальным параметрам Кунгурское поднятие близко к Жаназольскому. На востоке изогипсами — (2,4 ÷ 2,6) км намечаются три структурных носа, южные из которых выделяются под названием Солончаковского и Надеждинского поднятий.

К западу расположено еще более контрастное локальное поднятие Урихтау. В его своде сейсмический горизонт P_2^M залегают на глубине 2,4 км. Оно оконтуривается изогипсой — 2,95 км. По ней поднятие имеет куполовидную форму, в виде структурного носа, вытянутого к югу, при размерах 11,5 x 6 км. Поднятие Урихтау имеет симметричное строение с наклоном сейсмического горизонта P_2^M на крыльях до 220 м/км.

К северу от поднятия Урихтау установлено локальное поднятие Южный Мортук. В его своде сейсмический горизонт P_2^M находится на глубине 3,2 км. Поднятие слегка вытянуто к северо-востоку при размерах 5 x 3,5 км. Поднятие Южный Мортук имеет асимметричное строение. На западном крыле сейсмический горизонт P_2^M или P_2^0 погружается до 150 м/км, а на восточном — до 100 м/км. С востока поднятие Южный Мортук ограничивается мульдой, замкнутой до изогипсе — 3,4 км. К востоку и юго-востоку от последней сейсмический горизонт P_2^M испытывает региональный подъем до отметок от — 2,6 до — 2,4 км.

К западу от поднятий Урихтау и Южный Мортук поверхность карбонатов и сейсмический горизонт P_2^1 регионально погружаются до — (5 ÷ 5,6) км при наклоне до 450 м/км. На его фоне вырисовывается структурный нос и залив, намечаемые изогипсой — 4,2 км.

Сейсмический горизонт P_1 (см. рис. 84) регионально погружается с востока на запад с отметкой от 1,3 до — 4,2 км. На крайнем востоке он имеет крутой изгиб (до 200 м/км). Району площади Жаназол отвечает структурный нос, и только изогипса — 1,85 км оконтуривает локальную замкнутую структуру с размерами 4 x 8 км. К югу от него изогипса — 2,15 км намечает еще одно локальное поднятие небольших размеров. По сейсмическому горизонту P_1 отчетливо вырисовываются поднятия Урихтау и Южный Мортук с параметрами, близкими к обрисованным горизонтам P_2 . В районе площади Кенкияк намечаются структурный нос и сопряженный с северо-востока структурный залив, ориентированный с юго-востока на северо-запад. По изогипсе — 3,6 км его размеры 5 x 5 км. Структурный нос слегка ассиметричен, с более крутым юго-западным (до 120 м/км) и пологим северо-восточным (до 50 м/км) крыльями. На севере по изогипсе — 2,9 км намечается замкнутое локальное поднятие северо-восточной ориентировки с размерами 4 x 2 км.

Сейсмическими исследованиями и глубоким бурением в подсолевом разрезе Кенкияк-Жаназольского участка установлено три комплекса пород. Нижний, расположенный между преломляющим горизонтом d_k^0 (или отражающим горизонтом P_3) и отражающим горизонтом P_2^1 , сложен среднепалеозойскими (девонско-верхневизей-

Рис. 85. Структурная карта поверхности докембрийского фундамента

1 — изогипсы поверхности докембрийского фундамента (в км) (сейсмический горизонт $d_{\text{с}}$); 2 — положение Кенкиак-Жанажольского участка

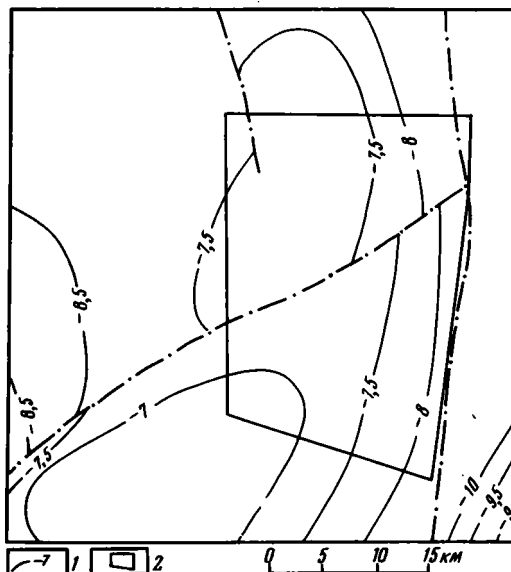
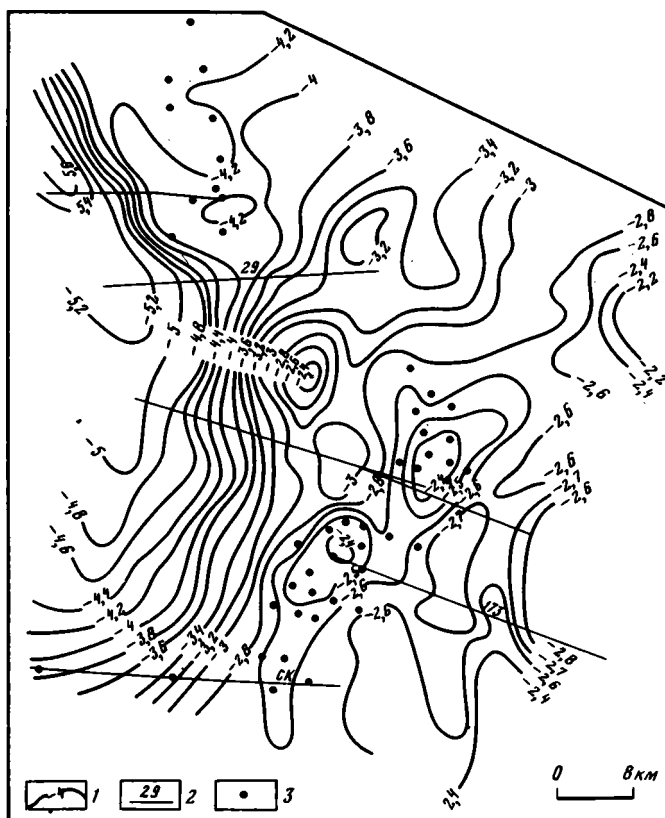


Рис. 86. Структурная карта по сейсмическим горизонтам Π_1 , Π_2 или Π_1^1

1 — изогипсы по сейсмическим горизонтам Π_1^1 , Π_2 , Π_1 (в км); 2 — сейсмические профили; 3 — скважины, достигшие сейсмических горизонтов Π_1^1 или Π_2



скими) терригенными образованиями. Его мощность равномерно утоняется с востока на запад от 3,8 до 4,7 км.

Средний комплекс, расположенный между сейсмическими горизонтами P_2^1 и P_2^M , сложен верхневизейско-московскими карбонатными образованиями, расслоенными нижнемосковскими терригенными отложениями (рис. 87). Его мощность достигает 2 км. Слои верхневизейско-московского комплекса испытывают пологие изгибы практически без изменения мощностей (рис. 88, см. также рис. 86).

К западу от локального поднятия Урихтау происходит резкое утонение вначале верхнемосковских, а затем верхневизейско-башкирских карбонатов с образованием прямых клиноформ (рис. 89; см. также рис. 86). Одновременно резко сокращаются почти до полного выпадения из разреза нижнемосковские терригенные отложения. Поверхность клиноформ образует пологий карбонатный уступ, наклон которого составляет $15-16^\circ$, при ширине от 10 км на севере до 5 км на юге (от бровки до поднятия) и высоте 800–1000 м. К северу от поднятия Урихтау происходит расщепление карбонатного уступа на две ветви. Верхняя, верхнемосковская, отклоняется к северо-востоку. Высота верхнемосковского уступа 500–600 м при наклоне $10-13^\circ$ и ширине до 3 км. Нижняя, верхневизейско-нижнемосковская ветвь отклоняется к северо-западу (рис. 90). Высота уступа 800–1200 м, наклон $15-20^\circ$, ширина 10 км на юге и 3 км на севере. Максимальное расстояние между нижним и верхним карбонатными уступами по северному сечению достигает 20 км. Сейсмические исследования КМПВ и скважины площади Кожасай свидетельствуют о том, что и на крайнем юге, по-видимому, происходит расщепление карбонатного уступа и его нижняя часть (верхневизейско-башкирский уступ) смещается на 10–15 км к юго-западу. К западу от карбонатных уступов верхневизейско-московские отложения или переходят в однообразные маломощные глинисто-карбонатные депрессионные осадки или практически исчезают из разреза. Во всяком случае до настоящего времени они ни сейсморазведкой ни бурением не выявлены.

Верхний комплекс, расположенный между сейсмическими горизонтами P_2^M , P_2^b или P_2^1 и P_1^1 , сложен верхнекаменноугольно-артинскими, преимущественно терригенными породами (рис. 91). На востоке на территории Западного Примугоджарья его распространение ограничивает Сакмаро-Кокпектинский разлом (см. рис. 86), близ которого мощность комплекса 3 км. К западу под покровом юрско-кайнозойских отложений наблюдается плавное утонение пород верхнего комплекса до 2,2–2,3 км. Отсюда он резко сокращается (до 1 км) и погружается, перекрываясь кунгурско-триасовым комплексом пород. К Жанажольскому поднятию градиент изменения мощности падает и она более плавно сокращается к поднятиям Урихтау и Южный Мортук, на своде которых верхнекаменноугольно-артинские отложения полностью выклиниваются и московские карбонаты непосредственно перекрываются кунгурско-триасовым комплексом пород. К западу верхнекаменноугольно-артинский комплекс пород (до 500–600, а затем 1000–1200 м) вновь появляется над карбонатными уступами и их захороняет. Слагающие их слои прислоняются к поверхности верхневизейско-московских карбонатов. Причем более молодая, вероятно сакмарско-артинская, часть комплекса (до 600–700 м) проходит дальше к востоку, ограничиваясь верхнемосковским уступом, по сравнению с более древней, вероятно, верхнекаменноугольно-ассельской (до 400–500 м), распространение которой ограничивает верхневизейско-башкирский уступ. В районе сейсмического профиля 46 отмечается локальная зона сокращения мощностей части комплекса (до 200 м). На крайнем западе исследованной площади мощность верхнекаменноугольно-артинского терригенного комплекса достигает 1–1,4 км.

Подсолевой разрез фрагментарно перекрывается верхнекунгурским терригенно-сульфатным комплексом пород, расположенным между сейсмическими горизонтами P_1 и VII (рис. 92). Возможно, их верхние горизонты принадлежат к уфимскому ярусу. Он образует изолированные тела, в плане имеющие форму изометрических подушек. В поперечнике они достигают 20 км при высоте 600–800 м. Слои кунгурского терригенно-сульфатного комплекса по периферии подушек испытывают погружение, конседиментационное утонение (до 50%) и прислоняются к пологолежащему подсолевому ложу (см. рис. 89). Распространение терригенно-сульфатных подушек связано пре-

¹ В этом случае в нижней части разреза могут присутствовать относительно маломощные депрессионные глинисто-карбонатные отложения верхневизейско-московского возраста.

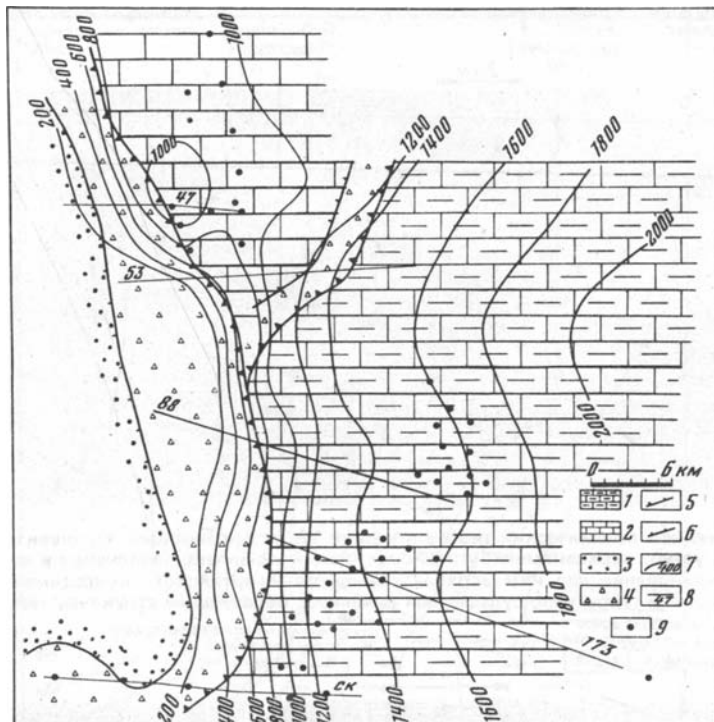


Рис. 87. Распространение верхневизейско-московских отложений

1, 2 — мелководные карбонатные комплексы: 1 — верхневизейско-московский, расслоенный нижнемосковскими терригенными отложениями, 2 — верхневизейско-башкирский; 3 — верхневизейско-московский маломощный депрессионный комплекс или отсутствие одновозрастных отложений в разрезе; 4 — прямые клиноформы верхневизейско-московского комплекса; 5, 6 — карбонатный уступ: 5 — бровка, 6 — подножие; 7 — изопакхиты мощности верхневизейско-московского карбонатного комплекса (в м); 8 — сейсмические профили и их номера; 9 — скважины, вскрывшие верхневизейско-московский карбонатный комплекс

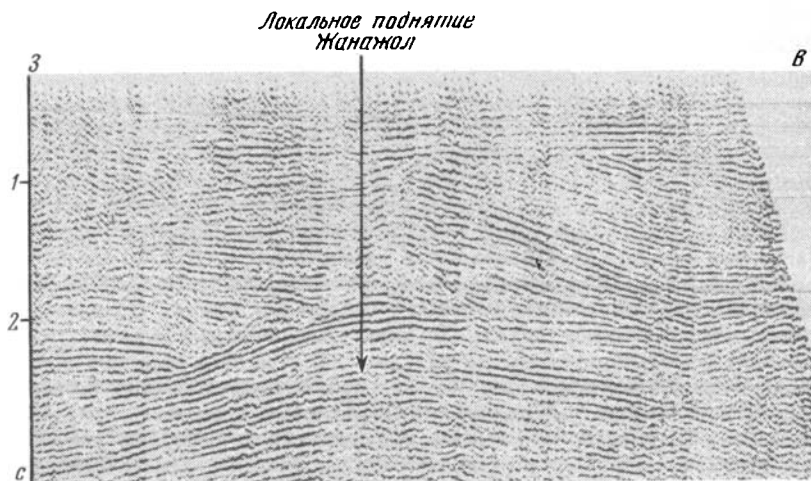


Рис. 88. Временной сейсмический разрез профиля 169, показывающий строение локального поднятия Жанажол

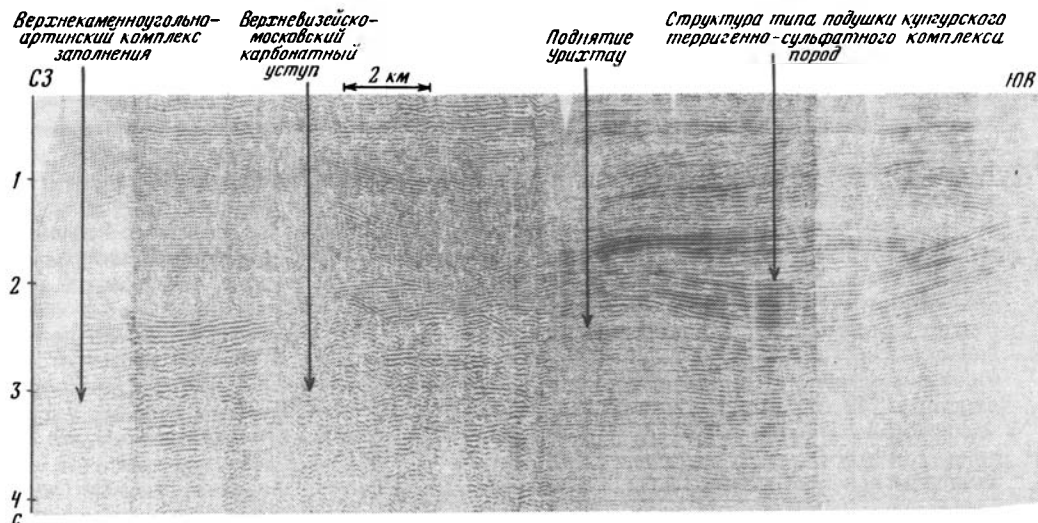


Рис. 89. Временной сейсмический разрез профиля 88, показывающий верхневизейско-московский карбонатный уступ, верхнекаменноугольно-артинский комплекс заполнения и локальное поднятие Урихтау, выклинивание над ним верхнекаменноугольно-артинского конседиментационного комплекса и кунгурский терригенно-сульфатный комплекс, образующий структуру типа подушки

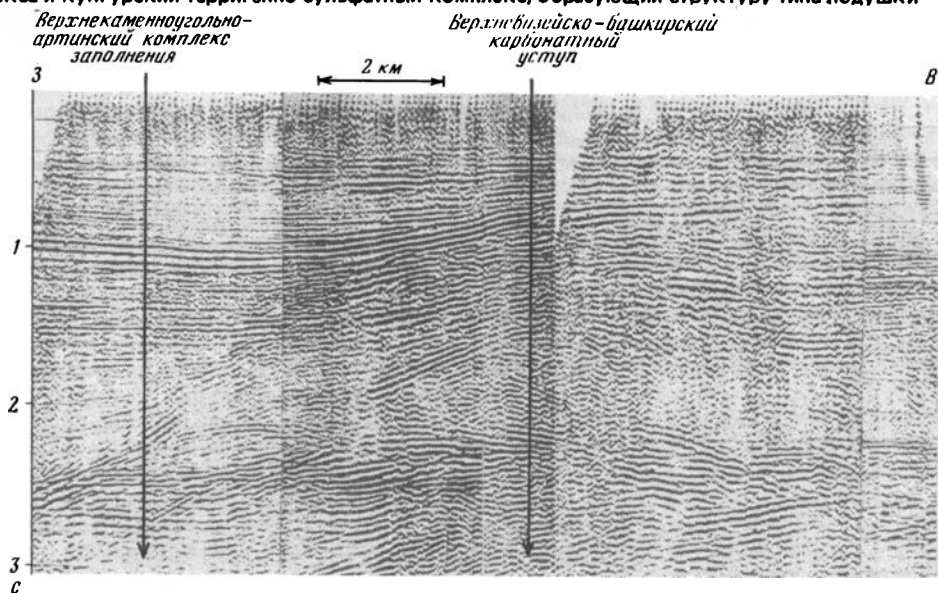


Рис. 90. Временной сейсмический разрез профиля 47, показывающий верхневизейско-башкирский уступ и верхнекаменноугольно-артинский комплекс заполнения

имущественно с межкупольными депрессиями, и над ними располагаются верхнепермские структуры типа "черепахи" [Журавлев, 1972].

Самостоятельный структурный комплекс образуют соленосные толщи кунгура и пестроцветные терригенные образования верхней перми (рис. 93). Он расположен между сейсмическими горизонтами P_1 или VII и V. В нем распространены сложные дислокации, связанные с пластическими перемещениями соляных масс. Мощность кунгурско-верхнепермского комплекса закономерно сокращается с запада на восток от 3,6 до 1,6 км. На этом фоне отчетливым сокращением (до 300 м) мощностей вырисовывается локальное поднятие Урихтау. На востоке его ограничением является бортовой уступ, связанный с флексурным изгибом подсолевого ложа. Его высота 1,5 км при

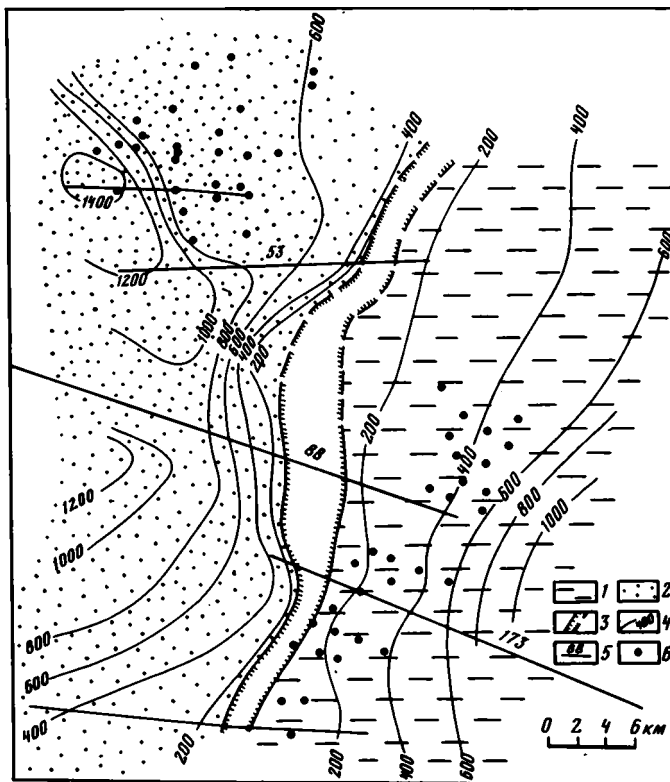


Рис. 91. Распространение верхнекаменноугольно-артинских отложений

1, 2 — верхнекаменноугольно-артинский комплекс: 1 — мелководный терригенный конседиментационный, 2 — относительно глубоководный терригенный заполнения; 3 — площадь вероятного отсутствия или малых мощностей (десятки метров) верхнекаменноугольно-артинских отложений; 4 — изопахиты верхнекаменноугольно-артинских отложений (в м); 5 — сейсмические профили и их номера; 6 — скважины, вскрывшие верхнекаменноугольно-артинские отложения

ширине 3–5 км. Восточнее бортового уступа на территории Западного Примугоджарья кунгурско-триасовый комплекс заходит в виде тонкого клина (первые сотни метров), постепенно срезаясь подошвой юры, которая переходит на артинские образования.

Девонско (верхнедевонско-) нижневизейский терригенный комплекс слагает перикратонный прогиб (Эмбенский по Э.Н. Азнабаеву [1977]), связанный с Уральской складчатой геосинклинальной системой. От сложен осадками эпиконтинентального бассейна и имеет конседиментационную природу. Верхневизейско-московский карбонатный комплекс, расслоенный нижнемосковскими терригенными породами, состоит из мелководных осадков и также имеет конседиментационную природу. На западе его возрастные аналоги отсутствуют или замещаются маломощными глубоководными осадками депрессионного комплекса. Верхнекаменноугольно-артинский комплекс на востоке слагает Атжаксинский прогиб, осевая зона которого прижата к Сакмаро-Кокпектинскому разлому. Он представлен мелководными осадками, имеющими конседиментационную природу. На западе верхнекаменноугольно-артинский комплекс состоит из глубоководных осадков. Он представляет собой комплекс заполнения глубоководного бассейна. В строении вышележащих комплексов осадочного чехла участвуют исключительно мелководные отложения и они имеют конседиментационную природу.

В девонско (вероятно, позднедевонско-) ранневизейское время Кенкияк-Жанажольский участок восточной бортовой зоны Прикаспийской впадины входил в состав интенсивно опускавшейся площади перикратонного прогиба, связанного с развитием смежной Уральской геосинклинали. Он компенсировался накоплением мощных серий

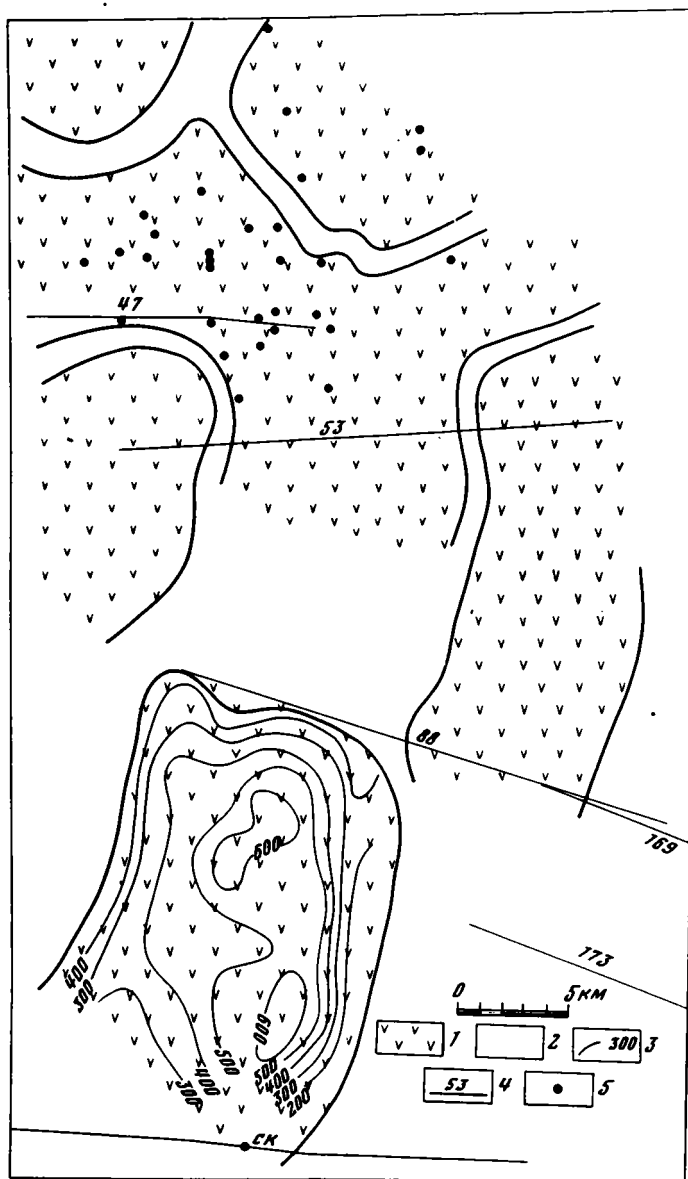


Рис. 92. Распространение кунгурских терригенно-сульфатных отложений

1 — кунгурский терригенно-сульфатный комплекс; 2 — площадь его отсутствия, малых мощностей (меньше 100 м) или отсутствия информации; 3 — изопахиты мощности кунгурского терригенно-сульфатного комплекса (в м); 4 — сейсмические профили и их номера; 5 — скважины, вскрывшие кунгурский терригенно-сульфатный комплекс

терригенных эпиконтинентальных осадков. В поздневизейское время палеогеографические условия существенно изменились. На площадях южной периферии Уральской геосинклинали началось накопление мелководных карбонатов. Последние отлагались вплоть до московского века и в прилегающих районах платформы, образовав покров карбонатов. В раннемосковское время их накопление прервало поступление терригенных осадков. Прикаспийская впадина, включая Кенкияк-Жанажольский участок, на рубеже раннего и позднего визе испытала резкое опускание с образованием глубоководного бассейна. Его борт, который отражает поверхность доверхневизейского комплекса

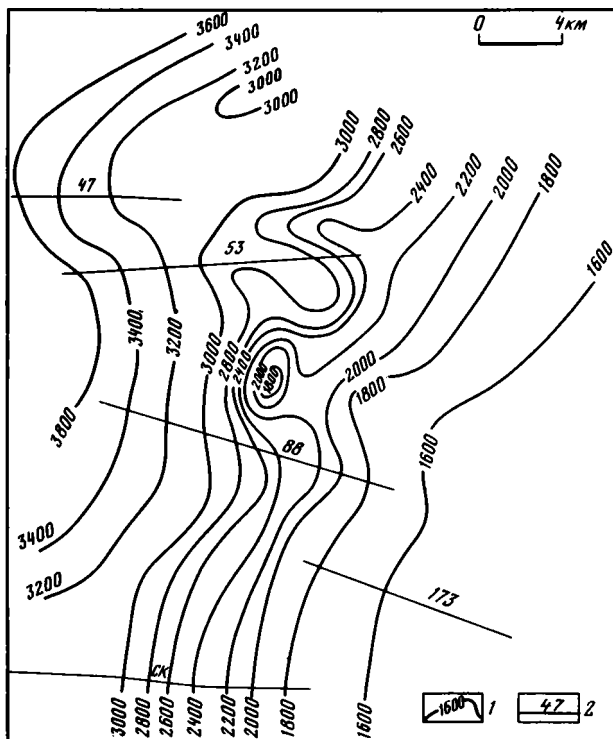


Рис. 93. Мощности кунгурско-верхнепермских отложений

1 — изопакиты мощности кунгурско-триасовых отложений (в м); 2 — сейсмические профили и их номера

пород (сейсмический горизонт P_1^2), представлял собой тектоническую флексуру и стал континентальным склоном. На его площади мелководные карбонаты или замещались маломощными глинисто-карбонатными депрессионными осадками, или накопления осадков не происходило. Верхневизейско-башкирские карбонаты создали более крутой аккумулятивный континентальный склон с резко выраженной бровкой шельфа. Последняя обусловлена склоном биогермной (рифогенной) постройки. В позднемосковское время произошло новое кратковременное опускание, продвинувшее глубоководный бассейн к востоку. Оно привело к созданию позднемосковского аккумулятивного уступа. Глубина предпозднекаменноугольного глубоководного бассейна достигает 2 км.

В позднекаменноугольное время возникло Уральское складчатое горное сооружение, давшее обильный терригенный обломочный материал в окружающие районы. На площади Западного Примуржья заложился, конседиментационный Аджакский прогиб. Его осевая зона была непосредственно прижата к Сакмаро-Кокпектинскому разлому. В позднекаменноугольно-артинское время в нем накопилась в результате тектонического погружения и изостазии мощная серия морских мелководных, преимущественно терригенных осадков. К западу темп погружения ослабевал, а в районе сводов поднятий Урихтай — Южный Мортук дно бассейна практически не опускалось. Это привело к утонению вплоть до полного выклинивания верхнекаменноугольно-артинских слоев. Возможно, они здесь испытали и незначительный (десятки метров) срез. В глубоководном Прикаспийском бассейне, который представлял собой готовую ловушку для терригенного обломочного материала, за бровкой позднемосковского шельфа верхнекаменноугольно-артинский комплекс вновь резко возрастал в мощности. Он полностью захоронил рассматриваемую часть глубоководного бассейна.

С кунгурского века началась новая волна интенсивного конседиментационного опускания территории Прикаспийской впадины. Изменившаяся палеогеографическая

обстановка привела к накоплению в условиях эпиконтинентального бассейна мощных эвапоритов. Кунгурская тектоническая флексра ограничила их распространение к востоку на территорию Западного Примугоджарья. Кунгурские тектонические движения и изостазия привели к региональному наклону подсолевого ложа и докунгурских слоев к западу. Они наметили западные крылья локальных поднятий Урихтау и Южно-Мортукского. Пластические перемещения кунгурских пород образовали сложные дислокации. В конце кунгурского века начавшийся отток соляных масс привел на изолированных участках к формированию конседиментационных мульд, заполнявшихся терригенно-сульфатными отложениями. Он продолжился и в поздней перми. Последующее развитие компенсационных смежных соляных мульд привело к опусканию крыльев кунгурско-верхнепермских конседиментационных мульд и превратило их в остаточные инверсионные поднятия — верхнекунгурские подушки и верхнепермские структуры типа "черепахи" [Журавлев, 1972]. Одна из таких наиболее мощных подушек и структуры типа "черепахи" изостатически опустила подсолевое ложе и докунгурские слои, создав мульд, разделившую локальные поднятия Урихтау и Жанажол.

Таким образом, локальные поднятия Жанажол, Урихтау и Южный Мортук созданы разновременными движениями. Восточное крыло первого из них образовано позднекаменноугольно-артинским прогибанием. Западные крылья двух последних возникли за счет кунгурского пускания. А разделение Жанажольского и Урихтауского поднятий вызвано изостатическим опусканием терригенно-сульфатной подушки.

Локальные оттоки соляных масс кунгура образовали компенсационные мульды, в которых накапливались на изолированных площадях мощные серии терригенных пестроцветных образований верхней перми.

В предъюрское время интенсивная волна блоковых постседиментационных восходящих тектонических движений привела к повсеместному срезу доюрских слоев. В юрское и последующее меловое и кайнозойское время осадконакопление происходило в эпиконтинентальных условиях. Сложная доюрская тектоно-седиментационная структура была скрыта покровом пологолежащих слоев юрско-кайнозойского чехла.

Первоочередным объектом для обнаружения залежей углеводородов являются локальные антиклинальные поднятия в верхневизейско-московском карбонатном комплексе пород. С Жанажольским поднятием связано крупное месторождение нефти [Нсанов и др., 1979]. Требуют скорейшего ввода в разведку локальные поднятия Урихтау и Южный Мортук. Вдоль карбонатных уступов намечаются биогермные (рифогенные) постройки. Их строение должно быть детализировано сейсмическими исследованиями МОГТ и опробовано бурением.

Вторым объектом поисков углеводородов является верхнекаменноугольно-артинский относительно глубоководный комплекс заполнения. Вдоль уступов его слои прислоняются к поверхности карбонатнов, создавая литологические ловушки. Именно здесь необходимо заложить широтные профили разведочных скважин (по три-четыре на каждом из профилей). Один из них целесообразно приурочить к сейсмическому профилю 88 в зоне совмещения верхневизейско-башкирского и верхнемосковского уступов, где по сейсмическим данным предполагается развитие биогермной постройки верхнемосковского уступа. Одновременно профилем этих скважин разведывается разновозрастная проградационная клиноформа. Два других профиля рекомендуется отрабатывать на севере анализируемого участка по сейсмическому профилю 53 в зоне верхнемосковского уступа и по сейсмическому профилю 47 в зоне верхневизейско-башкирского уступа. Тектонически экранированные ловушки углеводородов в верхнекаменноугольно-артинских слоях могут быть найдены вдоль Сакмаро-Кокпектинского разлома. Однако этот район требует соответствующих сейсмических исследований.

Третьим объектом являются терригенно-сульфатные подушки кунгура. Сква. 96 площадки Кенжик получила из них промышленный приток нефти.

Наконец, четвертым объектом может служить кунгурско-верхнепермский комплекс пород на площади его бортового обрамления. Здесь могут быть обнаружены литологические ловушки, связанные с резко выклинивающимися слоями. Бортовое ограничение требует специальных сейсмических исследований. Ловушки, связанные с дислокациями соли, не рассматриваются.

ДЕПРЕССИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ

Современные модификации сейсморазведки отраженных волн позволяют объективно вскрыть основные закономерности строения и образования геологических тел осадочного чехла Земли. Они разделяются на два главных типа. Первый составляют геологические тела, образующиеся в условиях прогибающегося дна эпиконтинентальных конседиментационных бассейнов. Они приурочены преимущественно к чехлам платформ. Ко второму типу относятся геологические тела, выполняющие готовые седиментационные ловушки. Последние составляют как различные формы отрицательного экзогенного рельефа (эрозионные врезы, карстовые котловины, ледниковые углубления и другие формы), так и отрицательные формы рельефа, созданные доседиментационными нисходящими вертикальными и раздвиговыми горизонтальными тектоническими движениями. Именно ими образованы глубоководные бассейны Мирового океана. При ускоренном прогибании дна эпиконтинентальных бассейнов и нехватке осадков возникают некомпенсированные углубления их подводного рельефа.

В строении седиментационных ловушек участвуют четыре комплекса пород: заполнения, бокового наращивания, депрессионный и гидрогенный.

В формировании осадочного чехла седиментационных ловушек в отличие от эпиконтинентальных конседиментационных бассейнов тектонические движения непосредственно не участвовали. Они создавали лишь отрицательный доседиментационный рельеф. Мощность и вещественный состав геологических седиментационных ловушек обусловлен активностью источников сноса, речной сетью, течениями и физико-географической обстановкой. В общем балансе осадочного чехла седиментационных ловушек главное значение принадлежит латеральному комплексу заполнения.

Глубоководные бассейны представляют собой седиментационные ловушки осадочного материала. В них формирование осадочного чехла шло по существенно иным законам, чем в эпиконтинентальных бассейнах. Одним из характернейших членов разреза глубоководных бассейнов являются депрессионные комплексы. Они возникают в палеогеографических обстановках садки карбонатов. На шельфе могут формироваться мощные толщи биогенных карбонатов. В глубоководных частях бассейна, за бровкой шельфа, их накопление становится невозможным. При отсутствии привноса в бассейн обломочного терригенного материала в нем могут отлагаться лишь хемогенные карбонаты и тонкие илы. Однако скорость их накопления всегда на порядок ниже, чем шельфовых карбонатов. Вследствие этого днище глубоководного бассейна покрывается тонкой пленкой карбонатных глин. На периферии в пределах континентальных склонов они через прямые клиноформы переходят в мощные толщи разновозрастных шельфовых карбонатных пород. Очень часто в зоне их сопряжения возникают барьерные рифы.

Депрессионные комплексы широко распространены в средне-верхнепалеозойском подсолевом разрезе Прикаспийской впадины. Их мощность не превышает первые сотни метров, тогда как синхронные по возрасту шельфовые карбонаты бортовой зоны и обрамления измеряются первыми километрами. Верхнедевонский депрессионный комплекс распространен в Камско-Кинельской системе прогибов, верхнеюрский депрессионный комплекс известен в Мургабской впадине и Амударьинском прогибе и т.д.

Депрессионные комплексы днищ глубоководных бассейнов из-за сравнительной маломощности часто достаточно сложно установить в разрезе. Они как бы растворяются среди более мощных толщ, особенно терригенных обломочных комплексов заполнения. Нередко это приводит к ложным выводам о наличии палеоподнятий, за счет которых объясняются не обнаруженные стратиграфические подразделения.

Депрессионные комплексы глубоководных бассейнов образуются не только в палеогеографической обстановке садки карбонатов. Они появляются на площадях приподнятых зон при накоплении терригенных обломочных толщ комплексов заполнения. Формирование последних связано с течением осадков в виде вязкой жидкости под действием гравитационных сил. Положительные формы подводного рельефа глубоководных бассейнов препятствуют распространению осадков комплексов заполнения. Их слои прислоняются к склонам подводного положительного рельефа. На плоских вершинах подводных возвышенностей и пологих склонах бортовых зон глубоководных бассейнов, куда мощные толщи комплексов заполнения проникнуть не могли, а шельфовые карбонаты не формировались из-за несколько повышенных глубин, отлагался

маломощный плащ карбонатных глин. Они образовались за счет выпадения из водного слоя хемогенных карбонатов и тонких илов. Плащ карбонатных глин всегда имеет мощность на порядок меньшую, чем синхронные по возрасту толщи комплексов заполнения днищ глубоководных бассейнов.

По своей генетической сути депрессионные комплексы плоских вершин подводных возвышенностей и пологих склонов аналогичны депрессионным комплексам днищ глубоководных бассейнов, образовавшихся в палеогеографической обстановке садки карбонатов. Первые из них могут создаваться при различных глубинах, в том числе и небольших (до десятков метров). Но в этом случае площади их распространения должны быть отделены от шельфа глубоководными частями бассейна, где накапливались комплексы заполнения (например, карбонатные атоллы). Депрессионные комплексы плоских вершин подводных возвышенностей и пологих склонов установлены в подсолевом палеозойском разрезе Прикаспийской впадины. К ним относятся маломощные нижнепермские (докунгурские) черные глины, тонким плащом (десятки метров) покрывающие шельфовые карбонаты крупных сводовых поднятий, таких как Астраханское и Приморское. Установлены они на восточном борту и на других участках Прикаспийской впадины.

Таким образом, в глубоководных бассейнах распространены два типа депрессионных комплексов. Первый составляют депрессионные отложения днищ котловин, возникающие в палеогеографической обстановке садки карбонатов. Второй слагают депрессионные осадки плоских вершин подводных возвышенностей и пологих склонов бортовых зон, образующиеся в палеогеографической обстановке садки терригенных обломочных осадков. Особенно отчетливо рассматриваемые два типа депрессионных комплексов намечаются в подсолевом разрезе Прикаспийской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В.А. Нижнепермские отложения и приорода прибортовых поднятий и бортового уступа северо-западной части Прикаспийской синеклизы. — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Нижнего Поволжья. Саратов, 1977, вып. 13, с. 41—47.
- Авакумов В.А., Гридасов Ю.М. Результаты разведочных работ на нефть и газ в восточном обрамлении Прикаспийской впадины и направление работ в этом районе на ближайшие годы. — В кн.: Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и южного обрамления. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 10—22.
- Авров В.П., Балгимбаев М.Б., Казакова Л.М. и др. Перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений на северо-восточном побережье Каспия. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1980, вып. 11, с. 11—16.
- Авров В.П., Булекбаев З.Е., Гарецкий Р.Г. и др. Пространственное положение и характер юго-восточной границы Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований. М.: Недра, 1969, с. 64—80.
- Авров П.Я., Космачева М.Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Актюбинского Приуралья и Западного Примуроджарья. Алма-Ала: Изд-во АН КазССР, 1963, 164 с.
- Авров П.Я., Булекбаев З.Е., Гарецкий Р.Г. и др. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин по подсолевым отложениям. — Геотектоника, 1965, № 1, с. 118—125.
- Азнабаев Э.К. Условия и время формирования залежей нефти в Прикаспийской впадине. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 53—61 (Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР; Т. 37).
- Алексеева В.И., Чимбулатов М.А. Новые данные по девонским и нижнекаменноугольным отложениям Южно-Эмбенского поднятия (площадь Терескен). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 5, с. 86—90.
- Алексеев Ф.А., Готтих Р.П., Яриков Г.М. О погребенном сводовом поднятии в западной части Прикаспийской впадины. — Сов. геология, 1976, № 4, с. 110—117.
- Арабаджи М.С., Васильев Ю.М., Гальянова Т.И. и др. Глубинное строение восточной части Прикаспийской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности. М.: Недра, 1976, 272 с.
- Арабаджи М.С., Бухаров А.В., Варламов В.Г. и др. Особенности строения подсолевых отложений на юго-востоке Прикаспийской синеклизы. — Геология нефти и газа, 1979, № 4, с. 32—36.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979, 327 с.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.П. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Ст. 1. Континентальные платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979а, т. 51, вып. 2, с. 8—30.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.П. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Ст. 2. Морские впадины и области дегероорогенеза. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979б, т. 54, вып. 3, с. 3—13.
- Бакиров К.Х., Чимбулатов М.А., Яковлев А.В. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности подсолевых па-

- леозойских отложений юго-востока Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 27—37. (Тр. Ин-та геологии АН КазССР; Т. 37).
- Бакиров К.Х., Чимбулатов М.А., Яковлев А.В.** Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности подсолевого палеозоя восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины. — В кн.: Проблемы геологии и минералогии Западного Казахстана. Алма-Ата, 1980, с. 84—91.
- Безруков П.Л.** Перерывы в глубоководном осадконакоплении и их геологическое значение. — В кн.: Палеонтология. Морская геология. МГК. 25-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976, с. 149—156.
- Бененсон В.А., Кунин Н.Я., Морозова М.Н., Нуржанов К.К.** Палеозойские отложения пограничных районов Туранской и Русской плит (геоструктура и нефтегазоносность). М.: Наука, 1978. 102 с.
- Бетелев Н.П., Поземова Л.С.** Пермо-триасовые отложения Устюрта. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 41, вып. 5, с. 49—54.
- Богомолова Л.И., Гарецкий Р.Г., Гридасов Ю.М.** и др. Подсолевые отложения восточного борта Прикаспийской синеклизы (Кенкияк-Мортук-Жанакольский район). — Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 5, с. 1147—1149.
- Борушко Г.С., Золотов А.Н., Широков В.Я.** Новые объекты поисков в северных районах Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1980, № 11, с. 40—43.
- Бреннер В.М., Голубева З.В., Ермолаева Г.М.** Строение и нефтегазоносность подсолевого палеозоя юго-востока Прикаспийской впадины по сейсмическим материалам. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 4, с. 49—53.
- Бродский А.Я., Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г., Розанова Г.Н.** Строение и нефтегазоносность зоны сочленения Прикаспийской впадины и кряжа Карпинского. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1981, вып. 6, с. 5—8.
- Булекбаев З.Е., Марченко О.Н., Мулдакулов Г.Г.** Поиски подсолевых месторождений нефти и газа на юго-востоке Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1974, № 8, с. 8—12.
- Булекбаев З.Е., Самодуров В.И., Сметанина В.П.** и др. Тектоника восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины. М.: Недра, 1978, с. 41—54. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 208).
- Булекбаев З.Е., Иванов Ю.А., Сметанина В.П.** и др. Перспективные нефтегазоносности и направление работ на нефть и газ в восточной части Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1970, № 12, с. 1—7.
- Бурштар М.С., Буш В.А., Кирюхин Л.Г., Шеембергер Ю.Н.** Геология и нефтегазоносность дююрских отложений Скифской и Туранской плит. М.: Недра, 1974, с. 138. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 144).
- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г.** Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М.: Наука, 1975. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 264).
- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Шлезингер А.Е.** Срединные массивы фундамента молодых платформ Евразии и их чехлы. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 86—99.
- Буш В.А., Кирюхин Л.Г.** Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. М.: Недра, 1976. 203 с.
- Буш З.А., Быстрицкая П.М., Кузнецов В.Г.** и др. Геологическое строение и объекты разведки на газ бортовой зоны Прикаспийской впадины в Нижнем Поволжье. — Геология нефти и газа, 1968, № 5, с. 19—23.
- Буш З.А., Кузнецов В.Г., Соколов В.П.** Позднедевонский этап развития Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1967, № 2, с. 7—13.
- Варенцов М.И., Авров В.П.** Тектоника и перспективы нефтегазоносности юго-восточной части Прикаспийской впадины и характер ее сочленения с северо-западной окраины Туранской плиты. — В кн.: Тектонические особенности нефтегазоносных впадин и Туранской плиты. М.: Наука, 1970, с. 107—132.
- Волож Ю.А.** Методика изучения региональной структуры Прикаспийской впадины с целью выделения зон нефтегазоаккумуляции (на основе объемного метода анализа мощностей). Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГиРГИ, 1971. 25 с.
- Волож Ю.А., Курмашев Е.К., Сапожников Р.Б., Чистяков В.Г.** Тектоника юго-восточного борта Прикаспийской впадины по сейсмическим данным. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 38—45. (Тр. Ин-та геол. наук КазССР; Т. 37).
- Волож Ю.А., Пилифосов В.М., Сапожников Р.Б.** Тектоника Туранской плиты и Прикаспийской впадины по результатам региональных геофизических исследований. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 170—178.
- Волож Ю.А., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е., Юров Ю.Г.** Волновое поле и интерпретация подсолевого разреза юга Прикаспийской впадины. — В кн.: Проблемы геологии и нефтегазоносности внутренних морей. М.: Наука, 1981, с. 79—88.
- Воронов Г.В., Нажметдинов А.Ш.** Карбонатные отложения палеозоя Южно-Эмбенского поднятия. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1979, вып. 7, с. 15—17.
- Гарецкий Р.Г.** Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 300 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 60).
- Гарецкий Р.Г., Дальян И.Б., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е.** О соотношении верхнего и нижнего структурного ярусов платформенного чехла Туранской плиты. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3, с. 83—92.
- Гарецкий Р.Г., Дальян И.Б., Николаев В.Г.** и др. Глубинное строение Северного Устюрта и прилегающих районов. — Сов. геология, 1973, № 12, с. 26—38.
- Гарецкий Р.Г., Егоров И.П., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е.** Нижнекаменноугольные и верхнедевонские отложения в районе Жанасу (Южно-Эмбенский гравитационный максимум). — Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 6, с. 1418—1421.
- Гарецкий Р.Г., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е.** Стратиграфия и формационный характер верхнедевонских отложений в районе Южно-Эмбенского гравитационного максимума. — Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 4, с. 931—933.
- Гарецкий Р.Г., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е.** Тектоническая природа палеозойско-нижне-мезозойского комплекса пород Туранской и

- Скифской плит. — В кн.: Строение фундамента платформ. М.: Наука, 1972, с. 78–93.
- Гарейкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических данных. — В кн.: Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и южного обрамления. М.: Госгипрогаз, 1962, с. 299–308.
- Геологическое строение и нефтегазоносность Северного Приаралья и Северного Устьурта. М.: Наука, 1970. 163 с.
- Геология СССР. Т. XXI. Западный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание М.: Недра, 1970, Кн. 1. 879 с.; Кн. 2. 343 с.
- Гибшман Н.Б., Ярошенко А.В. Разрез подсолевых палеозойских отложений Прикаспийской синеклизы по скв. П-8 Ветелкинской (Уральская область). — Нефтегазовая геология и геофизика, 1978, № 5, с. 17–28.
- Голов А.А., Долицкая И.В., Карцева О.А. и др. Особенности строения и перспективы нефтегазоносности Бузачинско-Прорвинского района. М.: Недра, 1979, с. 103–126. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 212).
- Голубева З.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Структурное положение депрессионных глубоководных фаций верхнего карбона и низов перми Южного Приуралья. — Геотектоника, 1978, № 6, с. 36–43.
- Грачевский М.М. О возможных рифах пермского возраста в Северном Прикаспии. — Новости нефть и газовой техники, 1961, № 11, с. 16–18.
- Грачев Р.И. Геологическое строение и история развития Южно-Эмбенского поднятия. Л.: Госгеолтехиздат, 1959, с. 215–265. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 131).
- Грачевский М.М., Шебалин В.П., Кучерук Е.В., Скворцов И.А. Северо-Каспийский мегаатолл, перспективы его нефтегазоносности и методика поисково-разведочных работ. М.: ВНИИТИ, 1978. 7 с.
- Гридасов Ю.М., Дальян И.Б., Трайнин Л.П. и др. Соотношения Прикаспийской впадины с Актюбинским периклинальным прогибом. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 5, с. 48–56.
- Дальян И.Б. Нефтегазоносность подсолевых отложений восточной части Прикаспийской впадины. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1980, № 7, с. 10–12.
- Дальян И.Б., Посадская А.С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 192 с.
- Дальян И.Б., Сапожников Р.Б., Чистяков В.Г., Шлезингер А.Е. Глубинная структура зон сопряжения Прикаспийской впадины, Северного Устьурта и южного погружения Уральской складчатой системы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, вып. 6, с. 41–57.
- Дальян И.Б., Такаев Ю.Г., Трохименко М.С. Нефтегазоносность карбонатных отложений восточной части Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1980, № 8, с. 13–18.
- Джумагалиев Т.Н., Утегалиев С.У., Акчулаков У.А., Мусагалиев М.З. Новый объект нефтепоисковых работ на востоке Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1981, № 10, с. 22–26.
- Днепрова В.С. Геологическое строение и нефтегазоносность Южно-Эмбенского поднятия и Северного Устьурта. Л.: Госгеолтехиздат, 1962. 124 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 194).
- Долицкая И.В., Каневская Р.И., Карцева О.А. и др. Верхнетриасовые и нижнеюрские отложения Южной Эмбы, Северо-Западного Устьурта и п-ова Бузачи. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 3, с. 36–45.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печерской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 399 с.
- Журавлев В.Д., Розова С.П. Коллекторские свойства нижнепермских отложений северной и восточной бортовой зон Прикаспийской впадины. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1980, № 7, с. 13–16.
- Замаренов А.К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1970. 170 с.
- Калинин Н.А., Айзенштадт Г.Е., Малушин И.И. и др. К вопросу о стратегии геологоразведочных работ на нефть и газ. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1982, вып. 8, с. 2–5.
- Капугин А.К., Слауцитайс И.П., Грибков В.В. Стратиграфия доюрских отложений полуострова Бузачи и Северного Устьурта. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981, № 9, с. 73–80.
- Кан В.П., Тасыбаев Б.С. Первые результаты региональных работ МОГТ в восточной бортовой зоне Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1979, № 7, с. 47–50.
- Капустин И.Н. Глубинное строение Нижнего Поволжья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 5, с. 21–32.
- Карцева О.А. Верхнекаменноугольные — нижнепермские отложения полуострова Бузачи. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 6, с. 56–68.
- Карцева О.А., Кирюхин Л.Г., Ефремова Г.Д., Позимова Л.С. Пестроцветные доюрские образования Северного Устьурта и полуострова Бузачи. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 2, с. 52–61.
- Кирюхин Л.Г., Бланк С.М., Иванов Ю.А. и др. Литолого-фациальные особенности и нефтегазоносность подсолевых палеозойских отложений Прикаспийской впадины и ее обрамления. М.: Недра, 1979, с. 20–65. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 212).
- Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Копытченко В.Н. и др. Особенности строения и развития подсолевого комплекса Прикаспийской впадины. М.: Недра, 1978, с. 5–40. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 208).
- Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Левитан М.А. Перспективы нефтегазоносности средне-верхнепалеозойских отложений Прикаспийской впадины. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1979, № 7, с. 7–11.
- Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Сметанина Н.П. и др. Особенности формирования зон региональных поднятий в подсолевом комплексе Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1981, № 4, с. 1–8.
- Кирюхин Л.Г., Керимова И.К., Розанова Г.Н. и др. Нефтегазоносность подсолевых отложений юга Прикаспийской впадины. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1981, вып. 5, с. 12–16.
- Кирюхин Л.Г., Обрядчиков О.С. Новые данные о строении и нефтегазоносности месторождения Кенкиях и направление дальнейших

- поисково-разведочных работ. — В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: (Экспресс-информация). М.: ВИЭМС, 1976, № 5, с. 11—21.
- Кириухин Л.Г., Обрядчиков О.С., Булебаев З.Е. и др. Новые данные о строении подсолевых карбонатных отложений и направления поисково-разведочных работ на нефть и газ на востоке Прикаспийской впадины. — В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: (Экспресс-информация). М.: ВИЭМС, 1980, вып. 8, с. 1—7.
- Кириухин Л.Г., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Прикаспийский палеозойский глубоководный бассейн. Ст. 1. Строение. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, № 6, с. 40—53.
- Кириухин Л.Г., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Прикаспийский глубоководный бассейн. Ст. 2. Развитие и нефтегазоносность. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 2, с. 29—39.
- Князев В.С., Кононова И.Б., Флоренский П.В. и др. Складчатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермотриаса. — В кн.: Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. М.: Гостоптехиздат, 1963, т. 1, с. 134—181.
- Князев В.С., Флоренский П.В. О циклическом развитии Мангышлака, Устюрта и соседних районов в пермское и триасовое время. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 3, с. 16—31.
- Князев В.С., Флоренский П.В., Чарыгин А.М., Шпил О.А. Складчатый фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты. — В кн.: Фундамент и основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М.: Недра, 1970, с. 5—162.
- Комаров В.П., Хрычев Б.А., Циммер В.А. Геологическое строение северо-восточной части Прикаспийской впадины по сейсмическим данным. — Сов. геология, 1976, № 2, с. 125—130.
- Комаров В.П., Хрычев Б.А., Чистяков В.Г. Строение фундамента восточной части Прикаспийской впадины по данным КМПВ. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, с. 27—34.
- Кунин Н.Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М.: Недра, 1974. 263 с.
- Кунин Н.Я., Сапожников Р.Б. К вопросу о тектонике, перспективах нефтегазоносности и природе магнитных и гравитационных аномалий Южно-Эмбенского района. — В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 182—205.
- Кухтинов Д.А., Ахметшина Л.З., Калмыкова А.Г. и др. Карбон восточной части Прикаспийской впадины. — Сов. геология, 1981, № 1, с. 63—68.
- Кухтинов Д.А., Кисилевский Ф.Ю., Леонова Е.Г. Стратиграфия триасовых отложений Северо-Устюртской впадины. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 71—78.
- Кухтинов Д.А., Кривонос Е.В., Кисилевский Ф.Ю., Леонова Е.Г. Дюрский комплекс отложений полуострова Бузачи. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1980, вып. 4, с. 16—18.
- Лацкова В.Е. Об инверсионном развитии северной части Прикаспийской синеклизы. — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Нижнего Поволжья. Саратов, 1977, вып. 13, с. 55—64.
- Максимов С.П., Капустин И.Н., Кириухин Л.Г., Розова С.П. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Яикского свода. — Геология нефти и газа, 1981, № 5, с. 20—26.
- Манилов С.А., Фоменко К.Е. Основные результаты геофизических работ в Прикаспийской впадине и юго-восточной части ее бортовой зоны и план работ на 1963 г. Саратов, 1964, вып. 2, с. 42—47. (Тр. Нижневолж. НИИ геологии и геофизики; Вып. 2).
- Марченко О.Н. Закономерности строения и перспективы нефтегазоносности карбонатных палеозойских отложений восточных районов Прикаспийской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ВНИГНИ, 1982. 22 с.
- Мирчинк М.Ф., Шахновский И.М., Шейбалдин В.П. О природе бортового уступа Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1973, № 1, с. 9—14.
- Мовшович Е.В. Об инверсионном характере тектонического развития Северного Прикаспия в позднем палеозое. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 1, с. 162—164.
- Мстиславский М.М., Мезенцева А.М., Олофинский Л.Н. Тектоническое районирование дюрского основания Мангышлакской зоны поднятий. — Геотектоника, 1980, № 2, с. 63—77.
- Нажметдинов А.Ш. Структура, история развития и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения Прикаспийской впадины, Северо-Устюртского прогиба и Бузачинского свода: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ВНИГНИ, 1980. 26 с.
- Неволин Н.В. Глубинное строение Прикаспийской впадины. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 49—60.
- Нсанов Т.К., Булебаев З.Е., Иванов Ю.А., Марченко О.Н. и др. Тортколь-Жанакольская зона — новый нефтегазоносный район в восточной части Прикаспийской впадины. М.: Недра, 1979, с. 77—84. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 212).
- Нсанов Т.К., Кондратьев А.Н. Строение и особенности формирования нефтяного месторождения Каражанбас (полуостров Бузачи). М.: Недра, 1977, с. 81—85. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 199).
- Нурманов А.М., Грибков В.В. Полуостров Бузачи — новый нефтеносный район Западного Казахстана. — Геология нефти и газа, 1975, № 5, с. 15—18.
- Огай Б.А., Скутина А.П., Тасыбаев Б.С. и др. Новые данные о строении подсолевого палеозоя и его взаимоотношениях с соляными куполами в восточной части Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 46—52. (Тр. Ин-та геологии АН КазССР; Т. 37).
- Особенности геологического строения и нефтегазоносность подсолевых отложений северо-западной части бортовой зоны Прикаспийской впадины. М.: ВНИИОЗНГ, 1978. 43 с. (Сер. Нефтегазовая геология и геофизика).
- Панкратов А.П., Сувилова А.В., Фирсов Д.Б. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структуры зоны Хобдинского максимума. — В кн.: Вопросы сравнитель-

- ной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964, с. 114—121.
- Пилифосов В.М., Абдулкабиров А.А., Шималин А.В.* Прибрежные баровые комплексы в нижнепермских подсолевых отложениях восточной части Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1982, № 2, с. 32—35.
- Прошляков Б.К., Васильев Ю.М.* Рифогенные образования на Южной Эмбе. М.: Недра, 1962, с. 144—178. (Тр. МИНХиГП; Вып. 38).
- Сапожников Р.Б.* Тектоника территории Северного Устьурта и ее обрамления по данным геофизических исследований. — Сов. геология, 1973, № 5, с. 72—83.
- Сапожников Р.Б.* Тектоническое районирование восточной части Прикаспийской впадины и южного погружения Урала по геофизическим данным. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 1, с. 53—67.
- Сапожников Р.Б.* Тектонические критерии нефтегазоносности доюрских отложений Устьурта. — Сов. геология, 1978, № 10, с. 110—116.
- Сапожников Р.Б.* Глубинное строение южного обрамления Прикаспийской впадины. — Сов. геология, 1979, № 8, с. 23—35.
- Серебрянская М.А.* Споро-пыльцевые комплексы нижнетриасовых отложений Устьурта, Южного Мангышлака, полуострова Бузачи и их стратиграфическое значение. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 5, с. 105—108.
- Соколов В.Л.* Проблемы газонасности Прикаспийской впадины. М.: ВНИИЗГазпром, 1970. 56 с.
- Соколов В.Л., Силантьев Ю.Б., Хвелевицкий М.О.* Повышение эффективности картирования подсолевой карбонатной толщи в восточной части Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1979, № 10, с. 11—18.
- Стасенков В.В., Аббасов И.А., Аеров В.П. и др.* Новые данные о тектонике и нефтегазоносности северо-восточного побережья Каспийского моря. М.: ВНИИОЗНГ, 1976. 47 с.
- Стасенков В.В., Аеров В.П., Фокин Л.С. и др.* Методика поисково-разведочных работ в Кенкиак-Каратыбинской структурной зоне. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1977, № 3, с. 8—12.
- Турков О.С., Умиршин С.К., Шмайс И.И.* Новые данные о стратиграфии и литологии подсолевых отложений юго-восточной части Прикаспийской впадины. Алма-Ата, 1979, с. 8—13. (Тр. КазПТИ; Вып. 6).
- Флоренский П.В., Карцева О.А., Ефремова Г.А.* К выделению верхнепермских и нижнетриасовых отложений на Северном Устьурте. — Геология нефти и газа, 1970, № 8, с. 43—46.
- Фоменко К.Е.* Строение кристаллического фундамента Прикаспийской впадины по геофизическим данным. — Геология нефти и газа, 1972, № 10, с. 39—46.
- Фоменко К.Е.* Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской впадины. — Сов. геология, 1973, № 8, с. 20—28.
- Хатьянов Ф.И.* Прикаспийско-Предуральская впадина — глубоководный перикратонный морской бассейн геологического прошлого. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 3, с. 706—709.
- Чакабаев С.Е., Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н. и др.* Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1978, № 7, с. 30—36.
- Чепелюгин А.Б., Шереметьева Г.А.* Рифогенные ловушки нефти и газа на юго-востоке Прикаспийской впадины. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1978, № 1, с. 3—7.
- Чистяков В.Г.* Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности юго-востока Прикаспийской впадины и прилегающей территории Северного Устьурта: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ВНИГНИ, 1978. 29 с.
- Шафиро Я.Ш.* Природа бортового уступа Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1978, № 4, с. 43—48.
- Шафиро Я.Ш.* Тектоника отложений приморской части Южно-Эмбенского нефтегазоносного района. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1980, вып. 1, с. 25—29.
- Шафиро Я.Ш., Золотухина Г.П., Кетат О.Б.* Палеотектоника подсолевых отложений периферии Прикаспийской впадины. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 6, с. 51—66.
- Шахновский И.М., Никишин А.Г., Лежнев В.М.* Особенности строения и нефтегазоносности рифогенных сооружений Волгоградского Поволжья. М.: Наука, 1979, с. 45—53. (Тр. ИГиРГИ; Вып. 20).
- Шебалдин В.П.* Геологическое строение северо-западной части Прикаспийской впадины по материалам разведочной геофизики и бурения в связи с перспективами нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Саратов: Саратов. ун-т, 1974. 22 с.
- Шебалдин В.П., Пахомов И.Б., Русецкая Н.Н.* Особенности геологического строения северо-западной части обрамления Прикаспийской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1976, № 5, с. 9—12.
- Шебалдин В.П., Селенков В.Н., Акимов А.Б.* Эффективность геофизических исследований на Южной Эмбе. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1980, вып. 8, с. 32—34.
- Шлезингер А.Е.* Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М.: Наука, 1974. 223 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 255).
- Яншин А.Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторые вопросы формирования мощных соляных толщ. — Геология и геофизика, 1961, № 1, с. 3—15.
- Яншин А.Л., Аеров В.П., Волож Ю.А. и др.* Структура и палеозойские условия образований подсолевых палеозойских образований юга Прикаспийской впадины. — Геотектоника, 1980, № 3, с. 45—57.
- Яншин А.Л., Аеров В.П., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е.* Структура подсолевого комплекса юго-востока Прикаспийской впадины и перспективы ее нефтегазоносности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7, с. 5—20.
- Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Гарецкий Р.Г. и др.* Сравнительная характеристика глубинного строения и истории развития Туранской плиты и Прикаспийской впадины. — В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 59—68.
- Яншин А.Л., Волож Ю.А., Капустин И.Н. и др.* Структура палеозойского подсолевого комплекса северо-востока Прикаспийской впадины. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 108—120.

- Яншин А.Л., Волож Ю.А., Дальян И.Б. и др. Палеотектонические условия образования подсоловых комплексов Восточного Прикаспия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 5—15.
- Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г. Тектонический анализ мощностей. — В кн.: Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 1, с. 115—333.
- Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 4, с. 76—96.
- Яншин А.Л., Гридасов Ю.М., Дальян И.Б. и др. Структура палеозойского подсолового комплекса востока Прикаспийской впадины. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9, с. 10—23.
- Яриков Г.М., Горина Е.А., Золотухина Г.П. Литолого-стратиграфическая характеристика и коллекторы подсоловых отложений в скв. 1—Каратон. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1977, № 9, с. 9—12.

СОДЕРЖАНИЕ

Часть первая ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Задачи изучения осадочного чехла Мирового океана и его палеоаналогов по материалам сейсморазведки отраженных волн (А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин)	3
Образование геологических тел в условиях мелководных и глубоководных бассейнов по сейсмическим материалам (К.М. Шумкус, А.Е. Шлезингер)	4
Океаны и палеоокеаны (С.В. Руженцев)	13

Часть вторая ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Структура осадочного чехла и поверхности акустического фундамента северо-западной части Карибского моря по геофизическим материалам (Н.Р. Мамаева, Ю.И. Свистанов, А.Е. Шлезингер)	27
Океанические и континентальные структуры района плато Демерара (западная окраина Атлантики) (Л.И. Коган, А.Е. Шлезингер)	37
Строение осадочного чехла центрального сектора восточной окраины Атлантики (Т.В. Шеварц)	43
Строение осадочного чехла центрального сектора западной окраины Атлантики (Т.В. Шеварц)	52
Нижний (верхнеюрско-среднеэоценовый) структурный комплекс осадочного чехла Бискайского бассейна и сопредельных районов (В.В. Еремеев, С.М. Жарков, П.П. Тимофеев, Г.Б. Удинцев)	60

Часть третья ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ ЧЕРНОГО МОРЯ

Предплиоценовый эрозионный врез Гудаутской отмели Черного моря (Д.Ф. Исмагилов, А.Е. Шлезингер)	75
Строение осадочного чехла Черноморско-Каламитского вала в связи с временем заложения и границей Черноморского глубоководного бассейна (Д.Ф. Исмагилов, А.Е. Шлезингер)	79

Часть четвертая ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ ЗАКАСПИЯ (ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)

Строение докунгурского разреза Прикаспийской впадины и ее обрамлений с позиций сейсмо-стратиграфического анализа (Т.А. Акишев, Ю.А. Волож, С.К. Курманов, В.П. Николенко, Б.А. Огай, Р.Б. Сапожников, С.В. Синилкин, А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин)	88
Структура доюрских образований запада полуострова Бузачи по сейсмическим материалам МОГТ (Р.Б. Сапожников, А.Е. Шлезингер)	111
Структура досреднеюрских образований залива Комсомолец и сора Мертвый Култук (зона сопряжения Прикаспийской впадины и Туранской плиты) по сейсмическим материалам МОГТ (Р.Б. Сапожников, А.Е. Шлезингер)	119
Структура досреднеюрских образований Северо-Западного Устюрта по сейсмическим материалам МОГТ (А.Ш. Куанышев, Р.Б. Сапожников, А.Е. Шлезингер)	126
Строение палеозойских пород юго-восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления (Жанасу-Сарыкумский участок) по сейсмическим материалам МОГТ (Е.К. Курмашев, Р.Б. Сапожников, В.П. Сорокин, А.Е. Шлезингер)	138
Структура палеозойского комплекса пород юго-восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления (Терескен-Восточно-Торткольский участок) по сейсмическим материалам МОГТ (Е.К. Курмашев, Б.А. Огай, Р.Б. Сапожников, В.П. Сорокин, А.Е. Шлезингер)	147
Строение палеозойских пород восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления (Кенкияк-Жаназольский участок) по сейсмическим материалам МОГТ (Е.С. Гуцин, Е.К. Курмашев, Б.А. Огай, Р.Б. Сапожников, А.Е. Шлезингер)	154
Депрессионные комплексы глубоководных бассейнов (А.Е. Шлезингер)	167

CONTENTS

Part one GENERAL PROBLEMS

Problems of studying the World ocean sedimentary mantle and its paleoanalogues by materials of reflection shooting (<i>A.E. Shlezinger, A.L. Yanshin</i>)	3
Formation of geological bodies in conditions of shallow and deep water basins by seismic materials (<i>K.M. Shimkus, A.E. Shlezinger</i>)	4
Oceans and paleoceans (<i>S.V. Ruzhentsev</i>)	13

Part two SEDIMENTARY MANTLE OF THE ATLANTIC OCEAN.

Structure of sedimentary mantle and surface of acoustic basement in north-western part of the Caribbean sea by geophysical materials (<i>N.R. Mamaeva, Yu.I. Svistunov, A.E. Shlezinger</i>)	27
Oceanic and continental structures in the area of the Demerar plateau (western margin of Atlantic) (<i>L.I. Kogan, A.E. Shlezinger</i>)	37
Structure of sedimentary mantle in central sector of eastern margin of Atlantic (<i>T.V. Shvarts</i>)	43
Sedimentary mantle structure in central sector of western margin of Atlantic (<i>T.V. Shvarts</i>)	52
Lower (Upper Jurassic-Middle Eocene) structural complex of sedimentary mantle of the Bay of Biscay and adjacent regions (<i>V.V. Ereemeev, S.M. Zharkov, P.P. Timofeev, G.B. Udintsev</i>)	60

Part three SEDIMENTARY MANTLE OF THE BLACK SEA.

Prepliocene erosional incision of the Gudaut shoal in the Black sea by data of seismic survey (<i>D.F. Ismagilov, A.E. Shlezinger</i>)	75
Structure of sedimentary mantle of the Black sea-Kalamit rampart in connection with the time of initiation and boundary of the Black sea deep basin (<i>D.F. Ismagilov, A.E. Shlezinger</i>)	79

Part four SEDIMENTARY MANTLE OF (WEST KAZAKHSTAN)

Structure of Prekungurian sequence in the Near-Caspian basin and its margins from the viewpoint of seismostratigraphic analysis (<i>T.A. Akishev, Yu.A. Volozh, S.K. Kurmanov, V.P. Nikolenko, B.A. Ogai, R.B. Sapozhnikov, S.V. Sinilkin, A.E. Shlezinger, A.L. Yanshin</i>)	88
Structure of Prejurassic deposits in western part of the Buzachi peninsula by seismic materials of MOGT (<i>R.B. Sapozhnikov, A.E. Shlezinger</i>)	111
Structure of Premiddle Jurassic deposits in the Komsomolets bay and Mertvyi Kultuk sor (zone of conjugation between the Near-Caspian basin and Turan plate) (<i>R.B. Sapozhnikov, A.E. Shlezinger</i>)	119
Structure of Premiddle Jurassic deposits of the North-West Ustyurt by the MOGT seismic materials (<i>A.Sh. Kuanyshiev, R.B. Sapozhnikov, A.E. Shlezinger</i>)	126
Structure of Paleozoic rocks in south-east part of the near-flange zone of the Near-Caspian basin and its margins (the Zhanasu-Sarykum sector) by the MOGT seismic materials (<i>E.K. Kurmashev, R.B. Sapozhnikov, A.E. Shlezinger</i>)	138
Structure of Paleozoic complex in south-eastern near-flange zone of the Near-Caspian basin and its margins (the Teresken-East Tortokol sector) by the MOGT seismic materials (<i>E.K. Kurmashev, B.A. Ogai, R.B. Sapozhnikov, V.P. Sorokin, A.E. Shlezinger</i>)	147
Structure of Paleozoic rocks in eastern of the near-flange zonene of the Near-Caspian basin and its margins (the Kenkiyak-Zhonazhol sector) by the MOGT seismic materials (<i>E.S. Gushin, E.K. Kurmashev, B.A. Ogai, R.B. Sapozhnikov, A.E. Shlezinger</i>)	154
Deep-sea depression complexes (<i>A.E. Shlezinger</i>)	167

**ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ ДНА
МИРОВОГО ОКЕАНА И СУШИ
(по данным сейсморазведки)**

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом*

*Редактор издательства Н.М. Митяшова
Художник Н.Н. Якубовская
Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технические редакторы Г.П. Каренина, Г.И. Астахова
Корректор В.Н. Пчелкина*

**Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах**

ИБ № 28007

**Подписано к печати 14.09.84. Т — 13194
Формат 70 X 100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 14,3
Усл.кр.-отт. 14,6. Уч.-изд.л. 18,9. Тираж 1250 экз.
Тип. зак. 1779. Цена 2р. 80к.**

**Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12**

2 р. 80 к.

