

1.4. ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА И СТРУКТУРА ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

1.4.1. Гляциоэвстатические колебания уровня океана

Гляциоэвстатические колебания уровня океана по своей природе являются гидрократическими (Николаев, 1972), т.е. обусловлены исключительно перераспределением водных масс между океаном и сушей в процессе роста и деградации ледников. Эти колебания наиболее ярко проявились в плейстоцене и в значительной мере обусловили современный облик побережий и шельфа Мирового океана. Их яркие следы на суше - морские абразионные и аккумулятивные террасы, многие из которых подняты в настоящее время на различные (до сотен метров) высоты и образуют закономерные последовательности, известные на побережьях практически всех континентов и многих островах (Кинг, 1968; Цейнер, 1963). Происхождение этих террас большинство исследователей связывает с формированием береговых зон в периоды стабилизации высокого уровня океана, соответствующие межледниковьям и крупным межстадиалам, в условиях устойчивого воздымания побережий. Изучение поднятых морских террас имеет длительную историю и им посвящено большое количество работ в области палеогеографии, палеоклиматологии, новейшей тектоники и геологии четвертичного периода. Многие террасы в последние десятилетия датированы методами абсолютной геохронологии и показано их преобладающее соответствие «теплым» периодам межледниковий и крупных межстадиалов (Каплин, Селиванов, 1987).

Морские террасы, сформированные в «холодные» периоды низкого уровня океана (в периоды максимальных оледенений суши), на воздымающихся побережьях практически неизвестны, поскольку сформированный в эти периоды рельеф береговой зоны в процессе воздымания неоднократно оказывался в зоне действия волн и подвергался их разрушительному воздействию. При этом в первую очередь разрушались аккумулятивные образования.

На погружающихся побережьях наблюдалась иная картина. Береговая зона, сформированная в период стабилизации низкого уровня океана, во время последующей трансгрессии «лишалась» лишь своей надводной части, а ее подводные образования, такие как авандельты, сохранялись и к следующей гляциоэвстатической регрессии могли погрузиться настолько, что становились уже недостижимы для волнового воздействия. При поступлении с суши достаточно большого количества обломочного материала, прибрежные аккумулятивные образования интенсивно выдвигались в сторону океана, погребая сохранившиеся реликты предшествующей береговой зоны. При этом реликтовая береговая зона «навечно» консервировалась в формирующемся осадочном чехле, что обеспечивало ее сохранность от эрозионного воздействия подводных течений и гравитационных потоков обломочного материала. Погребенные реликтовые береговые зоны уже не имеют отчетливой выраженности в рельефе дна, а слагающие их осадки не могут быть опробованы с применением простейших средств. Этим объясняется слабая изученность реликтовых береговых зон. Исключение составляют лишь подводные террасы, сформированные во время последнего верхнеплейстоценового понижения уровня океана (18-25 тыс.л.н.). Реликты прибрежного аккумулятивного рельефа этого времени сохранились во многих регионах практически в неизменном виде, и «поздневисконсинский» подводный береговой склон в настоящее время отчетливо фиксируется перегибом рельефа (бровкой), обычно на глубинах 100-150 м. На соответствие этой зоны шельфа реликтовой береговой линии впервые было указано Ф. Шепардом (Шепард, 1964; Shepard, 1932). Ее принадлежность к периоду второй фазы верхнеплейстоценового оледенения доказана к настоящему времени многочисленными радиоуглеродными датировками (Каплин, 1973; Каплин, Селиванов, 1987).

Хронология плейстоценовых гляциоэвстатических колебаний уровня океана к настоящему времени восстановлена достаточно подробно благодаря успешному применению изотопно-кислородного и палеомагнитного методов при изучении колонок глубоководных океанических осадков (Shackleton, Opdyke, 1973; 1976). Установлена тесная связь этих колебаний с периодическими изменениями орбитальных параметров Земли, что постулировалось в «астрономической» гипотезе оледенений Миланковича (Hays et al., 1976). В частности, показано преобладание в спектральном составе изотопно-кислородной кривой 100-тысячелетних периодов, а также наличие составляющих с периодами 43, 24 и 19 тыс. лет, которые характерны и для орбитальных параметров Земли.

Необходимо отметить, что изотопно-кислородная диаграмма Шеклтона-Опдайка наиболее достоверно отражает временные и амплитудные соотношения гляциоэвстатических колеба-

ний уровня океана, поскольку отражаемое на этой диаграмме относительное изменение содержания тяжелых изотопов кислорода в остатках бентосных фораминифер глубоководных отложений непосредственным образом связано с изменением объемов «изотопно-легкой» воды, законсервированной в ледниках, т.е. с гляциоэвстатическим изменением уровня океана. Это выгодно отличает изотопно-кислородные данные от других палеоклиматических и палеотемпературных диаграмм, основанных на изучении вариаций карбонатных отложений в морских осадках, содержания в них тепло- и холодолюбивых организмов, стратиграфии континентальных ледниковых отложений и т.п., где связь с гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана отражается лишь косвенно, а в ряде случаев может вообще отсутствовать.

Гляциоэвстатические колебания уровня океана, подобные плейстоценовым, являются лишь наиболее высокочастотной составляющей в спектре эвстатических циклов фанерозоя и относятся к эвстатическим циклам 4-го порядка, длительность которых колеблется приблизительно от нескольких десятков до первых сотен тысяч лет. Некоторые исследователи (*Лукьянов, 1987; Сергин, Сергин, 1978; 1993*) склонны объяснять природу этих циклов в проявлении автоколебательных свойств системы «ледники-океан-атмосфера» (ЛОА) с глубокими положительными и отрицательными обратными связями, которые ярко проявлялись лишь в определенные геологические периоды, благоприятные для развития оледенений. Важно отметить, что независимо от того, какие факторы в наибольшей степени определяли природу «высокочастотных» гляциоэвстатических колебаний (внешние - астрономические или собственный автоколебательный процесс), существование глубоких отрицательных обратных связей в системе ЛОА, убедительно показанное на основе численного моделирования, в любом случае накладывает ограничение на амплитуду этих колебаний для конкретного геологического периода. Т.е. максимальные амплитуды плейстоценовых понижений уровня океана не должны заметно отличаться друг от друга, также как и максимальные амплитуды повышения уровня.

История эвстатических колебаний в ходе геологического развития Земли достаточно сложна и восстановлена далеко не полностью. Для фанерозойского времени (рис.1.30а) выделяют 2 эвстатических цикла первого порядка длительностью 200-300 млн. лет (*Вейл и др., 1982*). Лишь к нисходящим «холодным» ветвям этих циклов (поздний палеозой и поздний кайнозой) приурочены периоды крупномасштабных оледенений суши (пермско-карбонские и неоген-четвертичные).

Для мезозойско-кайнозойского времени с использованием данных сейсморазведки и бурения успешно проведена реконструкция эвстатических циклов 2 и 3-го порядков. На одной из последних версий глобальной эвстатической циклограммы от триаса до голоцена можно выделить 27 циклов второго порядка, длительностью от 4 до 30 млн. лет и 127 циклов третьего порядка, длительностью от нескольких сот тысяч до 9 млн.лет (*Hag et al., 1987*). Фрагмент этой циклограммы для неоген-четвертичного времени представлен на рис.1.30 (б). Позднекайнозойские гляциоэвстатические колебания уровня океана проявлялись в верхнем миоцене, плиоцене и, особенно интенсивно, - в плейстоцене. На эвстатической циклограмме этим периодам соответствуют максимальные по амплитуде «холодные» экстремумы циклов третьего порядка (9.2-10.5 млн.л.н., 2.0-2.9 млн.л.н., 1.3-1.6 млн.л.н. и 0.06-0.8 млн.л.н.). При этом все они приурочены к «холодным» ветвям начала и конца последнего неоген-четвертичного цикла 2-го порядка.

Необходимо отметить, что в настоящее время при сейсмостратиграфическом анализе и хронологической привязке осадочных комплексов используется диаграмма циклов 2-го и 3-го порядков. Эвстатические циклы четвертого порядка на этой «сейсмостратиграфической» циклограмме не выделяются. Так, все 18 изотопно-кислородных стадий, соответствующих плейстоценовым колебаниям уровня океана, попадают в один «холодный» экстремум последнего цикла 3-го порядка (рис.1.30в). Следует правда заметить, что авторы глобальной циклограммы отмечали наличие «парациклов», связанных с плейстоценовыми гляциоэвстатическими колебаниями, для дельты р. Миссисипи и некоторых других районов (*Вейл и др., 1982*).

Очевидно, что для хронологической привязки гляциоэвстатических событий плейстоцена и связанных с ними осадочных образований глобальная «сейсмостратиграфическая» циклограмма не может быть использована. Такая привязка, как нам представляется, может быть основана лишь на изотопно-кислородной диаграмме Шеклтона-Опдайка.

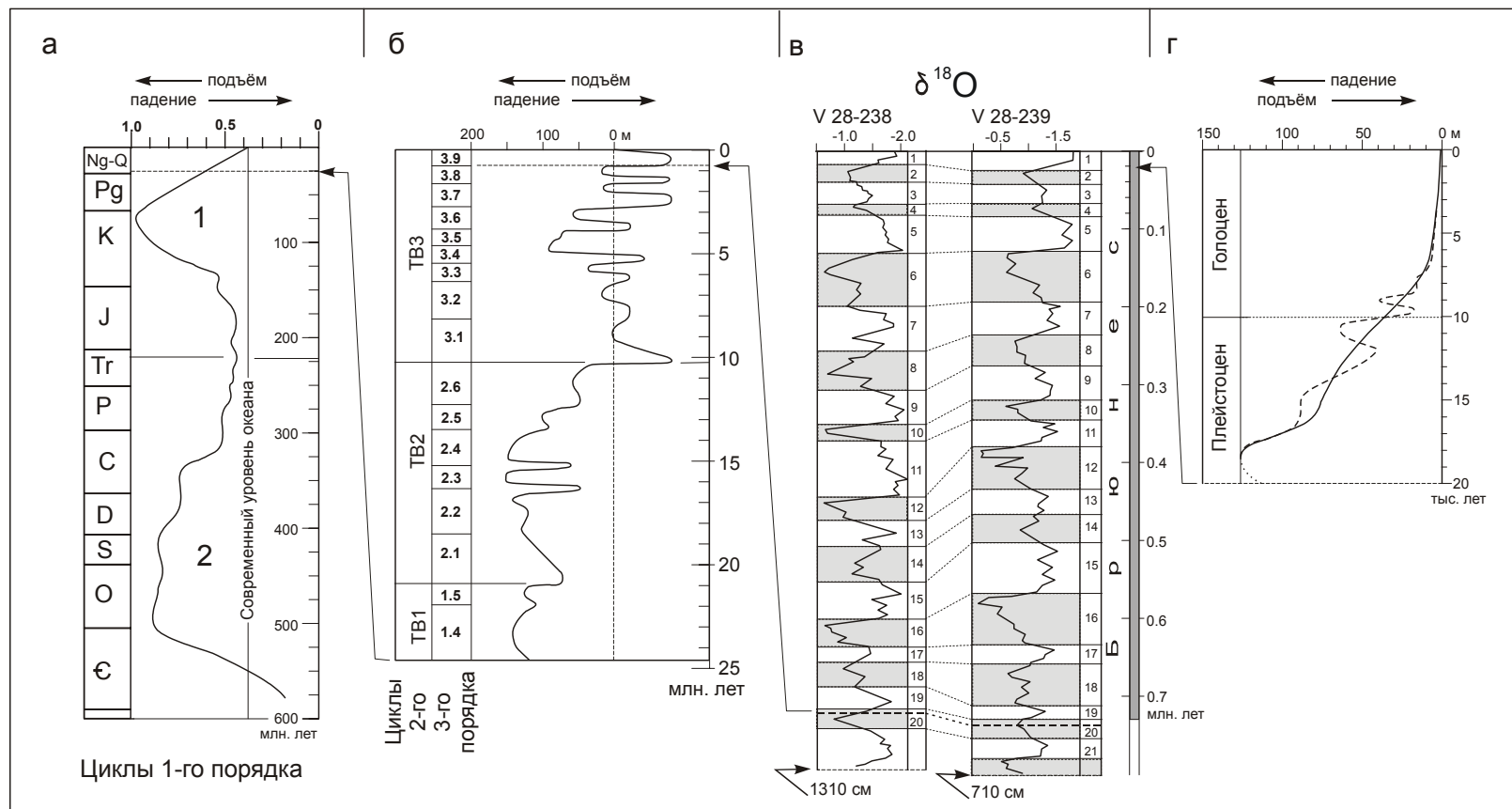


Рис. 1.30. Диаграммы глобальных изменений уровня океана.

а - глобальные эвстатические циклы первого порядка для фанерозоя по данным (Вейл и др., 1982); относительные изменения уровня океана приведены в долях максимального размаха амплитуд эвстатических колебаний по диаграммам циклов 2 и 3 порядков; длительность геологических периодов на диаграмме приведена в соответствии с работой (Харленд и др., 1985); б - фрагмент глобальной эвстатической диаграммы циклов 2 и 3 порядков для неоген-четвертичного времени по данным работы (Hag et al., 1987); в - изотопно-кислородные диаграммы тихоокеанских колонок глубоководных осадков V28-238 и V28-239 по данным работ (Shackelton, Opdyke, 1973; 1976); г - диаграмма глобального изменения уровня океана за последние 20 тыс. лет по данным работы (Каррей, 1968); сплошная линия - график позднеплейстоценово-голоценового изменения уровня океана, построенный по осреднённым значениям радиоуглеродных датировок; штриховая линия - график Дж. Каррея; точечная линия - предполагаемый график изменения уровня океана.

В работах по геохронологии четвертичного периода в качестве «эталонной» приводится обычно изотопно-кислородная диаграмма по тихоокеанской колонке V28-239 (*Никифорова и др., 1987; Харленд и др., 1985*). По этой причине данная диаграмма используется и в настоящей работе. Необходимо при этом заметить, что изотопно-кислородные диаграммы различных колонок глубоководных осадков обнаруживают некоторые отличия по длительности, выраженности и положению в разрезе изотопно-кислородных стадий, что обусловлено отличиями локальных условий и неравномерностью осадконакопления. Так другая тихоокеанская колонка V28-238 заметно отличается от указанной выше относительным расположением изотопно-кислородных стадий в пределах палеомагнитной эпохи Брюнес и различия эти иногда превышают 10% (рис.1.30 в). В настоящее время еще не создана статистически обоснованная изотопно-кислородная шкала плейстоцена, что несомненно сказывается на точности хронологической привязки и оценке амплитуд гляциоэвстатических колебаний уровня океана.

1.4.2. Сейсмостратиграфия шельфовых отложений

Методика выделения по сейсмическим данным осадочных тел (комплексов), формирование которых контролировалось уровнем океана в условиях его эвстатических колебаний, подробно рассмотрена в серии статей (*Вейл и др., 1982*). Напомним некоторые, важные для дальнейшего изложения, положения этих работ.

Периоду стабилизации или медленных изменений уровня океана в осадочном разрезе соответствует непрерывная, генетически связанная последовательность осадочных слоев, ограниченных по простиранию поверхностями несогласий определенного типа. Такая последовательность слоев называется осадочным комплексом. Подошве и кровле комплексов соответствуют поверхности несогласий и адекватные им поверхности согласного залегания. В условиях стабилизации относительного уровня океана формирование прибрежных осадочных комплексов происходит по схеме бокового наращивания и сопровождается латеральным выдвиганием подводного берегового склона в сторону океана. На сейсмических разрезах такие комплексы характеризуются, как правило, сигмовидно-косослоистым рисунком отражений с прилеганием слоев в подошве и кровле комплексов, при этом положение границы кровельного прилегания контролировалось волновой базой, т.е. непосредственно связано с уровнем океана во время формирования осадочного комплекса. Резкие изменения условий осадконакопления, обусловленные сравнительно быстрыми изменениями уровня океана, сопровождались вертикальными и латеральными смещениями «схем бокового наращивания», образованием поверхностей несогласий и адекватных им поверхностей согласного залегания между осадочными комплексами.

Применение этих положений сейсмостратиграфии в отношении гляциоэвстатических осадочных комплексов шельфовой зоны имеет свои особенности. Отметим наиболее важные из них.

Зоны шельфовой седиментации для высоких и для низких гляциоэвстатических уровней океана латерально смещены друг относительно друга на значительные расстояния, т.е. пространственно разобщены. Даже на сравнительно узких шельфах активных континентальных окраин расстояние между ними измеряется, как правило, десятками километров. В периоды высоких гляциоэвстатических уровней океана, как, например, в голоцене, на внешних участках океанских шельфов средних широт осадконакопление за пределами внешней части подводного берегового склона практически приостанавливается (*Ионин и др., 1987; Карпей, 1968; Щербатов, 1983*). Поэтому последовательность осадочных комплексов здесь должна быть представлена, в основном, лишь отложениями регрессивных стадий при минимальном участии отложений периодов межледниковий (исключение составляют лишь авандельты крупнейших рек). При этом границы несогласий между «ледниковыми» осадочными комплексами связаны с замедлениями или перерывами осадконакопления в периоды межледниковий, а латеральные и вертикальные смещения «схем бокового наращивания» обусловлены, в основном, лишь различиями низких уровней океана в последовательности соответствующих регрессивных стадий и вертикальными движениями дна акваторий за каждый гляциоэвстатический цикл. Последний фактор имеет определяющее значение для шельфа тектонически активных районов. На устойчиво вздымающемся шельфе аккумулятивные образования регрессивных стадий со временем неизбежно попадают в зону волнового воздействия и разрушаются. Все многообразие этих образований на таком шельфе исчерпывается, как правило, лишь одним осадочным комплексом, соответствующим последнему ледниковью.

На относительно стабильных участках шельфа, где амплитуды вертикальных движений за каждый гляциоэвстатический цикл были гораздо меньше амплитуд соответствующих колебаний уровня океана, осадочные комплексы регрессивных стадий надстраивают друг друга по латерали без заметных вертикальных смещений. Возникающие при этом несогласия, обусловленные перерывами осадконакопления в межледниковья и незначительными вариациями в последовательности регрессивных уровней океана, мало чем отличаются по морфологическим признакам от «сигмовидных» границ раздела слоев в пределах осадочных комплексов. В этом случае даже с использованием высокочастотных сейсмоакустических методов практически невозможно выделить несогласия, разделяющие отложения разных гляциоэвстатических циклов, и всю последовательность осадочных комплексов в лучшем случае можно выделить лишь как один комплекс, соответствующий «холодному» плейстоценовому периоду в последнем цикле третьего порядка глобальной эвстатической циклограммы. При этом всегда остается неопределенность даже в приблизительной оценке количества регрессивных стадий, в течение которых мог сформироваться этот комплекс. Поэтому с использованием одних только сейсмоакустических данных практически невозможно уверенно отличить воздымающиеся участки шельфа от относительно стабильных. Напомним, что воздымающиеся побережья несут, как правило, следы трансгрессивных стадий плейстоцена в виде серии поднятых наземных морских террас, изучение которых методами абсолютной геохронологии дает гораздо более полные представления о восходящих движениях, чем изучение прилегающих участков шельфа.

Участки шельфа, которые на протяжении четвертичного периода испытывали устойчивое погружение со средними скоростями 0.3-0.5 мм/год и более, являются районами, наиболее благоприятными для формирования различных сейсмоакустическими методами несогласий, разделяющих осадочные комплексы различных гляциоэвстатических циклов. «Схемы бокового наращивания» в последовательности этих комплексов надстраивают друг друга по вертикали при сравнительно небольших латеральных смещениях. Их фронтальные участки, соответствующие по времени образования окончаниям регрессивных стадий, легко распознаются на сейсмических разрезах по прекращению кровельного прилегания и характерному перегибу кровли комплекса (реликтовой бровке). Такие участки шельфа весьма привлекательны для количественных оценок скоростей и амплитуд новейших вертикальных движений, и именно они будут основным объектом нашего внимания.

1.4.3. Структура отложений и новейшие тектонические движения шельфа Восточной Камчатки

В последние десятилетия на акваториях, прилегающих к Восточной Камчатке, был выполнен значительный объем сейсмоакустических исследований с применением электроискрового источника (рис.1.1). Эти исследования проводились в полосе частот сейсмического сигнала 70-100 Гц и охватывали как глубоководные акватории, так и шельф. В результате проведенных исследований были выявлены признаки крупномасштабных (до первых километров) погружений обширных по протяженности (десятки километров) поверхностей абразионно-аккумулятивного выравнивания. Соответствующие примеры были рассмотрены в разделе 1.3. Формирование таких поверхностей (в дальнейшем изложении мы будем называть их базовыми поверхностями выравнивания) могло быть связано лишь с достаточно длительным периодом выравнивания рельефа. Структура шельфовых отложений, залегающих выше базовой поверхности выравнивания, на многих участках шельфа проявляла признаки «многоярусного» строения. Однако разрешающая способность метода даже на этих частотах не позволяла уверенно выделить границы несогласий и провести расчленение шельфовых отложений на отдельные аккумулятивные тела.

В период с 1986 по 1991 г. на шельфе Восточной Камчатки в нескольких рейсах НИС «Вулканолог» была отработана сеть сейсмоакустических профилей с применением более высокочастотного излучателя (200-250 Гц). В этот же период на южном участке шельфа было отработано 8 станций точечного сейсмоакустического зондирования с применением сейсмического радиобуя и высокочастотного электроискрового излучателя, в результате чего были определены скорости продольных волн в осадках и породах, срезаемых базовой поверхностью выравнивания. Несколько раньше 2 станции сейсмоакустического зондирования были отработаны на шельфе Кроноцкого залива (*Селиверстов и др., 1980б*). 16 станций сейсмоакустического зондирования с применением низкочастотного (15-20 Гц) пневматического источника в пределах шельфа и склона юго-восточной Камчатки было выполнено в экспедициях ТОИ ДВО РАН (*Карп, Медведев, 1989*).

Структура шельфовых отложений Восточной Камчатки существенно различается по простиранию. В направлении с ЮЗ на СВ наблюдается вполне определенная продольная зональность, обусловленная различной интенсивностью тектонических движений. Основным объектом нашего внимания являются погружающиеся участки шельфа, и мы рассмотрим особенности их строения последовательно с юго-запада на северо-восток.

Южный участок шельфа Восточной Камчатки. Прилегает к побережью Восточной Камчатки от мыса Лопатка до Авачинской бухты, протягиваясь на 240 км с ЮЮЗ на ССВ. Ширина шельфа на юге (у м. Лопатка) составляет 65-70 км и в северном направлении постепенно убывает, достигая ширины 12-15 км южнее Авачинской бухты. Переход пологой шельфовой террасы к склону фиксируется резким перегибом дна - внешней бровкой. Глубина этой бровки постепенно меняется от 600-650 м на юге до 150-160 м на севере. Существует еще один перегиб шельфовой террасы - внутренняя бровка. Она находится обычно на глубине 150-160 м и соответствует, вероятнее всего, верхней части подводного берегового склона, сформированного к окончанию последней позднеплейстоценовой регрессии. На юге (у мыса Лопатка) внутренняя бровка удалена от берега на расстояние около 45-50 км, а в северном направлении это расстояние сокращается до 10-15 км, при этом внутренняя и внешняя бровки здесь сливаются, фиксируя переход от шельфа к крутому, расчлененному каньонами склону Авачинского залива.

На рис.1.31 представлен высокочастотный сейсмоакустический разрез, который характеризуют основные черты строения рассматриваемого участка шельфа. Его основные элементы - сравнительно маломощный чехол осадков и подстилающая эти осадки базовая поверхность выравнивания. Последняя представляет собой обширную плоскую поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания, срезающую породы различного состава и возраста.

Севернее 51°35' под этой поверхностью залегают породы с относительно высокими скоростями продольных волн (3.8-4.6 км/с), соответствующие, по-видимому, вулканогенно-осадочным и вулканическим породам палеогенового возраста, обнажения которых распространены на прилегающем побережье (*Геологическая...*, 1976). Базовой поверхности выравнивания здесь соответствует отражающая граница типа «акустического фундамента», ниже которой отражения не фиксируются.

Южнее указанной широты под базовой поверхностью, как на внутренних, так и на внешних участках шельфа, начинают фиксироваться протяженные отражающие границы, соответствующие, вероятно, границам напластования осадочных пород неогенового возраста, обнажения которых распространены на прилегающем участке побережья (*Геологическая...*, 1976). По данным низкочастотных зондирований (*Карп, Медведев, 1989*) разрез пород под базовой поверхностью здесь становится более низкоскоростным (2.5-3.0 км/с), характерным для слабо консолидированных осадочных пород.

Еще южнее, напротив бухты Вестник, судя по форме отражающих границ, осадочные породы слагают различные по размерам и степени дислоцированности синклинали и антиклинали, а на внешних участках шельфа - моноклинали (рис.1.31), при этом осадочные слои срезаются базовой поверхностью с образованием четких угловых несогласий, характерных для абразионных террас. Внешняя кромка этой террасы фиксирует положение внешней бровки шельфа. С приближением к южному окончанию Камчатки (м. Лопатка) признаки осадочного разреза под базовой поверхностью вновь исчезают. Возрастают и значения скоростей продольных волн в подстилающих породах (до 3.5 км/с).

Таким образом, есть основания полагать, что базовая поверхность выравнивания срезает различные по генезису, возрасту и степени консолидации породы, в том числе высокоскоростные, вероятнее всего, консолидированные вулканогенно-осадочные или вулканические породы. Формирование абразионных поверхностей в консолидированных породах происходит с невысокой скоростью, обычно не более нескольких сантиметров в год (*Берд, 1990; Ионин и др., 1987*), и для формирования абразионных террас шириной первые десятки километров необходим значительный по времени период выравнивания рельефа (сотни тысяч - первые миллионы лет). Последний такой период для Восточной Камчатки предшествовал плиоцен-четвертичному времени и соответствовал заключительному этапу верхнемиоцен-плиоценовых орогенических движений (*Геология СССР...*, 1964; *Мелекесцев и др., 1974*).

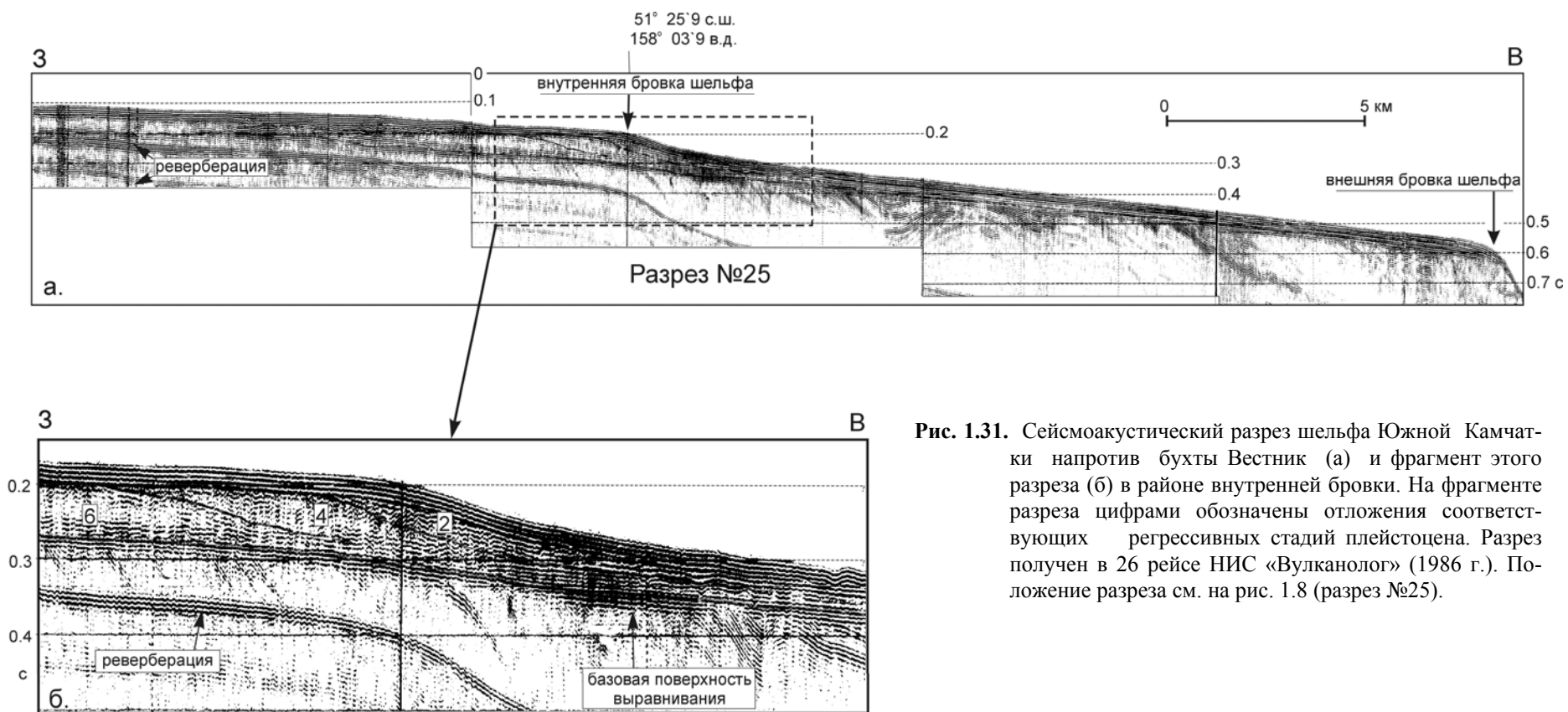


Рис. 1.31. Сейсмоакустический разрез шельфа Южной Камчатки напротив бухты Вестник (а) и фрагмент этого разреза (б) в районе внутренней бровки. На фрагменте разреза цифрами обозначены отложения соответствующих регрессивных стадий плейстоцена. Разрез получен в 26 рейсе НИС «Вулканолог» (1986 г.). Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №25).

По-видимому, именно в этот период были сформированы обширные абразионные террасы, соответствующие базовой поверхности выравнивания. Ее современное положение отражает интегральную величину вертикальных верхнеплиоцен-четвертичных движений, которые в пределах рассматриваемого участка проявились неодинаково.

Между бухтами Авачинской и Мутной шельф отличается сложной морфологией базовой поверхности, ее тектонической раздробленностью на многочисленные блоки с вертикальными смещениями до нескольких десятков метров. Степень тектонической раздробленности особенно велика в районе бухт Саранная и Жировая, что является, вероятно, поверхностным проявлением глубинной тектонически активной в четвертичное время структуры СЗ простирания, прослеживаемой в пределах континентального склона по направлению к суше (рис.1.7). Южнее бухты Асача базовая поверхность выравнивания имеет исключительно плоский рельеф, не нарушенный тектоническими движениями. Глубина ее залегания постепенно увеличивается в юго-восточном направлении и достигает максимальных значений на широте южного окончания п-ова Камчатка, где ее внешний край опущен на 650-700 м ниже уровня океана.

Отложения, залегающие выше базовой поверхности выравнивания, распределены по площади неравномерно. На обширных участках шельфа, заключенных между внутренней и внешней бровками, мощность осадков весьма незначительна (от нескольких до первых десятков метров, см. рис.1.31). Максимальные мощности осадков (до 110-120 м) отмечаются в районе внутренней бровки напротив устьевых зон рек Мутная и Ходутка (Левая и Правая). Аккумулятивные образования здесь соответствуют, вероятнее всего, реликтовым авандельтам упомянутых выше рек, выдвигание которых происходило в периоды плейстоценовых понижений уровня океана с образованием вытянутых вдоль побережья подводных баров и продельтовых осадочных тел. Состав осадков в таких районах характеризуется пестрой латеральной неоднородностью, от грубообломочных отложений песчано-гравийной размерности до глинистых илов (*Лидер, 1986; Чистяков и др., 1983*). Грубообломочные отложения слагают, обычно, приустьевые зоны авандельты. На сейсмоакустических разрезах такие отложения характеризуются, как правило, нерегулярной, хаотичной слоистостью и сравнительно высокими значениями скоростей продольных волн (1750-1900 м/с). Обломочный материал алевритовой и пелитовой размерности, переносимый течениями, надстраивает периферийные участки авандельт и формирует обширные продельтовые тела, которые характеризуются выдержанной слоистостью и более низкими значениями скоростей продольных волн (1500-1700 м/с).

Основные объемы обломочного материала на южном участке шельфа сосредоточены в упомянутых выше реликтовых авандельтах рек Ходутка и Мутная. Строение этих авандельт обнаруживает признаки многоярусного строения и характеризуется латеральным выдвиганием осадочных комплексов при весьма незначительных вертикальных смещениях. Представленный на рис.1.31 разрез по профилю №25 характеризует строение реликтовой авандельты восточнее бухты Ходутка. Осадочные комплексы 2 и 4 здесь соответствуют, вероятнее всего, последовательному выдвиганию авандельты в течение двух фаз верхнеплейстоценовых понижений уровня океана (регрессивные стадии 2 и 4 изотопно-кислородной диаграммы Шеклтона-Опдайка). Эти комплексы разделены слабо выраженным несогласием, которому может быть поставлено в соответствие сравнительно кратковременная трансгрессивная стадия 3. Яркое выраженное несогласие, подстилающее комплекс 4, вероятнее всего соответствует длительной верхнеплейстоценовой трансгрессии (80-130 т.л. назад), отчетливо отразившейся на изотопно-кислородной кривой трансгрессивной стадией 5. Этот период времени соответствует эемскому (или микулинскому) межледниковью, в течение которого уровень океана был близок к современному (*Никифорова и др., 1987*). «Эемское» несогласие подстилается, по-видимому, отложениями среднеплейстоценовых ледниковых эпох (регрессивные стадии 6 и 8). Однако отложения этих и более ранних регрессивных стадий из-за слишком малых вертикальных смещений соответствующих осадочных комплексов не поддаются уверенному выделению.

Об интегральной скорости нисходящих движений в пределах рассматриваемого участка шельфа можно судить, в основном, по современному положению базовой поверхности выравнивания и, в меньшей степени, по современному положению границ кровельного прилегания выделенных осадочных комплексов, основываясь на приведенных выше предположениях о их возрасте. Средние скорости погружения шельфовой террасы, судя по современному положению базовой поверхности выравнивания, постепенно возрастают в юго-восточном направлении. На широте бухты Вестник в окрестностях внутренней бровки их величина составляет 0.1-0.2 мм/год, а в районе внешней бровки увеличивается до 0.3-0.4 мм/год. Результаты графиче-

ского определения приводимых здесь и далее скоростей нисходящих движений и возможные их составляющие подробно рассмотрены в работах (Селиверстов, 1996; 1998).

Шельф Авачинского залива. Шельф Авачинского залива вытянут в широтном направлении и прослеживается от Авачинской бухты до мыса Шипунский, приблизительно на 80 км при максимальной ширине около 45 км. Шельф полого наклонен в южном направлении. Как и на южном участке, здесь отчетливо выражена внутренняя бровка, отождествляемая с реликтовым подводным береговым склоном конца последней верхнеплейстоценовой регрессии. Внутренняя бровка фиксируется здесь на глубинах 145-150 м.

Вблизи Авачинской бухты шельф интенсивно расчленен эрозионно-тектоническими долинами - верховьями Авачинского каньона. Некоторые из них прослеживаются с глубин менее 100 м. Несколько аналогичных долин расчленяют и более восточные участки шельфа, достигая его внутренней бровки. Последняя, как правило, фиксирует переход пологой шельфовой террасы к крутым, часто обрывистым бортам эрозионно-тектонических долин или более пологому аккумулятивному склону котловины Авачинского залива. В последнем случае часто фиксируются фрагменты внешней бровки шельфа (обычно на глубинах до 300-350 м). Причем ее происхождение связано не с базовой поверхностью выравнивания, как на южном участке шельфа, а с более молодым региональным несогласием, разделяющим аккумулятивные образования шельфа на две толщи и соответствующим, вероятнее всего, региональному изменению тектонического режима в конце нижнего - начале среднего плейстоцена. Упомянутое региональное несогласие прослеживается в пределах всего шельфа Авачинского и, как будет показано ниже, Кроноцкого заливов, что позволяет отнести это несогласие к проявлению крупного в геологической истории Восточной Камчатки события, имеющего региональное стратиграфическое значение.

Базовая поверхность выравнивания установлена на внешних участках шельфа, а также в пределах северного склона Авачинского залива. Она деформирована последующими тектоническими движениями и разбита на блоки, при этом глубина ее залегания меняется от первых сотен метров до 2.5-3.0 км. (см. рис.1.23). На внутренних участках шельфа положение этой поверхности не установлено из-за мощных реверберационных помех, но, судя по структурным особенностям вышележающих осадочных комплексов, есть основания полагать, что под отложениями мелководного шельфа в рельефе базовой поверхности нашли отражение новейшие структуры субмеридионального и северо-западного простираний, выделенные на прилегающих участках континентального склона (рис.1.7).

Судя по данным глубинного сейсмического зондирования по профилю 7-ОС (Аносов и др., 1978), в пределах западной части шельфа и склона Авачинского залива базовая поверхность выравнивания срезает породы с высокими значениями скоростей продольных волн (около 5.5 км/с), характерными для консолидированных вулканогенно-осадочных и вулканических пород. В восточной части северного склона Авачинского залива по данным низкочастотного сейсмоакустического зондирования (Карп, Медведев, 1989) под базовой поверхностью залегают более низкоскоростные (около 3 км/с), по-видимому, слабо консолидированные осадочные породы.

Главной транспортной артерией обломочного материала в Авачинском заливе является Авачинский каньон с его многочисленными притоками, интенсивно расчленившими склоны и шельф залива. Двигаясь по этой системе долин, обломочный материал не только заполнял котловину залива, но также выносился на материковый борт и в осевую часть глубоководного желоба, где сформировал турбидитовый клин мощностью до нескольких сот метров и протяженностью около 100 км вдоль оси желоба.

Основная часть каньонов Авачинского залива не достигает современной зоны шельфовой седиментации (исключение составляют лишь отдельные притоки Авачинского каньона). Это означает, что в голоцене резко сократилось количество обломочного материала, поставляемого по системе каньонов из береговой зоны в котловину залива и более глубоководные районы. Данное явление, связанное с позднеплейстоцен-голоценовым повышением уровня океана, носило глобальный характер и является главной причиной низких скоростей голоценового осадконакопления в бассейнах лавинной седиментации (Лисицын, 1974; Чистяков и др., 1983; Щербаков, 1983). Интенсивное заполнение таких бассейнов обломочным материалом, переносимым гравитационными потоками, происходило лишь в периоды низкого уровня океана, т.е. в периоды ледниковий. В это время верховья каньонов непосредственно питались вдольбереговыми потоками обломочного материала и твердым стоком рек. Кроме того, перигляциальные области с горным рельефом (как Камчатка) в ледниковые периоды плейстоцена

подвергались мощной ледниковой эрозии, в результате которой многократно возрастал сток обломочного материала (*Шумм, 1968*), поступавшего в береговую зону и питавшего каньоны.

При гляциоэвстатических повышениях уровня океана питание каньонов обломочным материалом практически приостанавливалось и осадконакопление в прилегающих седиментационных бассейнах носило в основном нефелоидный характер (*Щербаков, 1983*), т.е. определялось осаждением биогенного и тонкого обломочного материала, переносимого течениями, и отличалось сравнительно невысокими скоростями. Поэтому можно полагать, что основная часть мощного осадочного заполнения седиментационных впадин у основания континентального склона Восточной Камчатки, в том числе и в котловине Авачинского залива, представлена отложениями ледниковой, т.е. сформирована в основном в периоды плейстоценовых гляциоэвстатических понижений уровня океана.

У основания северного склона Авачинского залива базовая поверхность выравнивания перекрыта толщей осадков, мощность которых достигает 1 км. Если допустить, что в котловине Авачинского залива мощность четвертичных отложений ограничена километровой изопахитой, то объем этих отложений оценивается здесь величиной порядка 7000 км³. Эта величина, по-видимому, является минимальной и весьма заниженной оценкой количества обломочного материала, вынесенного в четвертичное время за пределы шельфа гравитационными потоками, сделанной без учета отложений склонов и турбидитового заполнения осевой части глубоководного желоба.

Структура осадков на склонах и в котловине Авачинского залива на сейсмоакустических разрезах часто характеризуется ритмично-слоистым строением, что обусловлено, вероятно, гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана. Последовательность этих ритмов образована, по-видимому, чередованием мощных «ледниковых» слоев турбидитовых отложений и маломощных прослоев «нефелоидных» осадков, образованных в периоды межледниковий. В местах разрастания мощности осадков наблюдается весьма удовлетворительная сопоставимость количества слоев ритмично-слоистых толщ и числа четных «ледниковых» стадий плейстоцена на изотопно-кислородной диаграмме Шеклтона-Опдайка. Однако такая картина наблюдается не всегда. Обломочный материал, перемещаемый гравитационными потоками, заполняет, прежде всего, наиболее пониженные участки дна в пределах склона и его подножий (*Чистяков и др., 1983*), поэтому наиболее полные разрезы «ритмитов» в условиях дифференцированных тектонических движений образуются, в основном, лишь в местах устойчивого прогибания. Кроме того, первичная структура осадков часто может нарушаться тектоническими и гравитационно-оползевыми деформациями, что приводит к невозможности расшифровки их ритмично-слоистого строения.

Шельф Кроноцкого залива. Шельф Кроноцкого залива имеет протяженность около 120 км в СВ направлении. Его внешняя бровка выдвинута в сторону океана на расстояния до 50 км от берега и достигает глубин порядка 1 км. Внутренняя бровка здесь фиксируется обычно на глубинах 150-160 м и на расстояниях от 10 до 35 км от берега. Между внутренней и внешней бровками на глубинах 600-700 м иногда можно выделить еще один перегиб шельфа - промежуточную бровку.

Шельф Кроноцкого залива глубоко расчленен крупными каньонами (каньоны Жупановский, Кроноцкий, Ольга, Кубовой) и их многочисленными притоками. Осадки шельфа подстилаются базовой поверхностью выравнивания - обширной плоской абразионно-аккумулятивной террасой (см. рис.1.20–1.22). Изолинии глубины залегания этой поверхности, построенные по сейсмоакустическим данным, представлены в работе (*Селиверстов и др., 1980 а*). Базовая поверхность выравнивания срезает породы различного состава и возраста. Срезаемые породы характеризуются моноклинальным залеганием и полого падают в юго-восточном направлении под мощный чехол более молодых осадков котловины Кроноцкого залива. Эти породы обнажаются в бортах каньонов. Их состав и возраст охарактеризованы в разделе 1.3.

На рис.1.32 представлен сейсмоакустический разрез по одному из профилей (разрез №26), характеризующий структуру осадков в окрестностях внутренней бровки шельфа Кроноцкого залива. На разрезе отчетливо выделяется серия осадочных комплексов, которым может быть поставлена в соответствие последовательность регрессивных стадий плейстоцена. Осадочные комплексы хорошо коррелируются по простиранию шельфа, но в направлении к берегу их выделение, к сожалению, ограничено зоной интенсивных реверберационных помех.

Совокупность осадочных комплексов на шельфе Кроноцкого залива разделена региональной границей несогласия на 2 толщи: верхнюю и нижнюю. Осадочные комплексы как верхней, так и нижней толщ надстраивают друг друга по вертикали с незначительными (до 2-3

км) латеральными смещениями фронтальных частей. Однако комплексы верхней толщи значительно (на 6-15 км) смещены по латерали в сторону берега относительно комплексов нижней толщи, что связано, вероятнее всего, с изменением тектонического режима в период формирования регионального несогласия.

В пределах верхней толщи выделено 5 осадочных комплексов: 2-4, 6, 6а, 8 и 10. Верхний комплекс (2-4) соответствует, вероятнее всего, отложениям регрессивных стадий 2 и 4 верхнего плейстоцена и содержит, как правило, признаки несогласия (трансгрессивной стадии 3). Первое сверху ярко выраженное несогласие мы связываем с «эемским» временем, т.е. с трансгрессивной стадией 5 верхнего плейстоцена. Ниже залегают осадочные комплексы 6 и 6а, соответствующие, вероятно, отложениям регрессивной стадии 6 среднего плейстоцена. Комплекс 6а выпадает из общей закономерности вертикального наращивания осадочных комплексов и указывает, вероятнее всего, на период стабилизации промежуточного, более высокого, чем к концу регрессивной стадии 6, уровня океана. На возможность существования такого периода указывают изотопно-кислородные кривые по обоим тихоокеанским колонкам (рис. 1.30в), где в начале стадии 6 можно выделить «стадиал», имеющий, по-видимому, стратиграфическое значение. В основании верхней толщи выделено еще 2 комплекса, которые отнесены к регрессивным стадиям 8 и 10 начала среднего и конца нижнего плейстоцена. Далее следует региональное несогласие, по которому наблюдается значительное латеральное смещение осадочных комплексов верхней и нижней толщ. Выдвинутые в сторону океана фронтальные части комплексов нижней толщи образуют перегиб в рельефе шельфовой террасы на глубинах 600-700 м - промежуточную бровку (рис. 1.20). Средняя скорость продольных волн в осадках, измеренная в окрестностях промежуточной бровки, составляет 1830 м/с, что может свидетельствовать о грубообломочном составе фронтальных частей осадочных комплексов нижней толщи. В нижней толще удается выделить до трех осадочных комплексов (*Селиверстов, 1998*), которые соответствуют, вероятнее всего, отложениям наиболее крупных регрессивных стадий нижнего плейстоцена (12, 16 и 18).

Структура шельфовых отложений Кроноцкого залива свидетельствует об устойчивом погружении шельфа после формирования базовой поверхности выравнивания. Внешняя кромка базовой поверхности в настоящее время достигает глубин около 1 км (см. рис. 1.20).

Если допустить, что базовая поверхность выравнивания фиксирует регрессивный уровень океана на рубеже плиоцена и плейстоцена, то среднюю скорость нисходящих движений в четвертичное время для внешних участков шельфа Кроноцкого залива можно оценить величиной 1-1.2 мм/год. Вертикальные смещения зон кровельного прилегания осадочных комплексов в окрестностях внутренней и промежуточной бровок шельфа свидетельствуют о неравномерности нисходящих движений в течение плейстоцена. В нижнем плейстоцене средняя скорость погружения внешнего шельфа составляла 0.7-0.8 мм/год. В конце нижнего плейстоцена (изотопно-кислородные стадии 10 и 11) она увеличилась до 3-4 мм/год, а в течение среднего и верхнего плейстоцена составляла 0.6-0.7 мм/год, при этом средняя скорость за весь плейстоцен была около 1 мм/год.

Общий объем осадков, залегающих на шельфе Кроноцкого залива выше базовой поверхности выравнивания, оценивается величиной порядка 900 км³, из них около 100-120 км³ приходится на комплексы, относимые к верхнему плейстоцену.

На шельфе отлагалась лишь незначительная часть обломочного материала. Его основная часть в периоды гляциоэвстатических регрессий выносилась по каньонам в котловину Кроноцкого залива, а также на материковый борт и в осевую часть прилегающего участка Курило-Камчатского желоба, где сформировался турбидитовый клин мощностью в несколько сот метров. В котловине Кроноцкого залива мощность ритмично-слоистых отложений с признаками гравитационного перемещения достигает максимальных значений в её южной части, где значительно превышает 1 км. Объем этих отложений составляет не менее 10000 км³. Мощность отдельных гляциоэвстатических ритмов достигает 100-150 м. Ни один из каньонов Кроноцкого залива в настоящее время не достигает зоны современной шельфовой седиментации, поэтому современное осадконакопление в котловине залива должно носить «нефелоидный» характер.

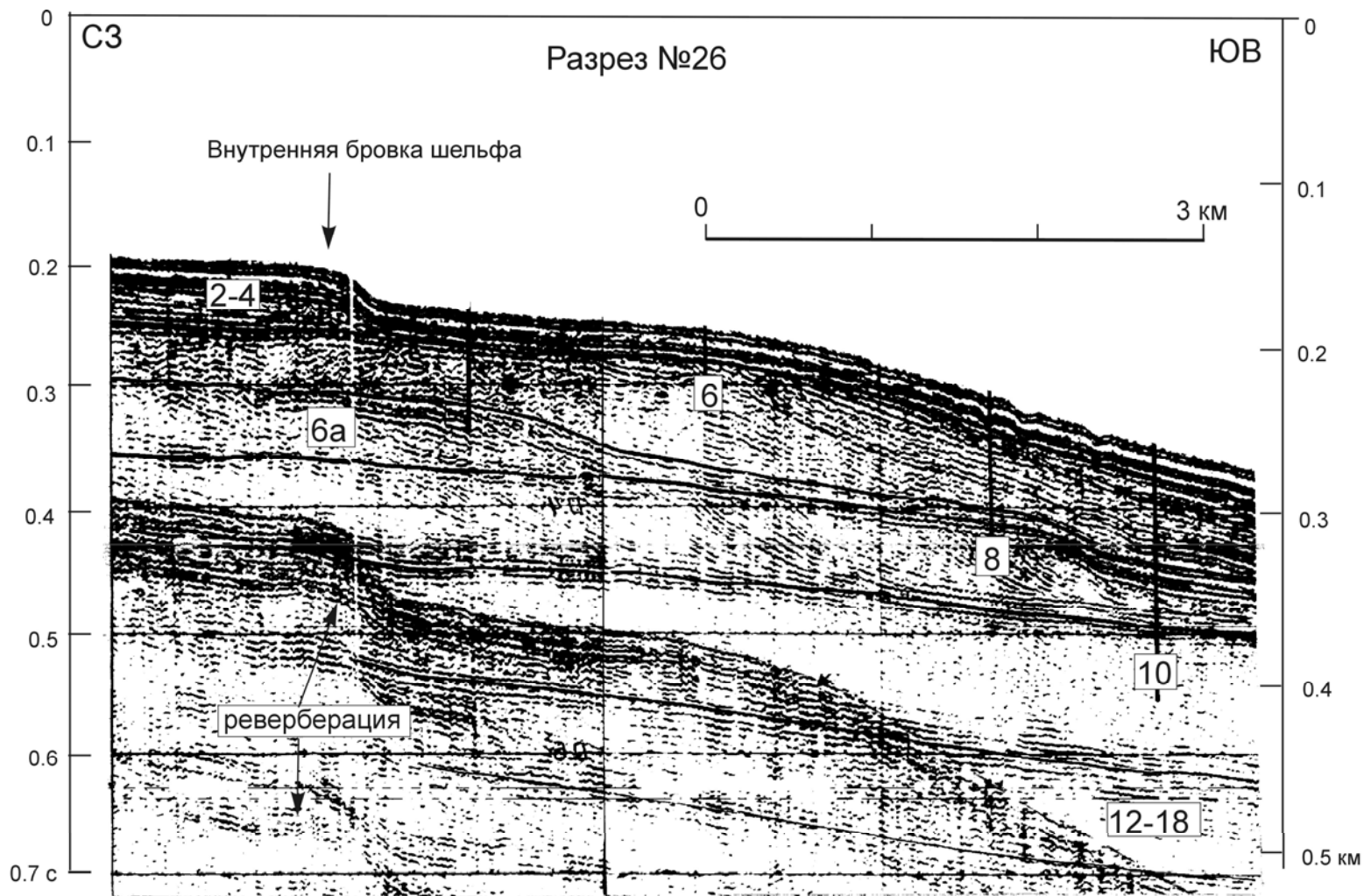


Рис. 1.32. Высоочастотный сейсмоакустический разрез шельфа западной части Кроноцкого залива. Получен в 39 рейсе НИС «Вулканолог». Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез №26). Цифры в рамках - номера изотопно-кислородных стадий плейстоцена, во время которых предполагается образование соответствующих осадочных комплексов.

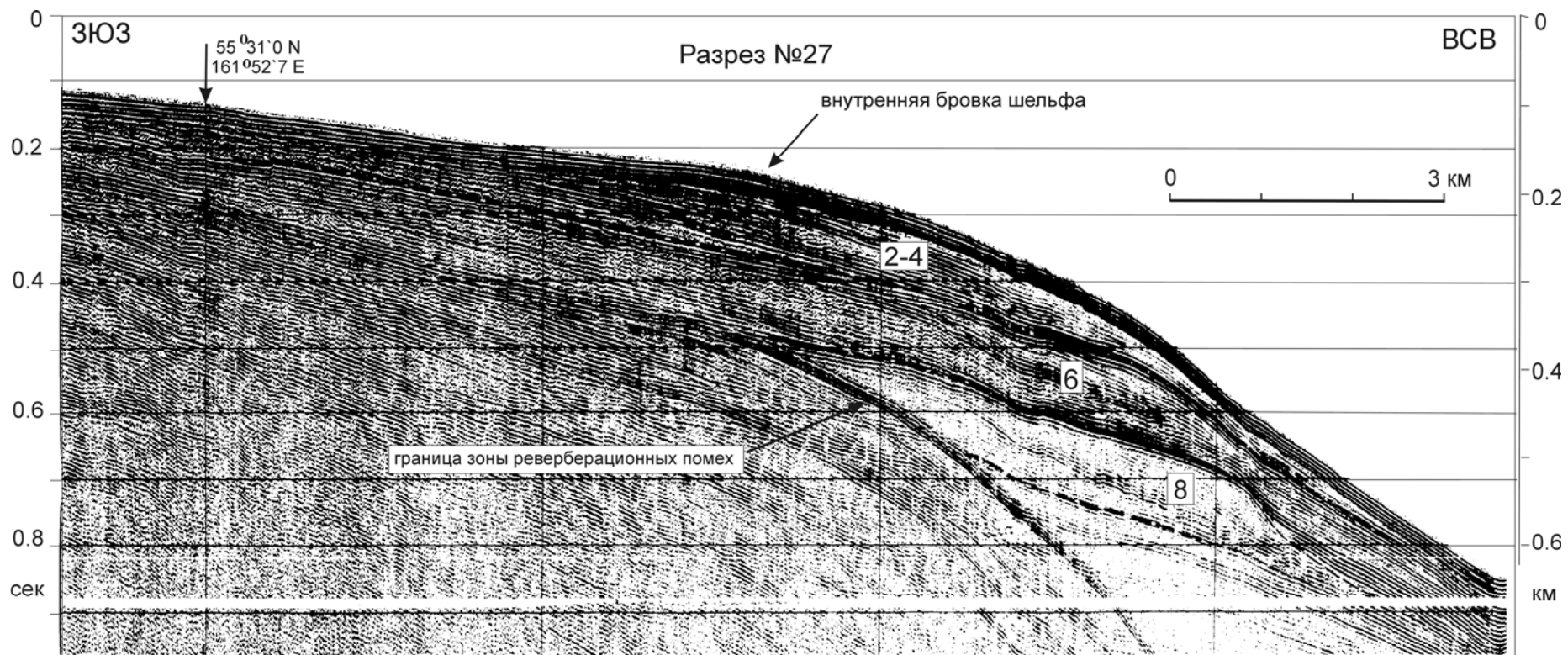


Рис. 1.33. Высокочастотный сейсмоакустический разрез шельфа в западной части Камчатского залива. Разрез получен в 39 рейсе НИС «Вулканолог» (1991 г.). Положение разреза см. на рис. 1.8 (разрез № 27). Цифры в рамках - номера регрессивных стадий плейстоцена, во время которых предполагается образование соответствующих осадочных комплексов.

Каньоны Кроноцкого залива прорезают шельф на 1.5-2.0 км ниже базовой поверхности выравнивания и представляют собой гигантские эрозионно-тектонические долины с признаками тектонических смещений по их бортам, разветвленными верховьями и боковыми притоками. Судя по полученным данным, есть основания полагать, что в среднем плейстоцене система эрозионных долин была развита сильнее, чем в настоящее время. Практически для всех каньонов Кроноцкого залива в их верховьях установлены палеоруслы, погребенные отложениями, относимыми к верхнему и концу среднего плейстоцена.

Шельф Камчатского залива. Шельф Камчатского залива вытянут в ССВ направлении на 130 км. Его простирание в сторону океана ограничивается системой тектонических уступов или эрозионно-тектонических долин на различных глубинах от 100-150 м до 700-800 м, при этом ширина шельфа меняется от 10-15 км до 30 км. В южной части Камчатского залива, в окрестностях каньонов Сторож, Чажма и, особенно, вблизи структуры Кроноцкого п-ова шельф тектонически раздроблен многочисленными разрывными нарушениями, а шельфовые отложения, включая верхние комплексы, деформированы и крайне невыдержаны по простиранию. Эта обширная зона тектонической раздробленности является, вероятно, поверхностным выражением глубинной тектонически активной поперечной структуры, отделяющей подводное продолжение Кроноцкого полуострова от котловины Камчатского залива.

На рис.1.33 представлен сейсмоакустический разрез (№27) по профилю, пересекающему шельф в центральной части Камчатского залива. На представленном разрезе отчетливо выражена одна важная особенность шельфа Камчатского залива: отсутствие резкого перегиба рельефа в районе внутренней бровки. Положение этой бровки можно установить лишь по структурным признакам: по прекращению прослеживания кровельного прилегания в верхнем осадочном комплексе. Кроме того, внутренняя бровка здесь находится на глубинах 180-210 м, т.е. существенно глубже, чем обычно. Эту особенность можно объяснить, лишь сделав допущение о весьма высокой скорости позднеплейстоцен-голоценовых нисходящих движений шельфа, порядка 2 мм/год и более, которые могли привести к столь заметному переуглублению внутренней бровки за последние 18 тыс. лет. Отсутствие в этом случае даже кратковременного периода стабилизации относительного уровня океана из-за быстрого прогибания дна могло явиться также причиной слабой морфологической выраженности внутренней бровки.

Выделенные на шельфе Камчатского залива осадочные комплексы (рис.1.33) обозначены, как и ранее, номерами регрессивных стадий плейстоцена, во время которых эти комплексы, вероятнее всего, были сформированы.

Верхние осадочные комплексы (2 и 4) отнесены к отложениям верхнеплейстоценовых регрессивных стадий. Они разделены слабо выраженным несогласием, которое можно сопоставить с верхнеплейстоценовым межстадиалом (стадия 3). Первое сверху ярко выраженное несогласие отнесено к верхнеплейстоценовому межледниковью (эемская трансгрессивная стадия 5). Осадочный комплекс, залегающий ниже этого несогласия, вероятно был сформирован в регрессивную стадию 6 среднего плейстоцена. В пределах этого комплекса часто можно выделить несогласие, отмеченное ранее для комплексов 6-6а в Кроноцком заливе. Далее вниз по разрезу иногда удается проследить еще один осадочный комплекс, сопоставляемый с регрессивной стадией 8 начала среднего плейстоцена. Более глубоко залегающие осадочные комплексы в пределах шельфа Камчатского залива выделить не удастся. Возможно, что это связано с высокой степенью нарушенности их первичного залегания тектоническими процессами или относительно молодым возрастом котловины Камчатского залива.

Анализ современного положения выделенных осадочных комплексов свидетельствует о неравномерности проявления нисходящих движений по простиранию шельфа Камчатского залива (Селиверстов, 1998). Его центральная часть в течение голоцена, верхней и второй половины среднего плейстоцена, судя по полученным данным, испытывала устойчивое погружение, средняя скорость которого для внешних участков шельфа составляла 1.5-2 мм/год, а несколько севернее достигала 2.5-3 мм/год. Несколько южнее широты мыса Осыпной шельф Камчатского залива осложнен антиклинальной структурой СЗ простирания. В пределах этой структуры формирование осадочных комплексов происходило на фоне дифференцированных тектонических движений, а средняя скорость нисходящих движений в верхнем плейстоцене-голоцене была заметно меньше, чем на соседних участках и составляла 1.1-1.3 мм/год. Севернее мыса Осыпной шельф осложнен прогибом СЗ простирания. Мощность верхних комплексов здесь резко возрастает, а средняя скорость нисходящих движений увеличивается до 4 мм/год. Этот прогиб интенсивно заполнялся прodelьтовыми отложениями реки Камчатка, при этом находя-

щаяся южнее антиклинальная структура, по-видимому, препятствовала поступлению обломочного материала, выносимого р. Камчатка, на более южные участки шельфа. В упомянутом прогибе широко распространены признаки газонасыщенности осадков, рассмотренные в предыдущем разделе.

Важнейшей транспортной артерией по переносу обломочного материала в котловину Камчатского залива является Камчатский каньон. Это один из немногих каньонов Восточной Камчатки, верховья которого достигают глубин 20-30 м и могут питаться обломочным материалом даже в периоды высокого уровня океана. По Камчатскому каньону обломочный материал выносится не только в котловину залива, но и в зону сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов, где мощность турбидитовых отложений достигает 1 км. Важно отметить, что к верховьям Камчатского каньона поступает твердый сток реки Камчатка, площадь водосбора которой составляет более 50 тыс. км² и превышает площади водосбора всех вместе взятых рек и ручьев более южных районов Восточной Камчатки. Тем не менее, степень турбидитового заполнения котловины Камчатского залива сравнительно невелика (не превышает 300 км³) и заметно уступает котловинам Кроноцкого и Авачинского заливов. Подобное несоответствие свидетельствует о том, что твердый сток реки Камчатка стал поступать в котловину Камчатского залива сравнительно недавно. Судя по резкому возрастанию мощности осадочных комплексов 2-6 в северной части Камчатского залива и их «продельтовой» структуре, это событие, по-видимому, произошло в среднем плейстоцене, и было связано с крупным этапом в тектоническом развитии котловины Камчатского залива, возможно с ее заложением.