

УДК 551.462.32/33:782.1/2 (265.54)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ШЕЛЬФА И МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА ЯПОНСКОГО МОРЯ В РАЙОНЕ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Р. Б. Крапивнер, Г. С. Данилина

Содержание. На основании материалов непрерывного сейсмоакустического профилирования участка от мыса Гамова до мыса Оларовского, а также опубликованных данных по драгированию подводных каньонов этого и ряда других районов авторы приходят к выводу, что континентальный склон Японского моря в Приморье образовался на грани миоцена и плиоцена за счет ступенчатых опусканий консолидированного фундамента, сложенного породами палеозоя и мезозоя. Это привело к флексурообразному изгибанию покрывавших его миоценовых морских осадков. С внутренней стороны шельф также ограничен системой разломов, активизированных в начале неотектонического этапа. Чехол собственно шельфовых морских отложений представлен плиоцен-четвертичными образованиями.

Материалы по строению шельфа и континентального склона Японского моря на участке от мыса Гамова до мыса Оларовского были получены в результате непрерывного сейсмоакустического профилирования (САП), проводившегося с 1968 г. Лабораторией методики и техники морской георазведки ВНИИМОРГЕО и Московским геологоразведочным институтом по методике, подробно изложенной в работах В. Л. Мирандова и А. Г. Длугача [15, 25]. Всего было пройдено более 2000 пог. км профилей, некоторые из них пересекают весь шельф и верхнюю часть континентального склона до изобат 250—600 м. При интерпретации результатов САП были использованы данные морского бурения Тихоокеанской экспедиции Приморского ТГУ, сведения о драгировании континентального склона [2, 6], а также геолого-геоморфологические наблюдения авторов на указанном отрезке побережья [14, 18]. Основные черты морфологии шельфа и континентального склона в пределах описываемой площади достаточно известны [3, 24], поэтому мы перейдем непосредственно к рассмотрению их геологического строения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Вдоль подножия береговых клифов почти повсеместно протягивается полоса с маломощным (первые метры) покровом четвертичных отложений, залегающих непосредственно на абрадированной поверхности коренных пород. Ширина ее изменяется от первых сотен метров

до 1—2 км, резко возрастающая к северо-востоку от зоны Центрального Сихотэ-Алинского шва [12], где она достигает 6—8 км. Наблюдаемые внутри этой полосы участки с повышенными мощностями четвертичных отложений (десятки метров) связаны либо с заполнением затопленных морем речных долин, либо с протягивающейся вдоль мористого края бенча подводной аккумулятивной террасой [16]. Вне пределов затопленных речных долин поверхность консолидированных пород образует вогнутый поперечный профиль, крутизна которого постепенно уменьшается по мере удаления от берега (от 3—4 до 0,5—1°), оставаясь приблизительно параллельной поверхности дна. По соседству с участками суши, испытавшими существенные неотектонические поднятия (например, у южных берегов о. Аскольд и п-ова Трудный), уклоны поверхности докайнозойского основания и дна гораздо более крутые и достигают 7—8°, довольно быстро (на протяжении 1—2 км) выполаживаясь до обычных значений (0,5—1°). Далее в сторону открытого моря уклоны дна шельфа составляют 20—30 мин, тогда как поверхность консолидированных пород наклонена в 1,5—2 раза круче, за счет чего происходит плавное нарастание мощности рыхлых отложений.

На профилях САП отражающий горизонт, отвечающий кровле докайнозойских пород, отчетливо прослеживается лишь до абсолютных отметок минус 150—250 м (в единичных случаях до минус 500—550 м), обнаруживая тенденцию к быстрому увеличению крутизны (до 2—3°) в районе бровки шельфа, так что полный поперечный профиль поверхности консолидированного основания имеет вогнуто-выпуклую форму (рис. 2). Породы основания вскрыты морским бурением во внутренней зоне шельфа и драгированием — в области континентального склона. Они относятся к комплексу осадочных, вулканогенных и интрузивных образований палеозоя и мезозоя, развитых на прилегающей суше. Перекрывающие рыхлые отложения практически не затронуты складчатостью (существенные деформации данными САП фиксируются лишь в зоне материкового склона), вследствие чего их можно уверенно отнести к кайнозою, скорее всего к его второй половине.

Имеющиеся материалы позволяют провести предварительное стратиграфическое расчленение толщи кайнозойских осадков.

Миоцен

Отложения, датируемые миоценом, формируют самостоятельный структурный ярус, выполняя пологосклонные наложенные впадины, флексуобразно изогнутые в зоне континентального склона. Возраст толщи устанавливается по результатам драгирований континентального склона и прорезающих его каньонов. Там, где по данным САП на поверхности дна обнажены рассматриваемые отложения, драгами вскрыты охарактеризованные диатомовой флорой и спорово-пыльцевыми спектрами слабосцементированные породы среднего и, по-видимому, позднего миоцена [2, 6]. В их основании залегает относительно маломощный базальный горизонт, представленный туфоконгломератами, туфогравелитами и туфопесчаниками, а основная часть толщи сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами, диатомитами и мергелями со стяжениями пелитоморфных известняков. Пирокластический материал, на долю которого приходится от 7—10 до 50% и более обломочных пород, представлен кварцем и кислыми стеклами.

Подосва миоцена между траверзами мыса Зеленый и залива Восток (рис. 1, полигоны 3—6) расположена на изобатах от 800 до

1400 м, погружаясь к западу. В западной части района миоценовые осадки драгируются до подошвы континентального склона (глубины 2150—2250 м). Кажущаяся (вертикальная) мощность рассматриваемых отложений по материалам драгирования изменяется от 400 до более чем 1800 м, чаще всего составляя 800—1000 м.

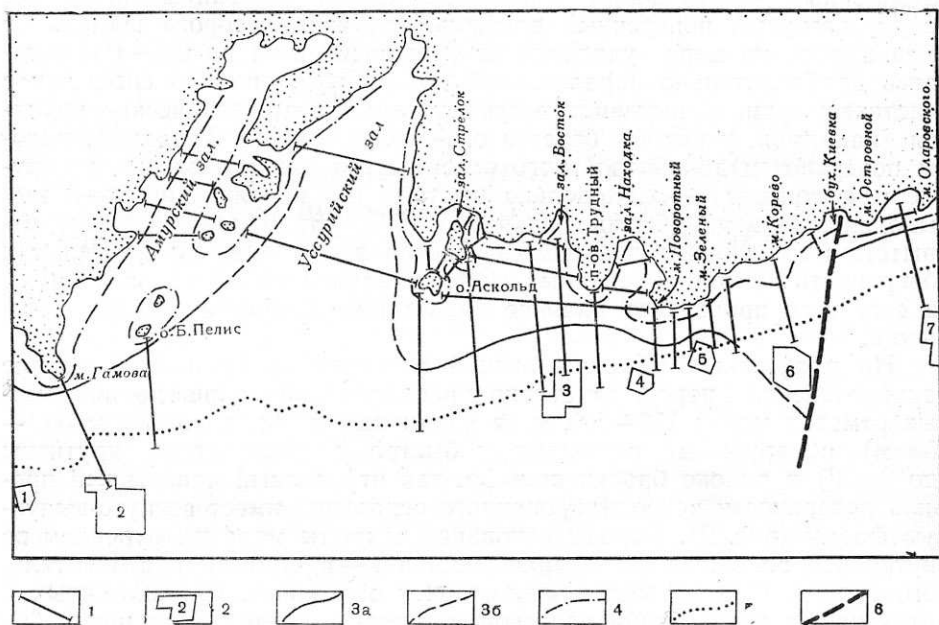


Рис. 1. Схема района исследований:

1 — линии опорных сейсмоакустических профилей; 2 — полигон драгирования континентального склона, по И. И. Берсеневу и др. [2] и его номер; 3 — внутренняя граница распространения миоценовых отложений: а — установленная по данным САП, б — предполагаемая; 4 — внутренняя граница распространения на шельфе плиоценовых отложений; 5 — бровка шельфа; 6 — Центральный Сихотэ-Алинский шов

Миоценовая диатомовая флора повсеместно является морской, свидетельствуя о весьма мелководных (неритических) условиях осадконакопления, что подтверждается также многочисленными следами деятельности камнеточцев, обнаруженными на поверхности известняковых стяжений [2, 6].

Сейсмоакустическое профилирование характеризует только верхнюю часть миоценовой толщи вертикальной мощностью до 100—200 м (в единичных случаях до 400 м и более). В этом интервале она обладает относительной акустической прозрачностью, вероятно, обусловленной ее слабой литифицированностью. Особняком стоит район, расположенный между траверсами о. Аскольд и мыса Зеленый, где рассматриваемые отложения отличаются ритмичной параллельной слоистостью, что фиксируется наличием довольно выдержанных внутренних отражающих горизонтов.

На профилях САП подошва миоцена представляет собой отчетливую границу, нередко пересекающую кратные отражения. На большей части своего распространения в области шельфа она вместе с внутренними отражающими горизонтами весьма полого (порядка 1°) наклонена в сторону открытого моря. Вследствие этого миоценовые отложения в поперечном профиле постепенно срезаются почти горизонталь-

ной подошвой вышележащих (плиоценовых) образований. Между траверзами о. Аскольд и мыса Поворотный (60 км) внутренняя (обращенная к суше) граница распространения миоцена протягивается в субширотном направлении субпараллельно бровке шельфа в 13—15 км от нее, не обнаруживая какой-либо структурной связи с заливами Амурским, Стрелок, Восток и Находка. На сейсмоакустических профилях по Уссурийскому заливу чуть выше границы кратного отражения от дна местами выделяется отражающий горизонт, который можно принять за кровлю миоценовых отложений, однако выделение их здесь требует дальнейшего подтверждения. Между траверзами мысов Поворотный и Зеленый внутренняя граница миоценовой впадины проходит в 4—7 км от бровки шельфа, а затем резко отворачивает на юго-восток до пересечения с континентальным склоном (рис. 1). Далее к северо-востоку рассматриваемые отложения на шельфе и, по-видимому, на материковом склоне отсутствуют. Достоверно они вновь устанавливаются лишь за зоной Центрального Сихотэ-Алинского шва, причем драгированием подошву миоцена здесь выявить не удалось (рис. 1, полигон 7).

Субгоризонтальное залегание миоценовой толщи в пределах континентального склона сменяется моноклинальным падением, почти параллельным, а глубже изобат 500—600 м строго параллельным поверхности дна. Это изменение элементов залегания осуществляется различными способами. Иногда во внешней зоне шельфа происходит быстрое нарастание угла наклона слоев (внутренних отражающих горизонтов). Так, на траверзе о. Аскольд, где удалось получить сейсмоакустический разрез до изобаты 1200 м, углы падения миоцена увеличиваются на протяжении 4—5 км от 2—3° в районе бровки шельфа до 15—17° в средней части континентального склона (изобаты 750—1200 м), поверхность которого здесь точно повторяет наклон слоев. В других случаях (район мыса Поворотный и др.) на сочленении областей субгоризонтального и наклонного залегания миоценовых отложений располагаются пологие, по-видимому, брахиформные поднятия слоев, трассирующиеся вдоль бровки шельфа. Наконец, нередко этот переход происходит посредством резкого шарнирного перегиба пород миоценовой толщи (траверзы мыса Гамова и о. Пелис). Естественно полагать, что подобные структурные соотношения характеризуют флексурный перегиб миоценовых пород на континентальном склоне, отражая блоковое строение его фундамента. Этот вывод подтверждается прямыми признаками разрывов миоценовой толщи (зеркала скольжения и др.), которые обнаруживаются при драгировании континентального склона.

Таким образом, выясненные данными САП условия залегания рассматриваемых отложений в сочетании с их повсеместной мелководностью противоречат выводу о седиментационном облекании донеогенового рельефа, свидетельствуя о послемiocеновом происхождении континентального склона. Поскольку значительная часть последнего является по сути дела пластовой поверхностью, развитой по флексурному перегибу миоценовых отложений, приводимые по результатам драгирования сведения о мощности этих отложений сильно (по-видимому, в 2—3 раза) завышены. Интерпретация профилей САП показывает, что на участке между траверзами о. Аскольд и мыса Зеленый истинная мощность миоцена вряд ли существенно превышает 400—500 м.

К западу от о. Аскольд миоценовые породы обнажаются до подошвы континентального склона (см. выше). В расположенных побли-

зости наложенных кайнозойских впадинах суши, открывающихся в заливы Уссурийский, Амурский и Посыета, развит континентальный миоцен, который нередко подстилается олигоценowymi или олигоцен-эоценовыми отложениями [12]. Вполне вероятно, что на шельфе и континентальном склоне под миоценом здесь также залегают более древние кайнозойские образования. Не исключено, что миоцен-эоценовая (?) впадина в этом районе имела столь характерное для кайнозойских структур северо-восточное простирание, распространяясь в область нынешней абиссальной котловины.

Плиоцен

Плиоценовые отложения образуют в пределах шельфа непрерывный чехол, вытянутый вдоль всего побережья района.

Анализируя закономерности площадного распространения плиоценовой толщи в целом, следует отметить, что граница, оконтуривающая ее во внутренней зоне шельфа, в общих чертах повторяет конфигурацию современной береговой линии, обнаруживая тесную структурную связь с ее рiasами. В пределах последних очерчиваемые этой границей плиоценовые заливы гораздо уже современных. Так, на траверзе входных мысов залива Восток, при расстоянии между ними 7 км, она составляет всего 4 км. Здесь вершина древнего залива смыкается с участком побережья, на котором развиты слабодислоцированные выветрелые валунные галечники плиоценовой суйфунской свиты. Подошва галечников располагается гораздо ниже уровня моря. Скважинами морского бурения на этом участке под четвертичными морскими осадками также вскрыты выветрелые валунно-галечные отложения плиоцена. Возраст толщи подтверждается и результатами драгирования. На полигоне 7 (рис. 1) их подошва располагается примерно на изобатах 500 м [2], а в западной части залива Петра Великого (полигоны 1, 2), по данным Б. И. Васильева [6], поднимается до 200—230 м, что вполне согласуется с материалами сейсмоакустического профилирования. Здесь, на континентальном склоне, эти образования также представлены грубыми галечными и песчано-галечными образованиями, вообще характерными для плиоценовых отложений Южного Приморья.

В основании плиоценовой толщи прослеживается выдержанный отражающий горизонт — граница эрозионного, а местами (во внешней зоне шельфа) и резкого углового несогласия, по которой эта толща налегает на осадки миоцена или непосредственно на породы фундамента. Таким образом, по характеру распространения и залегания плиоценовые образования являются морскими, хотя палеонтологические доказательства такого предположения пока отсутствуют. Эти осадки отлагались в трансгрессировавшем бассейне, максимальный уровень которого устанавливается геолого-геоморфологическими наблюдениями в прибрежной полосе. По данным авторов, здесь регионально развита вытянутая вдоль берега терраса, тыловой шов которой чаще всего располагается на абсолютных отметках плюс 120—140 м. Подобными же альтитудами характеризуется и уровень аккумуляции суйфунской свиты в областях ее наиболее широкого развития. Учитывая глубину плиоценового бассейна, можно предполагать, что трансгрессия этого времени в Южном Приморье в период своего максимума распространялась до абсолютной высоты 150—160 м. Близкие цифры для первой новейшей трансгрессии дальневосточных морей указывает Г. У. Линдберг [23].

По характеру записи на лентах САП плиоценовые отложения существенно отличаются от миоценовых большим числом внутренних отражающих горизонтов, обычно не менее четких, чем горизонты, отделяющие подошву и кровлю толщи, но менее протяженных и не несущих следов регионального размыва. Это обстоятельство свидетельствует о неоднородности литологического состава плиоценовых образований. По различиям в характере разреза, а также по геоморфологическим особенностям шельфа обособляются два крупных района: залив Петра Великого с риасовым типом побережья и акватория, расположенная к востоку от него, ограниченная относительно прямолинейными берегами северо-восточного простирания. Внутри последней шельф отличается наличием двух ступеней, причем верхняя протягивается и в пределы залива Петра Великого, характеризуясь параметрами, обычными для шельфа Южного Приморья [24].

К северо-востоку от мыса Поворотный эта ступень имеет ширину 10—20 км. Она образована аккумулятивной призмой осадков треугольного поперечного сечения с довольно нечеткой округлой вершиной, представляющей собой бровку шельфа (рис. 2, а). Максимальная мощность отложений внутри этой призмы составляет 50—70 м, из которых на долю плиоцена приходится до 40—50 м. Внутренние отражающие границы плиоценовой толщи очерчивают серию наложенных друг на друга выпуклых аккумулятивных тел, форма которых в общих чертах повторяет поперечный профиль призмы шельфовых осадков в целом. Каждое аккумулятивное образование в отдельности отличается относительной акустической прозрачностью (однородное строение), а мощность формирующих его осадков изменяется от нескольких метров в основании толщи (при длине призм в первые километры) до 15—20 м в ее кровле, при этом длина аккумулятивных тел достигает 8—10 км. По мнению С. Е. Сакса (ВНИИМОРГЕО), подобный характер разреза связан с особенностями распределения в волновом поле ограниченного объема поступающих с суши осадков.

Нижняя шельфовая ступень располагается в интервале изобат 200—300 м, имея ширину 5—10 км и характеризуясь выпуклым поперечным профилем. С верхней ступенью она сочленяется пологим вогнутым склоном, начинающимся от бровки шельфа (рис. 2, а). В области отсутствия миоценовых отложений (см. выше) этот элемент подводного рельефа сформирован выпуклой осадочной призмой, подошва которой имеет уклон к морю порядка $1,5-3^\circ$, осложненный более пологими площадками. В нескольких метрах над подошвой параллельно ей почти непрерывно прослеживается отражающий горизонт, протягивающийся и в пределы верхней шельфовой ступени, где он сливается с основанием плиоценовой толщи. Выше по разрезу внутренние отражающие горизонты фиксируют тонкую и гораздо более пологую слоистость, строго параллельную поверхности дна (рис. 2, а). Лишь начиная с изобат 320—340 м дно, представляющее собой здесь довольно крутую стенку каньона, срезает рассматриваемую толщу, так что ниже глубин 540—550 м склон выработан уже в породах консолидированного основания. В нижней части залегающей на них осадочной призмы слои почти вплотную «притыкаются» к базальному отражающему горизонту, выше по разрезу — полого сочленяются с ним, на склоне между обоими уровнями шельфа один из слоев нижней ступени очерчивает внешнюю границу плиоценовой осадочной призмы, развитой на верхней шельфовой террасе. Именно этот факт позволяет отнести коррелируемые части разрезов обеих осадочных призм к единому (плиоценовому) ритму седиментации. Максимальная мощность от-

ложений на нижней шельфовой террасе 150—160 м, из них не более 10 м составляют четвертичные осадки, а остальная часть толщи плиоценовая. Структура сейсмоакустического разреза свидетельствует о том, что седиментация на нижней шельфовой ступени происходила в очень спокойной гидродинамической обстановке, вне сферы воздействия волн. Возможно, что по составу эти породы близки плиоценовым туфоалевролитам, поднятым при драгировании континентального склона средней части залива Петра Великого в интервале изобат

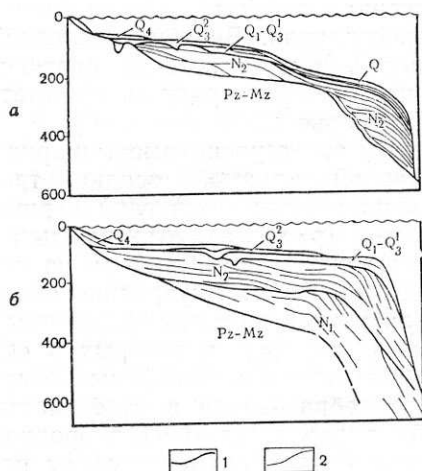


Рис. 2. Схематический сейсмоакустический разрез шельфа: вверх — к северо-востоку от мыса Поворотного (в зоне отсутствия миоценовых отложений); вниз — в заливе Петра Великого:

1 — главные отражающие горизонты (стратиграфические границы); 2 — внутренние отражающие горизонты (литологические границы)

550—800 и, по предположению И. И. Берсенева и др., сползшим с более высоких отметок [2]. Лишь маломощный базальный горизонт представляет собой, вероятно, мелководное образование, сформированное продуктами абразионной переработки первично более крутого ступенчатого склона коренных пород.

Между траверсами мысов Корево и Поворотный на протяжении 40 км шельф был пересечен семью профилями САП. Сотрудниками Института океанологии ДВНЦ под руководством И. И. Берсенева [2] здесь же были отработаны два полигона (5 и 6) по драгированию, прорезающих континентальный склон подводных каньонов (см. рис. 1). Столь детальная изученность этого участка позволяет сделать интересные выводы о происхождении шельфа.

На обоих полигонах породы основания представлены крупно-среднезернистыми биотитовыми гранитами с абсолютным возрастом 79 млн. лет. Судя по петрографическому описанию [2], они полностью сходны с позднемеловыми гранитами, вскрывающимися в клифах почти на всем протяжении рассматриваемого отрезка побережья. Таким образом, фундамент шельфа на всю его ширину скорее всего выработан в литологически однородных породах, представленных позднемеловыми гранитами. Идентичность их состава и структуры на столь разных гипсометрических уровнях (плюс 100 м и более на суше и минус 1050 м на полигоне 5) заставляет предполагать, что на континентальном склоне гранитный массив опущен в сторону моря по серии сбросов. Это предположение подтверждается ступенчатым характером его поверхности (см. выше), а также флексуорообразным перегибом миоценовой толщи, покрывающей граниты между траверсами мысов Зеленый и Поворотный, что говорит о послемiocеновом возрасте смещений фундамента по сбросам. Вместе с тем латеральный

переход относительно глубоководных плиоценовых накоплений, развитых в пределах нижней шельфовой террасы, в мелководные осадки на верхней ступени при общем трансгрессивном характере плиоценового разреза может рассматриваться как доказательство предплиоценовых движений по разломам, обусловивших расчленение рельефа фундамента в пределах континентального склона, в значительной степени снивелированное в ходе последующей (плиоценовой) трансгрессии.

Важные выводы следуют из рассмотрения особенностей поперечного профиля поверхности коренных пород. На траверзе мыса Корево эта поверхность является контактом между фундаментом и покрывающим его плиоценом. Здесь выделяются два участка сравнительно крутого ($1,5-3^\circ$) уклона подошвы плиоцена: в основании осадочной призмы нижней шельфовой ступени и в зоне шириной 1,5 км, примыкающей к современному берегу. Между ними, в пределах почти всей верхней ступени шельфа, поверхность коренных пород имеет выдержанный и очень пологий ($20-40'$) наклон к морю, нарушаемый лишь врезамися располагающихся в основании плиоцена палеодолин (рис. 2, а). Подобный характер подошвы плиоценовых отложений на верхней ступени шельфа наблюдается практически повсеместно. В области развития миоценовых осадков она протягивается субгоризонтально, при переходе на породы консолидированного основания приобретает уклон $20-40$ мин и лишь в нескольких километрах от берега ее крутизна возрастает до $1,5-3^\circ$. Поскольку в пределах рассматриваемой площади фундамент выработан в однородных породах, эти изменения поперечных уклонов нельзя объяснить различиями литологического состава субстрата. Трудно допустить также, что указанное явление связано с изменением скорости повышения уровня моря в процессе плиоценовой трансгрессии, так как оно наблюдается повсеместно и на самых различных гипсометрических уровнях (рис. 2, а). Исходя из теории развития абразионного профиля [16], остается предположить, что различия в его крутизне обусловлены топографическими особенностями местности, подвергавшейся абразионному разрушению. Там, где уклоны подошвы плиоценовой толщи достигают $1,5-3^\circ$ (на нижней шельфовой террасе и вблизи современного побережья), море перерабатывало относительно крутые и высокие уступы, созданные движениями по разломам, а в области пологих ($20-40$ мин и меньше) уклонов — распространялось на выровненную низкую сушу. Таким образом, необходимо предположить наличие одного или нескольких предплиоценовых сбросов, ограничивавших плиоценовый шельф с внутренней стороны. Этот вывод подтверждается гипсометрическим положением подошвы сульфунской свиты, вскрывающейся в береговых клифах между мысами Гранитный и Поворотный и залегающей на 120—150 м выше, чем подошва плиоцена в море, в 2—3 км от берега. Субпараллельные берегу разрывные нарушения, по данным Р. Г. Кулинича, фиксируются и в гравитационном поле прибрежной суши.

Шельф залива Петра Великого отличается от только что описанного наличием четкой бровки, ниже которой уклоны дна возрастают до $6-8^\circ$, а на континентальном склоне — $10-20^\circ$ (иногда до 40°). Развитая на шельфе толща плиоценовых отложений имеет максимальную мощность обычно до 60—90 м, но на некоторых участках до 100 м и более. Многочисленные внутренние отражающие горизонты располагаются в общем горизонтально и лишь во внешней зоне шельфа, недалеко от его бровки, обнаруживают пологие наклоны в сторону моря. Подобная структура разреза связана с волновой переработкой большего, чем в районе открытого побережья, объема терригенного мате-

риала, поставляемого впадающими в вершины заливов крупными реками.

Поперечный профиль подошвы плиоценовой толщи так же, как и в районе открытого побережья, очень пологий (20—30 мин) и лишь непосредственно в прибрежной зоне (первые километры) характеризуется большими на порядок уклонами. Вследствие этого на профилях, пересекающих заливы, он имеет форму лотка с широким, почти горизонтальным дном, изредка прорезаемым погребенными палеодолинами.

Во внешней зоне шельфа плиоценовые отложения залива Петра Великого и примыкающей к нему с востока акватории (до траверза мыса Зеленый) резко меняют горизонтальное залегание на наклонное (6—8°), вовлекаясь в движения по флекуре континентального склона, причем амплитуда вертикальных перемещений не превышает 50—100 м. Серия крутых разрывных нарушений, зачастую ограничивающих площадь распространения плиоцена, отмечена в заливе Находка, а также в районе мыса Поворотный.

К востоку от траверза мыса Зеленый залегание плиоценовых отложений в пределах всего шельфа и континентального склона не нарушено. Лишь в бухте Киевская внутренняя граница распространения плиоценовой толщи резко (на 4,5 км) смещена в плане по линии Центральном Сихотэ-Алинского шва, унаследованного погребенной и современной долинами р. Киевки, фиксируя вертикальное перемещение пород плиоцена на 60—70 м.

Плейстоцен и голоцен

Имеющиеся данные позволяют разделить четвертичные отложения района на три самостоятельных комплекса. Нижний комплекс развит во внешней половине шельфа. В его основании протягивается выдержанный и очень четкий отражающий горизонт, отделяющий этот комплекс от плиоценовых образований и представляющий собой границу регионального размыва. К северо-востоку от мыса Поворотный эта граница прослеживается на глубинах 10—20 м, а в заливе Петра Великого до 30 м от поверхности дна. В акватории последнего она является также границей углового несогласия, резко срезающей вовлеченные в движения по флекуре плиоценовые слои на внешней окраине шельфа. Именно этот факт позволил нам условно идентифицировать отражающий горизонт с границей между плиоценом и плейстоценом, к которой в Южном Приморье приурочены активные поднятия и глубокие врезы рек в покровные платобазальты [12].

Вблизи бровки шельфа подошва плейстоцена располагается на абсолютных отметках минус 170—180 м. Начиная с этих высот, наблюдается срезание подстилающих плиоценовых слоев по мере приближения к берегу. Ниже бровки шельфа указанная граница изредка срезается дном, так что мористее на его поверхности выступает уже плиоцен. Обычно же четвертичные отложения облекают внешнюю зону плиоценовой призмы осадков, развитой на верхней ступени шельфа, спускаясь и на континентальный склон (рис. 2). Мощность четвертичных накоплений здесь достигает 20—30 м, от подстилающих плиоценовых они отделены гораздо менее четким, чем собственно на шельфе, отражающим горизонтом. Внутренние отражающие границы выявляют ритмичную слоистость толщи, строго параллельную поверхности дна. Никаких размывов и несогласий внутри рассматриваемых отложений и в их основании ниже изобат 180—200 м не наблюдается. Наоборот, в пределах шельфа, начиная с абсолютных отметок 150—170 м, эта

толща делится на две или три пачки, ограниченные выдержанными отчетливыми отражающими горизонтами, иногда служащими границами эрозийного несогласия.

Возраст рассматриваемых осадков определяется на основании анализа условий их залегания. Стратиграфически ниже них располагаются плиоценовые образования, параллелизуемые с суйфунской свитой и временем формирования 120—140-метровых морских террас на побережье (см. выше). На описываемых отложениях залегают осадки, уверенно сопоставляемые с отложениями аккумулятивных 20—25-метровых морских террас, относящихся, вероятно, ко второй половине позднего плейстоцена [14, 18]. Таким образом, нижний комплекс четвертичных осадков на шельфе датируется нижним—средним плейстоценом, захватывая также начало позднечетвертичного времени, и параллелизуется с комплексом трех цокольных скульптурных морских террас Южного Приморья с высотами береговых линий, равными соответственно 90—100, 50—60 и 35—40 м [14, 18]. Геологическое строение этих террас указывает на то, что каждая из них образовывалась в результате самостоятельной трансгрессии. Вполне вероятно, что отражающие границы, прослеживающиеся на шельфе в основании нижнего четвертичного комплекса осадков и внутри него, соответствуют подошве базальных горизонтов этих трансгрессий.

Несколько мористее бровки шельфа, ниже изобат 180—200 м, там, где начиная с плиоцена отмечается непрерывное осадконакопление, рассматриваемые отложения формировались на протяжении всего четвертичного времени.

Во внутренней зоне шельфа отложения нижнего комплекса практически полностью размыты и срезаны подошвой перекрывающих осадков. При этом граница их распространения к востоку от мыса Поворотного отстоит от берега на несколько километров и на еще большем расстоянии (до 10—20 км) — в заливе Петра Великого, не обнаруживая структурной связи с его риасами.

Средний и верхний комплексы четвертичных образований шельфа представляют отложения двух последних трансгрессий Японского моря—соответственно позднеплейстоценовой и голоценовой [14, 18]. В начале первой из них уровень моря располагался на высоте минус 110—130 м, а в начале второй—на высоте минус 75—85 м. К этим абсолютным отметкам приурочены пологие перегибы дна (с некоторым увеличением его крутизны в сторону суши). От каждой из точек перегибов к берегу протягиваются отчетливые, выдержанные отражающие горизонты, постепенно срезающие нижележащие отложения, так что непосредственно в прибрежной зоне шельфа развиты в основном лишь осадки последней трансгрессии (рис. 2). Оба указанные отражающие горизонта местами опираются на хорошо выраженные на сейсмоакустических записях погребенные долины. На отдельных участках последние, по данным САП и морского бурения, непрерывно прослежены до берега, а далее изучены уже на суше. Это позволило сопоставить средний комплекс с позднеплейстоценовыми отложениями преимущественно аккумулятивной 20—25-метровой террасой побережья, а верхний—с голоценовыми накоплениями 12—13-метровой и более низких террас [14]. Мощность отложений каждого комплекса изменяется от первых метров до 20—30, а в прибрежной зоне крупных заливов она может достигать (вместе с подстилающим аллювием) 50—60 м.

Береговые линии, отвечающие экстремально низким положениям уровня моря перед началом двух последних трансгрессий, распола-

гаются в пределах шельфа, а не на континентальном склоне, как это предполагают многие авторы. Первая из них (позднеплейстоценовая) протягивается вблизи бровки шельфа на расстоянии от 1—2 до 4—7 км от нее, вторая (предголоценовая) прослеживается в средней, а местами даже во внутренней зоне шельфовой террасы. В плане обе древние береговые линии существенно спрямлены по сравнению с современными ее очертаниями (риасовый характер палеопобережий почти не выражен). Поскольку и внутренняя граница распространения нижнего четвертичного комплекса на шельфе также не обнаруживает структурной связи с положением заливов и бухт, можно полагать, что на протяжении почти всего четвертичного времени шельф в Южном Приморье отличался относительной тектонической стабильностью. Этот вывод подтверждается и общей выдержанностью гипсометрического положения древних (четвертичных) береговых линий, как затопленных, так и располагающихся выше современного уровня моря, с локальными отклонениями абсолютных высот не более 10—20%.

ЭКСТРАПОЛЯЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Выше было охарактеризовано геологическое строение шельфа и континентального склона опорного участка Японского моря, изученного комплексом методов. Он охватывает все основные структурные элементы, развитые в прибрежных районах Приморья, пересекая область палеозойской складчатости с наложенными мезозойскими и кайнозойскими прогибами, мезозойскую складчатую зону и южную оконечность Сихотэ-Алинской ветви Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. Кайнозойская геологическая история этих структур вплоть до Сахалинского залива была в общем идентичной. Характерной ее чертой является наличие наложенных впадин, выполненных формационно близкими толщами континентальных, зачастую угленосных осадков. При этом наиболее древним членом кайнозойского разреза впадин являются эоценовые отложения [12]. На всей этой площади вблизи побережья широко проявлены следы миоценового и плиоценового вулканизма, представленные соответственно сандуганской и шуфанской свитами на юге, кизинской и совгаванской свитами — на северо-востоке.

Драгирование континентального склона проводилось и северо-восточнее описанного опорного района, вплоть до мыса Низменный, причем повсеместно вскрывались неогеновые (преимущественно миоценовые) отложения, сходные с описанными, распространявшиеся до материкового подножия, либо залегавшие на цоколе, выработанном в породах позднемиоценового вулканизма [3]. Еще далее к северо-востоку экстраполяция данных возможна благодаря исследованиям МОВ в Татарском проливе [22]. Этими работами установлено, что пролив представляет собой прогиб типа краевого, выполненный преимущественно неогеновыми отложениями, смятыми в складки в присахалинской части акватории. На разрезах выделяется отчетливое угловое несогласие, которое по своему стратиграфическому положению может быть отнесено к предверхнедуйскому времени. Залегающая выше него слоистая толща средне-верхнемиоценовых отложений на континентальном склоне круто наклонена к оси пролива, выполаживаясь в области шельфа и выклиниваясь в 20 км от берега. В разрезе кайнозойских отложений шельфа и континентального склона отмечается еще одна граница углового несогласия [22, рис. 2], над которой залегание пород (вероятно, плиоцен-четвертичных) горизонтальное.

Геофизические данные показывают, что область континентального склона от северной ее оконечности в Татарском проливе до границы с КНДР приурочена к глубинному разлому, который хорошо выражен в гравитационном и магнитном полях [17, 19, 29], а также трассируется полосой аномально высоких значений теплового потока [32]. На границе с Центральной глубоководной котловиной по зоне этого разлома происходит резкое сочленение двух типов земной коры — субокеанической и континентальной. Изложенное выше позволяет предполагать, что в пределах всего Приморья материковый склон представляет собой выраженную в подводном рельефе крупную тектоническую структуру, обладавшую единым стилем развития на всем своем протяжении. Вероятно, к этой же категории структур относится и континентальный склон Корейского п-ова [19]. По происхождению и времени заложения близки склоны подводной возвышенности Ямато [4, 5, 7], спускающиеся к окружающим морским котловинам серией ступеней, разделенных тектоническими уступами высотой до нескольких сотен метров. Крутые склоны и уступы выработаны в палеозойских и мезозойских гранитах, метаморфизованных осадочных породах палеозоя, а также в базальтах и их туфах, имеющих абсолютный возраст от 46 до 24 млн. лет (эоцен — ранний миоцен). В грабен-синклиналях, развитых на выровненных поверхностях террасовидных ступеней, залегают песчаники и алевролиты с растительными остатками, являющиеся вероятными аналогами угловской и надеждинской свит Южного Приморья (эоцен — олигоцен и олигоцен), содержащие прослойки туфов и лав кислого состава. Эти породы, а также консолидированное основание перекрыты толщей раннеплиоценовых (?) песчаников, гравелитов и конгломератов с фауной пелеципод, выклинивающихся вблизи бровки крутых уступов.

Таким образом, теперь уже имеются достаточно надежные данные о том, что вся Центральная котловина Японского моря и северная часть котловины о. Хонсю окружены молодыми (неогеновыми) континентальными склонами.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Поскольку континентальный склон является выраженной в современном донном рельефе тектонической границей между материковой окраиной и впадиной Японского моря, его развитие тесно связано с геологической историей этой впадины. Последняя дискордантно наложена на разнородные и разновозрастные (от докембрийских до позднемеловых — палеоценовых) структуры своего обрамления.

Эоцен-миоценовый этап

Образование наложенных кайнозойских впадин на материковой и островной суше, окружающей Японское море, началось в эоцене, а в дальнейшем (вплоть до плиоцена) происходило последовательное разрастание их площади. Этот процесс сопровождался глубокой денудацией древних горных сооружений с вскрытием позднемеловых и раннепалеогеновых гранитов, а также интенсивным вулканизмом (особенно в миоцене и плиоцене). Параллельно с разрастанием впадин происходила постепенная схема континентальных угленосных отложений лагунными, прибрежно-морскими и морскими, причем максимум трансгрессии повсеместно приходится на средний миоцен [10, 11, 13]. Геологическое строение Южного Приморья вместе с новыми данными,

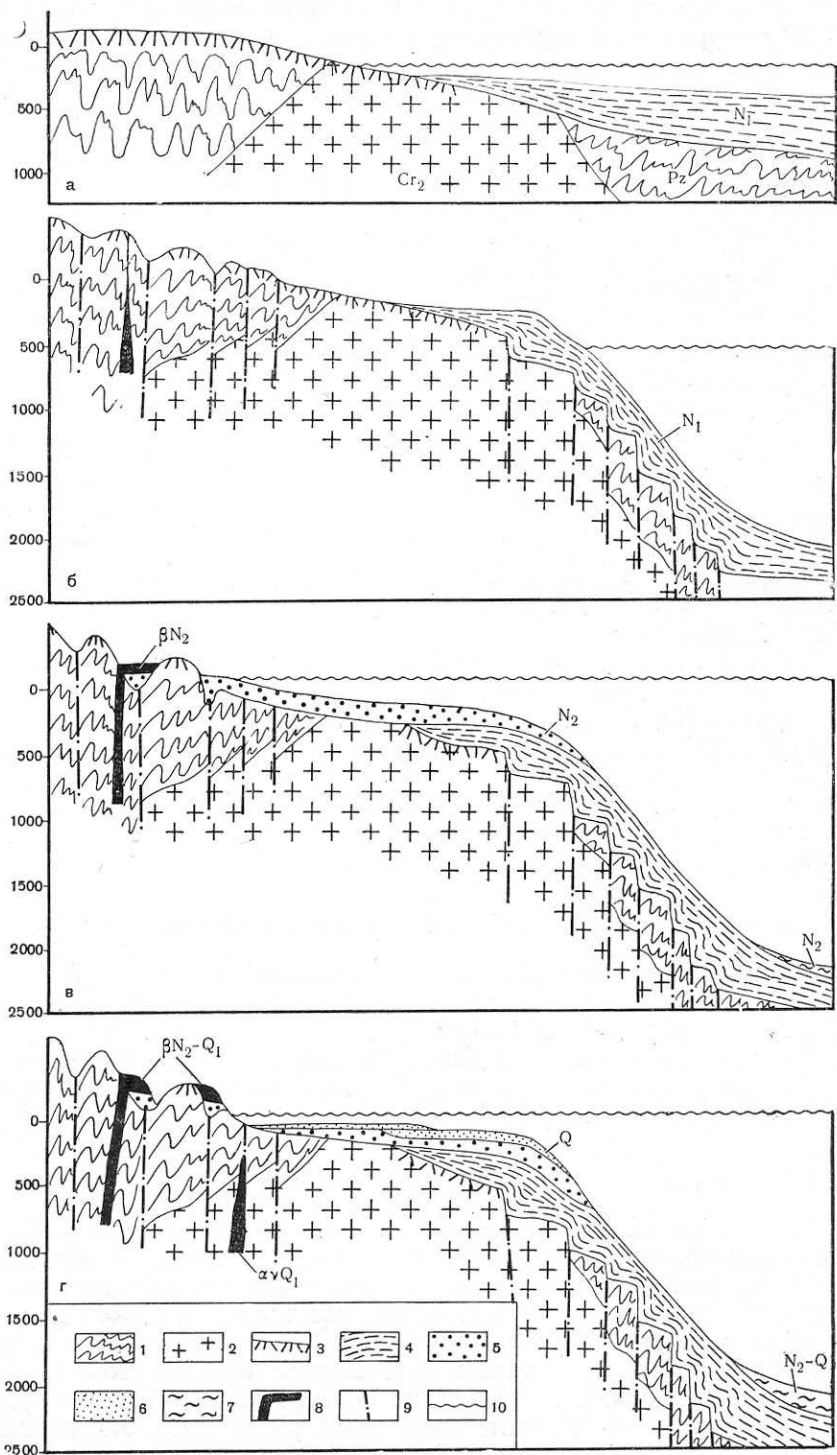


Рис. 3. Схема геологического развития шельфа и континентального склона: а) поздний миоцен, б) граница миоцена и плиоцена, в) поздний плиоцен, г) современность:

1 — осадочные и вулканические породы основания; 2 — интрузивные породы основания; 3 — кора выветривания; 4 — миоценовые отложения; 5 — плиоценовые молассы; 6 — четвертичные молассы; 7 — глубоководные отложения плиоцена и четвертичного времени; 8 — базальтоиды; 9 — разрывные нарушения; 10 — уровень моря

полученными при исследовании шельфа и континентального склона, подтверждают изложенные представления о кайнозойской истории окраины Японского моря.

Начиная с эоцена происходила общая денудация прибрежной суши, сопровождавшаяся накоплением коррелятных осадков в наложенных впадинах, занимавших сначала незначительную площадь. Наиболее древние из них располагались, вероятно, в западной части залива Петра Великого. Не исключено, что именно с заложением этих впадин связано наличие покровных базальтов (абсолютный возраст 51—52 млн. лет), обнаруженных в восточной половине залива и залегающие между породами консолидированного основания и мелководными морскими осадками миоцена [2, 8]. Рассматриваемые структуры, вероятно, сочленились с подобными по возрасту образованиями, известными в пределах нынешней прибрежной суши. В основании впадин здесь обычно залегают грубообломочные породы, тогда как основную часть разреза занимают тонкозернистые песчаники, алевролиты, глины и аргиллиты. Наличие внутриформационных конгломератов и отдельных горизонтов эффузивных (преимущественно кислых) пород свидетельствует о периодическом росте локальных поднятий на окраинах областей погружения. На протяжении олигоцена и миоцена происходило разрастание площади впадин. В среднем миоцене они распространились почти на все пространство, ныне занятое шельфом и континентальным склоном, продолжаясь также в область современных абиссальных глубин. Начало этого этапа, по-видимому, совпадало с временем формирования верхнедуйской свиты Сахалина, серии Онагава во внутренней зоне Японии и свиты Хамчжин в восточной части Корейского п-ова [10, 11, 13]. В Южном Приморье наибольшее литологическое сходство с миоценовыми отложениями, вскрытыми на континентальном склоне, обнаруживает усть-суйфунская свита, характеризующаяся широким распространением кислого туфогенного материала, наличием прослоев диатомитов и трепеловидных глин [12].

Существует мнение, что в рассматриваемый период на месте горных сооружений Приморья сформировался обширный пенеплен, фиксированный мощной корой химического выветривания [9, 30]. Поверхность этого пенеплена сопрягалась с мелководными миоценовыми морскими бассейнами, на дне которых отлагались преимущественно тонкодисперсные терригенные, биогенные и хемогенные осадки с примесью кислого туфогенного материала (рис. 3, а). Источником последнего могла служить гипотетическая островная или полуостровная суша, существовавшая в районе нынешней возвышенности Ямато [4, 5, 7], поскольку в Южном Приморье кислые эффузивы миоценового возраста неизвестны, а во внутренней зоне Японской дуги в миоцене наряду с кислым был широко проявлен средний и основной вулканизм [10]. Было показано, что континентальные склоны на материковой окраине Японского моря и вокруг возвышенности Ямато в этот период еще отсутствовали. Японское море, вероятно, представляло собой мелковод-

Рис. 3. Схема геологического развития шельфа и континентального склона: а) поздний миоцен, б) граница миоцена и плиоцена, в) поздний плиоцен, г) современность:

1 — осадочные и вулканические породы основания; 2 — интрузивные породы основания; 3 — кора выветривания; 4 — миоценовые отложения; 5 — плиоценовые молассы; 6 — четвертичные молассы; 7 — глубоководные отложения плиоцена и четвертичного времени; 8 — базальтоиды; 9 — разрывные нарушения; 10 — уровень моря

ный эпиконтинентальный бассейн скрупным массивом суши в районе возвышенности Ямато.

Плиоцен-четвертичный (неотектонический) этап

Начало неотектонического этапа ознаменовалось резкой активизацией дифференцированных движений, происходивших по серии глубоких расколов фундамента, и значительной эвстатической регрессией моря, сопровождавшейся заложением каньонообразных палеодолин. Реликты доплиоценовой поверхности выравнивания были перемещены на резко различные гипсометрические уровни, в результате чего происходило интенсивное расчленение рельефа, размыв кор выветривания и накопление грубых континентальных и прибрежно-морских моласс. Доплиоценовые впадины распадались на ряд более мелких отрицательных и положительных структур. Вместе с тем обособлялись новые впадины, например на месте нынешних заливов Стрелок, Восток и Находка, что сопровождалось интенсивным базальтовым вулканизмом (шуфанская свита). Сформировалась геотекстура нынешнего континентального склона, образованная серией ступенчато погруженных по разломам блоков фундамента и флексурным перегибом залегающих на нем мелководных миоценовых (в западной части залива Петра Великого, вероятно, эоцен-миоценовых) отложений (рис. 3, б).

Кровля морского миоцена там, где он не вовлечен в движения по флексуры, располагается на абсолютных отметках минус 200—300 м и занимает среднее гипсометрическое положение между континентальным подножием (минус 2200 м) и уровнем наиболее высоких вершин на прилегающих хребтах (1200—1700 м). Это заставляет думать, что современное положение миоценовой толщи (вне континентальной флексуры), а следовательно, и сопряженного с ней во внутренней зоне шельфа реликта денудационной поверхности выравнивания, впоследствии перекрытого плиоценовыми морскими образованиями (см. выше), близко к исходному. С указанных позиций шельф Южного Приморья можно рассматривать как реликт миоценовой полигенетической поверхности выравнивания, сохранившейся в пределах относительно стабильного участка земной коры, к северу от которого в начале неотектонического этапа располагалась зона преимущественных поднятий и интенсивного расчленения рельефа, а к югу — область не менее активных погружений и проявления пока загадочных процессов, приведших к образованию абиссальных котловин Японского моря и коры субокеанического типа под ними. Таким образом, положение шельфа оказывается структурно предопределенным: с внешней стороны он ограничен континентальной флексурой, а с внутренней (со стороны суши) — системой разрывных нарушений, отделяющих его от зоны активных поднятий в начале плиоцена. Впоследствии в результате неоднократных колебаний уровня моря внутренняя зона шельфа была лишь незначительно (большей частью на несколько километров) расширена за счет абразионной переработки берегов.

Приведенные данные находятся в противоречии с мобилистскими концепциями, согласно которым зарождение мелководных котловин Японского моря связывается с рифтогенезом конца раннего мела [2, 3, 20]. Напротив, подтверждают представления ряда исследователей [1, 10, 27] о молодом (неогеновом) возрасте япономорских котловин и о преобладающей роли в их формировании вертикальных движений большой амплитуды. В последние годы этот факт установлен для абиссальных впадин Средиземного и Черного морей [26, 31], имеющиеся пока немногочисленные данные свидетельствуют о сходной геологиче-

ской истории развития Южно-Охотской котловины [21, 28]. Наконец, на внешнем континентальном склоне Японии у п-ова Идзу обнаружены позднемiocеновые (раннеплиоценовые?) отложения, залегающие на батимальных глубинах, с фауной мелководных морских моллюсков [33].

Во второй половине плиоцена тектоническая активность в рассматриваемом районе заметно ослабела, и началась обширная трансгрессия моря, распространившаяся в период своего максимума до абсолютных отметок порядка плюс 150 м. На грани плиоцена и плейстоцена произошла новая значительная регрессия, сопровождавшаяся последней фазой существенного оживления тектонической деятельности. Она фиксируется движениями по Центральному Сихотэ-Алинскому шву, некоторыми деформациями суифунской свиты и плиоценовых береговых линий, опусканиями морского плиоцена по субширотной континентальной флекуре в заливе Петра Великого и т. д. Амплитуда перемещений в этот период не превышает 50—100 м. С последней фазой активизации, вероятно, связаны излияния верхних базальных потоков шуфанской свиты, а также внедрение рвущих плиоцен даек щелочных базальтоидов (рис. 3, г), известных в районе Уссурийского залива, и в последнее время обнаруженных Б. С. Коганом во многих других пунктах побережья.

На протяжении большей части четвертичного периода побережье и шельф Южного Приморья отличались относительной тектонической стабильностью. Несмотря на то что и в это время выделяются различные по активности участки, суммарная амплитуда локальных движений не превышает первых десятков метров, а проявления вулканизма неизвестны.

Характерной чертой плиоцен-четвертичной истории Японского моря являлись неоднократные эвстатические колебания его уровня. По данным сейсмоакустического профилирования максимальные регрессии отмечались в предплиоценовое (минус 500—600 м) и предплейстоценовое (минус 180—200 м) время, а максимумы трансгрессий в соответствии с геолого-геоморфологическими данными по прибрежной суши приходились на поздний плиоцен (150—160 м) и ранний плейстоцен (100 м). Именно эвстатические колебания уровня моря окончательно моделировали рельеф шельфа и создали столь свойственную ему гипсометрическую выдержанность основных морфологических элементов. При этом развитие шло по пути последовательного снижения топографической поверхности в зоне абразионного отступления клифов и аккумуляции плиоцен-четвертичных осадков на основной площади шельфа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., 1968.
2. Берсенов И. И., Липкин Ю. С., Пушин И. К., Липкина М. И. Геологическое строение материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья. В сб.: «Вопр. геологии и геофизики окраин. морей с.-з. части Тихого океана». Владивосток, 1974.
3. Берсенов И. И., Берсенов Ю. И., Липкин Ю. С. О происхождении и развитии рельефа материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья. В сб.: «Вопр. геологии и геофизики окраин. морей с.-з. части Тихого океана». Владивосток, 1974.
4. Васильев Б. И., Карп Б. Я., Шевалдин Ю. В. и др. Некоторые результаты геофизических исследований возвышенности Ямато в 47-м рейсе научно-исследовательского судна «Витязь». В сб.: «Геофиз. исслед. в Японском море». Владивосток, 1972.
5. Васильев Б. И., Карп Б. Я., Шевалдин Ю. В. Некоторые вопросы тектоники возвышенности Ямато. В сб.: «Геофиз. исслед. в Японском море». Владивосток, 1972.
6. Васильев Б. И., Марков Ю. Д. и др. О геологическом строении континентального склона залива Петра Великого (Японское море). В сб.: «Вопр. геологии дна Японск. моря». Владивосток, 1973.

7. Васильев Б. И., Маркович П. В. О геологическом строении возвышенности Ямато (Японское море). В сб.: «Вопр. геологии дна Японск. моря». Владивосток, 1973.
8. Васильковский Н. П. К проблеме развития земной коры. «МГК, XXII сес., докл. сов. геологов; пробл. 4 — деформация пород и тектогенез». М., 1964.
9. Ганешин Г. С. Основные этапы развития шельфа Приморья. «Мат-лы по четвертичн. геологии и геоморфологии СССР», вып. 1, нов. сер. М., 1956.
10. Геологическое развитие Японских островов. М., 1968 (пер. с японск.).
11. Геология Корей. М., 1964.
12. Геология СССР, т. XXXII. Приморский край. М., 1969.
13. Геология СССР, т. XXXIII, остров Сахалин. М., 1970.
14. Данилина Г. С., Крапивнер Р. Б. О двух стадиях так называемой послеледниковой трансгрессии в Южном Приморье. «Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, 1974, № 1.
15. Длугач А. Г., Мирандов В. Л. Опыт применения сейсмоакустического профилирования при поисках прибрежно-морских россыпей. Изд. ВИЭМС, 1974.
16. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962.
17. Ковылин В. М., Строев П. А. Основные структуры земной коры переходной зоны в области Японского моря. В сб.: «Морск. гравиметрич. исследования», вып. 7. Изд-во МГУ, 1973.
18. Крапивнер Р. Б. К вопросу о колебаниях уровня Японского моря в четвертичное время. В сб.: «Пробл. геологии шельфа». М., 1975.
19. Красный Л. И. Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря (по гидромагнитным исследованиям). «Тр. СахКНИИ» АН СССР, Сиб. отд., 1969, вып. 20.
20. Кропоткин П. Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст. Сб.: «Земн. кора островн. дуг и Дальневосточн. морей», № 9. М., 1972.
21. Лившиц М. Х., Милашин А. П., Снеговской С. С., Туезов И. К. Новые сведения о строении Южно-Охотской впадины и залива Терпения по сейсмическим данным. В сб.: «Земн. кора островн. дуг и Дальневосточн. морей», № 9. М., 1972.
22. Лившиц М. Х., Милашин А. П., Сиплатов В. А. Строение Татарского пролива по данным метода отраженных волн. В сб.: «Земн. кора островн. дуг и Дальневосточн. морей», № 9. М., 1972.
23. Линдберг Г. У. Крупные колебания уровня моря в четвертичный период. Л., 1972.
24. Липкин Ю. С., Гун О. М. Краткая морфометрическая характеристика шельфа Японского моря. В сб.: «Вопр. геологии дна Японск. моря». Владивосток, 1973.
25. Мирандов В. Л. Метод непрерывного сейсмоакустического профилирования с электронным источником для геологического изучения шельфа при поисках морских россыпей. Автореф. канд. дис. М., 1973.
26. Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. «Геотектоника», 1972, № 5.
27. Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., 1964.
28. Соловьев С. Л., Туезов И. К., Васильев Б. И. и др. Строение залива Терпения острова Сахалина по материалам комплексных геофизических исследований. «Геология и геофизика», 1974, № 12.
29. Строев П. А., Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. Новые данные об изостазии и глубинной структуре коры Японского моря. В сб.: «Морск. гравиметрич. исследования», вып. 7. М., 1973.
30. Чемяков Ю. Ф. Морфология, генезис, возраст и условия формирования древних поверхностей денудационного выравнивания на юге Дальнего Востока СССР. «Тр. ВСЕГЕИ», т. 90, нов. сер., 1963.
31. Чумаков И. С. Некоторые вопросы геологической истории Средиземноморского бассейна в конце миоцена — начале плиоцена по новым данным. «Сов. геология», 1971, № 10.
32. Шёвалдин Ю. В. Тепловой поток и некоторые вопросы тектоники района Японского моря. В сб.: «Вопр. геологии и геофизики окраин морей с.-з. части Тихого океана». Владивосток, 1974.
33. Hashino M. Molluscan fossils from the continental slope on the west of the Izu Peninsula with reference to the geological structure of peninsula. «Earth. Sci.», 1965, No. 80.