



И. В. Хворова

ДВА ТИПА
ТИХООКЕАНСКИХ
ТАЛАССОГЕНОВ
И ИХ
ОСАДОЧНЫЕ
ОБРАЗОВАНИЯ

• НАУКА •

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

И.В. ХВОРОВА

ДВА ТИПА
ТИХООКЕАНСКИХ
ТАЛАССОГЕНОВ
И ИХ ОСАДОЧНЫЕ
ОБРАЗОВАНИЯ

Труды, вып. 490

Основаны в 1932 г.



МОСКВА
"НАУКА"
1993

Russian Academy of Sciences

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

I.V. Khvorova

TWO TYPES OF PACIFIC TALASSOGENS
AND THEIR SEDIMENTARY FORMATIONS

Transactions, vol. 490

Два типа Тихоокеанских талассогенов и их осадочные образования / И.В. Хворова. — М.: Наука, 1993. — 91 с. — (Тр. ГИН. Вып. 490). — ISBN 5-02-002340-X.

Северная половина Тихого океана состоит из двух частей: Западного и Восточного талассогенов. Западный — это мозаика котловин и поднятий, восточный — это одна очень крупная котловина. В работе дана характеристика состава, строения и условий образования отложений, слагающих осадочный чехол обоих талассогенов. В западном талассогене кроме пелагических отложений большое значение имеют мелководные известняки и карбонатные турбидиты; в восточном — развиты обычные пелагические осадки. Талассогены представляют два эталона строения океана. Один из них — "мозаичный океан", другой — представляющий относительно простую спрединговую структуру. При реконструкции эвгеосинклинальных бассейнов прошлого необходимо учитывать существование подобных различий в строении океанов.

Табл. 4. Ил. 17. Библиогр.: 82 назв.

Ответственный редактор
кандидат геолого-минералогических наук *В.Н. Григорьев*

Редакционная коллегия:
академик РАН *А.Л. Книппер* (главный редактор),
В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, Б.П. Золотарев

Рецензенты: *В.Б. Курносков, И.А. Басов*

Responsible editor
V.N. Grigoriev

Editorial Board:
Academician *A.L. Knipper* (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, B.P. Zolotarev

X $\frac{1804070000-139}{042(02)-93}$ 209-93, I полугодие

© И.В. Хворова, 1993

© Российская академия наук, 1993

ВВЕДЕНИЕ

Одной из актуальных задач геологии является реконструкция бассейнов, отложения которых фрагментарно сохранились в сложно-складчатых областях континентов. Существуют разные представления о природе таких бассейнов, в частности неясно, были ли среди них (и где) типичные океаны (в физико-географическом смысле) или в основном это бассейны древних островодужных систем (в частности краевые моря). Очевидно сравнительно-литологический метод, наряду с другими, мог бы способствовать решению задачи. Поэтому было предпринято обобщение материала о составе и строении осадочного чехла океана. Был выбран Тихий океан, обладающий сложной и неоднородной морфоструктурой и как эталон для сравнения представляющий поэтому особый интерес.

При тектоническом анализе Тихоокеанского сегмента Земли Ю.М. Пушаровский выделил в пределах ложа океана две части, названные им Северным и Южным талассогенами, причем каждый из них включал соответственно три и две структурно отличные области [18]. В данной работе именно к последним применен термин талассоген, т.е. он используется в более узких рамках, чем у Ю.М. Пушаровского, но при этом существование проведенного им тектонического анализа сохраняется. При изменении объема понятия, учитывалось, что автор его в последующих трудах термин талассоген не применял.

В предлагаемой работе рассматриваются два северных талассогена — Западный и Восточный, охватывающие большую часть ложа океана и резко отличающиеся один от другого в морфоструктурном отношении, что прекрасно отражено на прилагаемой к данной работе тектонической карте. Первый из них представляет "мозаику" поднятий и котловин, второй — образован одной огромной котловиной и для него характерны гигантские субширотные разломы. При дальнейших исследованиях неоднократно подчеркивались кардинальные отличия в геофизической и тектонической характеристике талассогенов [9, 31]. Граница между ними, определяемая как "великий тихоокеанский геораздел" [9], проходит через Императорский разлом и вдоль архипелагов Гавайского, Лайн, Таумоту.

Если процессы океанской седиментации изучены подробно и им посвящены крупные обобщения [13, 15 и др.], то формированию породных ассоциаций талассогенов, особенно в сравнительном плане, почти не уделялось внимания. В данной работе, в соответствии с поставленной задачей, рассматриваются не седиментологические проблемы, а вопросы формирования парагенетических комплексов отложений, их латеральные и временные соотношения, а также связь с основными морфоструктурами океана; иначе говоря используется формационный метод, разработанный на континентальных объектах.

В основу работы положены главным образом данные отчетов глубоководного бурения, крупные сводки по стратиграфии и корреляции разрезов [1, 10] и другой литературный материал.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ ТАЛАССОГЕН

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МОРФОЛОГИИ И СТРУКТУРЕ

Талассоген представляет сочетание глубоководных котловин, в структурном отношении определяемых как абиссальные плиты [14], и различных по морфологии, возрасту и происхождению поднятий (рис. 1, см. вкл.).

Самые крупные котловины: Северо-Западная (5300 × 3200 км) и Центральная (2900 × 2100 км), несколько меньше по площади: Восточно-Марианская (3000 × 1800 км) и Меланезийская (2000 × 1500 км)¹. Дно котловин представляет собою холмистую равнину, повторяющую рельеф фундамента, в разной степени сглаженный осадочными накоплениями. Некоторые котловины включают несколько впадин и осложнены подводными холмами, горами и грядами, высотой до 3 км и более. Они могут образовывать архипелаги (например, Магеллановы горы в Восточно-Марианской котловине). Глубина дна в погруженной части котловин — 5,5—6,5 км, но к периферии уменьшается до 4—4,5 км.

Мощность коры в котловинах в среднем 6—8 км и она имеет стандартную скоростную характеристику разреза. Самый древний фундамент (среднеюрский) в Восточно-Марианской котловине, в Северо-Западной и Центральной он позднеюрско-неокомский.

Талассоген характеризуется сложной системой позднемезозойских линейных магнитных аномалий: северо-восточного простираения (Японская система), юго-восточного (Гавайская) и восток—северо-восточного (Феникс)².

Одним из сложных и нерешенных вопросов в структурной истории талассогена является вопрос о положении в его пределах спрединговых центров. Анализ положения линейных магнитных аномалий позволил наметить остатки меловых центров спрединга в Центральной котловине [68]. Один из них расположен в трог к востоку от возвышенности Магеллана и фиксируется симметрично расположенными по отношению к трог аномалиями M9-M12 (Магеллановая спрединговая система). Простираение трога западно—северо-западное, длина его 300 км, ширина 5—10 км, глубина 6200—6600 км. Система "короткоживущая" и по некоторым представлениям была частью раннемелового хребта, расположенного между

¹Самые "малые" котловины Западно- и Восточно-Каролинская (700 × 800 км и 1000 × 600 км) здесь не рассматриваются.

²Г.Б. Удинцев обращает внимание на мозаичность системы мезозойских аномалий, требующей, по его мнению, сложного дробления плит и многочисленных перемен полюсов их вращения [29].

Фараллонской и Тихоокеанской плитами [71]. В трог различаются нижний полупрозрачный слой (турбидиты) мощностью 200 м и тонкий прозрачный (пелагиты); в общих чертах отложения сходны с наблюдаемыми в соседних частях котловины. Данных о нижнемеловых осадках, синхронных спредингу, нет. К югу и юго-западу от поднятия Магеллана прослеживается другая восток—северо-восточная (фениксовая) система аномалий, удвояющихся к северу. Южнее в котловине расположен разлом (Новый Кантон) того же простирания, что аномалии; с ним связан трог глубиной в 8 км и длиной > 500 км. Происхождение его дискуссионно [67]. Одни исследователи [31, 71] полагают, что трог отмечает древнюю (K_1) ось спрединга, другие считают его продолжением к западу разлома Клиппертон, перерываемого архипелагом Лайн [62].

Кроме того, меловой спрединговый хребет предполагается между плитами Кула и Тихоокеанской [59]. В пределах рассматриваемого талассогена он не фиксируется, но отмечено его влияние на геохимические особенности кремнистых пород нижней части осадочного чехла (готтерив—сеноман) на севере Северо-Западной котловины (скв. 303, 304) [34].

Поднятия представлены двумя главными типами: сводово-глыбовыми и наложенными вулканическими архипелагами.

К первым относятся возвышенности Шатского, Хесса, Обручева, Маняхики, Магеллана, Онтонг-Джава и другие, мелкие. Все они древние; их фундамент имеет тот же возраст, что соседние котловины. Форма поднятий неправильная, близкая к изометричной; размеры достигают 1200—1400 × 500—1000 км, но мелкие не превышают в поперечнике первых сотен километров; высота возвышенностей 1,2—3,5 км. Для поднятия характерны широкие, довольно плоские вершины, расположенные в 1,5—4,5 км ниже уровня моря; поверхность их осложнена небольшими депрессиями и отдельными вулканическими конусами; рельеф в значительной степени сглажен накоплением осадков. Разные склоны одного поднятия могут быть и пологими (1—3°) и крутыми, с террасами и высокими эскарпами (до 1—1,5 км), где обнажены породы фундамента; такие склоны связаны с разломами³; последние установлены и внутри поднятий, разделяя их на отдельные массивы и глубокие трог.

Поднятия представляют собой тектоно-магматические образования разного возраста [14, 18]. Присутствуют вулканы толеитовой и щелочно-базальтовой серий, а также трахиты. Многие вулканы возвышались над уровнем моря и поставляли в зону седиментации обломочный, в том числе грубый материал. Земная кора значительно утолщена по сравнению со смежными котловинами, ее мощность 13—20 км, а в одной из структур (Онтонг-Джава) достигает 39 км [31] или даже 42 км [19]; это дает основание некоторым исследователям относить такую кору к переходному или субконтинентальному типу [29]. Однако строение коры здесь в принципе сходно с океанской, и большинство геологов считают ее таковой.

Вопрос о природе поднятий решается не однозначно. Одни исследовате-

³Большая часть разломов относится к позднему кайнозою, но некоторые захватывают весь осадочный чехол и уходят в фундамент.

ли [31] связывают их с местами повышенной магматической активности у тройного сочленения осей спрединга, другие — с "горячими полями" [7], третьи [14, 18] — с тектоническим скупиванием коровых пластин еще до формирования осадочного чехла, что может отразиться и на характере сейсмического разреза [19]. Наконец существует взгляд о реликтовом-континентальном происхождении поднятий, связанном с раздвиговым разрушением древнего материка Пацифики [8]. В целом проблема остается дискуссионной.

Ко второму типу поднятий относятся крупные наложенные вулканические архипелаги. К ним принадлежат Императорский и Гавайский хребты, образующие единую систему, хотя между ними и существуют некоторые отличия [27]. Хребты расположены в восточной периферической части талассогена, простираение их соответственно меридиональное и северо-западное, и они несколько смещены один относительно другого. Длина архипелагов: Императорского 2300 км, Гавайского около 3450 км при ширине от 50—70 до 250 км, и они представляют собой цепочку из десятков и первых сотен вулканических подводных гор и островов. Высота подводных гор 1,5—5 км и вершины их находятся как на незначительной глубине, так и в 1,5—2,5 км ниже уровня моря; самые крупные Гавайские островные вулканы достигают отметок 3—4 км и возвышаются над дном соседних впадин более чем на 10 км.

Вулканизм Гавайского архипелага хорошо изучен [78]. Установлены четыре стадии развития вулканов. На первой — субмаринной щелочной — возникали подводные горы (информация скудная). Со второй, главной, связано поступление больших объемов толеитов и формирование крупных подводных и наземных щитовых вулканов. Третья — характеризуется щелочными расплавами (от базальтов до трахитов). Ко второй и третьей стадиям относится образование кальдер. Затем, после нескольких миллионов лет прекращения вулканизма и проявления активной эрозии, наступала четвертая (постэрозионная) стадия извержений щелочных лав из изолированных жерл. На разных участках отмеченная стадийность не синхронна.

Земная кора под Императорско-Гавайской системой хребтов утолщена в основном за счет второго слоя. Под Гавайями ее мощность 14—18 км [31], в районе г. Оджин — 10 км; максимальные значения по расчетным данным достигают 21—25 км [27].

Возраст вулканизма закономерно омолаживается на юг: на севере Императорских гор он закончился около 80 млн лет тому назад, на переходе к Гавайскому хребту — около 43 млн лет, в центральной части последнего — 20 млн лет, на Гавайских островах от 5,6 млн лет, продолжаясь на самых южных из них и сейчас. Предложены разные объяснения такому возрастному изменению проявлений вулканизма. Согласно одной гипотезе, систему рассматривают, как "след" перемещения плиты к северу над "горячей точкой" (магматический очаг фиксированный относительно нижней мантии); гипотеза, однако, столкнулась с некоторыми противоречиями [31]. Другая гипотеза связывает происхождение системы с продвижением к югу разрыва плиты и началом плавления в его зоне мантийного вещества. Вопросы генезиса остаются неясными, но очевидно, что Император-

ско-Гавайская система — более молодая, чем литосферная плита, и наложена на разные ее структуры [14].

Южнее находится поднятие Лайн, северная часть которого кулисообразно соотносится с южной частью Гавайского хребта. На юго-востоке хр. Лайн переходит в острова Туамоту⁴. Вся систему от Императорских гор до Туамоту часто рассматривают как трассирующую восточную границу Западно-Тихоокеанского талассогена. Вместе с тем хр. Лайн отличается от северных хребтов как внутренним строением, так и возрастном фундаменте, который оценивается от 119 до 130 млн лет [31]. Расположен хребет на широком своде, имеет протяженность 3000 км и состоит из многочисленных островов, атоллов, подводных гор и гряд, высотой 1,5—2 км, разделенных глубокими депрессиями. Возвышенности расположены двумя рядами вдоль хребта, расстояние между которыми около 100 км. Кроме того, горы концентрируются в виде эшелонов северо-восточного простирания, под углом около 45° по отношению к хребту; этот поперечный тренд особенно четко выражен в центральном секторе поднятия. Общая ширина архипелага около 300 км, но вулканические горы местами выходят за этот предел и прослеживаются на профиле, достигающем 1000 км. Возраст вулканических построек, возвышающихся на древнем фундаменте, относится к концу мелового периода (около 80 млн лет), т.е. вулканизм здесь много древнее, чем на Гавайях. Характерно, что время проявления вулканизма не менялось на протяжении всего хребта, что не согласуется с гипотезой "горячей точки".

Линейные вулканические хребты расположены не только вдоль восточной периферии талассогена, но и в его внутренней части. К ним относятся поднятия Маркус-Неккер, Каролинское и Маршалловых островов (все они тоже связаны с внутриплитным вулканизмом).

Поднятие Маркус-Неккер имеет субширотное простирание и ограничивается с юга Северо-Западную котловину. Оно состоит из двух несколько обособленных частей. Геоморфологически лучше выражена восточная его половина, получившая название Срединно-Тихоокеанских гор. Это крупное сводовое поднятие (длина около 2250 км, ширина до 650 км, высота 300—400 м), "усеянное" вулканическими подводными горами (более 600). Вершины их находятся на глубине 650—1000 м, но отдельные почти достигают уровня моря. Горы образуют группы, оконтуренные изобатой 2—2,5 км; видимо поднятие имеет в основе глыбовое строение, сходное с поднятиями типа Шатского и Хесса [72], но отличающееся обилием наложенных вулканических построек. Группы гор на западе и востоке поднятия ориентированы в северо-восточном направлении, а в центральной части — юго-восточном, что отражает его внутреннюю тектоническую структуру. Возраст коры в этой части океана позднемеловый или раннемеловой. Мощность коры на поднятии несколько увеличена (до 8,2 км) за счет второго слоя [31]. Вулканизм продолжался до позднего мела; изверженные породы представлены от щелочных базальтов до трахитов (Срединно-Тихоокеанские горы относятся к крупнейшей щелочной провинции океана).

⁴ Архипелаг Туамоту не рассматривается из-за недостаточного количества материалов.

Следующее к юго-западу сводовое поднятие в центральной части образовано группой Маршалловых островов, имеющих ширину 400—500 км; к северо-западу они сменяются подводными Магеллановыми горами, а к юго-востоку архипелагами Гильберта и Тувалу. Эта система поднятий расположена между Центральной и Меланезийской котловинами, а ее западные хребты (Магеллановы горы) разделяют Восточно-Марианскую котловину на две впадины. Кора на поднятии океаническая, толщиной 6—12,5 км (утолщение относится к Маршалловым островам). Рельеф поднятий сложный, обусловленный присутствием вулканических гор, островов и коралловых атоллов — мелких и очень крупных, разделенных депрессиями-проливами [5]; вершины многих подводных гор расположены вблизи уровня моря. Возраст базальтов, по данным бурения на атолле Эниветок, допозднеэоценовый.

Каролинское поднятие имеет широтное простираение и ограничивает на юге Восточно-Марианскую котловину. Протяженность его ок. 1100 км, и оно состоит из многочисленных вулканических подводных гор, атоллов и островов. На островах встречены неогеновые оливиновые базальты и трахиты, а скважины вскрыли доверхнеолигоценовые базальты.

В целом Западно-Тихоокеанский талассоген характеризуется очень сложной морфологией и структурой, представляя сочетание абиссальных плит (котловин) и поднятий, многие из которых выражены в виде вулканических архипелагов разного возраста и с разной историей развития. Морфология талассогена позволяет рассматривать его как мозаичный океан (в отличие от простого рифтового или спредингового).

ГЛАВНЫЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Под фациальным комплексом понимается толща, состоящая из характерного набора пород (парагенеза), сформированная в определенной ландшафтной обстановке. Такой комплекс близко соответствует макро- или мезофациальному уровню организации океанских фациальных систем И.О. Мурдмаа [15].

Западно-Тихоокеанский талассоген, как мы видели, состоит из котловин и разных по морфологии, возрасту и происхождению поднятий. История тектонического развития структур отражена во временной последовательности комплексов (строение чехла). Они отличаются составом и происхождением осадочного материала, механизмом его поступления и осаднения, а также условиями формирования, главным образом, батиметрическими. Границы комплексов могут быть как резкими, так и постепенными.

По преобладанию тех или иных пород (осадков) и их ассоциаций выделяются комплексы: карбонатные⁵, карбонатно-кремнистые, кремнистые, глинистые, кремнисто- и карбонатно-глинистые, вулканогенные обломочные. Имея в виду обстановку образования, различаются комплексы мелководные, склоновые и глубоководные, среди которых выделяются более и менее глубоководные; границей раздела служит критическая глу-

⁵Карбонатная составляющая везде, где не оговорено, представлена известняковым материалом.

бина карбоната накопления (КГК)⁶. Участки ниже ее определяют как абиссальные, а для участков выше КГК удобен термин талассобатталь, использованный И.О. Мурдмаа [15]. Талассобатталь можно разделить на верхнюю и нижнюю зоны, по границе фораминиферового лизоклина, но такое разделение, особенно для древних осадков, не всегда возможно.

Мелководные комплексы представлены двумя взаимосвязанными типами: карбонатным и вулканогенно-обломочным.

Первый условно называем банково-рифовым; это сложное сочетание очень разнообразных по структуре известняков: раковинных, биокластических, оолитовых, обломочных (известняковые пески, галечники, брекчии). Большое значение имеют скелетные пески (коралловые, фораминиферовые и др.). Широко распространены рифогенные фации, образованные крупными каркасными постройками герматипных организмов. Именно для рассматриваемого талассогена рифы особенно характерны и на их примере создана общая модель рифообразования в открытой части океана. С рифами местами связаны лагунные осадки: скелетные и оолитовые пески, а также микриты — доломитовые и кальцитовые. Рифам и карбонатным банкам посвящена обширная литература и нет необходимости останавливаться на их характеристике. Мощность комплекса варьирует в пределах от 100 м до первых километров.

Развиты мелководные карбонатные отложения на вершинах и склонах вулканических массивов, на подводных горах и приостровных шельфах. Нередко в известняках наблюдается примесь базальтовой кластики, иногда крупной, но обычная терригенная примесь почти отсутствует. Богатые бентосные биоценозы, как известно, тяготеют к теплым, мелким, чистым водам тропиков и субтропиков. Поэтому рассматриваемый комплекс имеет большое значение для палеогеографических и палеодинамических реконструкций.

В рассматриваемой области наиболее раннее рифообразование относится к барремско-альбскому времени и хорошо изучено в хребтах Маркус-Неккер [48]. Здесь преобладали кораллово-рудистовые рифы, имеющие тетичский облик фауны и известные как ургонская фация. Фауна поздне меловых рифов архипелагов Лайн и Маршаллового имеет карибский облик и предполагается, что Карибская плита в мелу была близко расположена к Западно-Тихоокеанской провинции [57, 70].

Второй крупный этап рифообразования начался в неогене, причем установлена его прерывистость в связи с эпохами похолодания в квартере⁷. О строении молодых рифовых комплексов дают представления скважины, пробуренные на атоллах. Во многих случаях (атоллы Муруроа, Фунафути и др.) здесь установлена интенсивная вторичная доломитизация, которая может охватывать толщи мощностью до 250 м.

Состав рифовых биоценозов менялся во времени. Меловые рудистовые фации сменились в кайнозойе кораллово-водорослевыми (хр. Лайн, Мар-

⁶Так как положение КГК изменчиво в пространстве и во времени, применять этот репер для точного цифрового определения батиметрии надо очень осторожно.

⁷На атолле Муруроа рост рифов прерывается в интервалах (тыс. лет т.н.): 500—300, 120—5,5 и с 3,6 [74].

шалловы острова) [55] или мшанково-водорослевыми (Императорский архипелаг) [53].

Одной из особенностей комплекса является частое проявление метасоматической фосфатизации известняков. Ее связывают либо с экзогенными причинами, либо — с поствулканическим выносом фосфатов.

Второй мелководный комплекс — вулканогенно-обломочный — включает гранулометрически разные породы от брекчий и конгломератов до алевролитов; состав кластики базальтовый, реже она состоит из щелочных пород, до трахитов; базальты как свежие, так и измененные; кроме обломков плотных пород, много шлака и стекла. Часто присутствуют обломки известняков, разнообразный раковинный детрит (бивальвии, гастроподы, серпулы), оолиты. Окатанность фрагментов разная, местами хорошая. Сортировка тоже различная: иногда это смесь песка и крупной гальки, а иногда довольно хорошо отсортированный материал; наблюдалось линзовидное чередование мелкозернистых и грубых (гравийных) осадков, а также косая слоистость. Связующая масса представлена либо глинизированной гиалокластикой, либо кальцитом и известковым илом. Широко проявлена метасоматическая фосфатизация.

Отложения формировались в тех же условиях, что и карбонатные мелководные: на вершинах и террасах вулканических массивов, подводных гор и гайотов, на приостровных шельфах. Залегают отложения на эффузивах и образованы как продуктами размыва наземных построек (вулканотерригенный компонент), так и материалом взрывов, среди которого много гиалокластики. На мелководье этот материал перемывался и часто смешивался с местным органогенным. Последний иногда обилен и между породами рассматриваемого комплекса и предыдущего существуют переходные разности, в которых оба компонента находятся в соизмеримых количествах.

Вулканогенно-обломочный комплекс обнаружен в ряде скважин, но более полную информацию о его строении дают драгировки на склонах поднятий, где развиты обвальные и оползневые горизонты, состоящие из материала, перемещенного с вершин.

Пространственно и генетически с мелководными комплексами связаны отложения склонов и их подножий.

Склоновые комплексы гравититов⁸ представлены как грубыми отложениями оползней, обвалов и дебризных лавин, так и менее грубыми — турбидных потоков (*S. lato*).

Грубые гравититы установлены сейсмоакустическими методами, а местами и картированием с помощью санарной системы бокового обзора [63]; о составе отложений дают представления многочисленные драгировки и траления, а в последние годы большое значение приобрели наблюдения из обитаемых аппаратов. Встречены соответствующие отложения и в скважинах. Они широко распространены на склонах подводных гор и вулканических хребтов в виде несортированного материала большого

⁸Определение "склоновые" несколько условно, так как основной областью аккумуляции является подножие склона, а иногда и соседние участки котловин. Однако присутствие склона обязательная предпосылка проявления гравитационных процессов.

гранулометрического спектра: от песка до глыб (1,5—2 м), а иногда и гигантских блоков. Кластика представлена вулканическими и карбонатными породами. Здесь различаются разные по структуре и измененности субщелочные базальты, гиадокластиты, трахиты и вулканогенно-осадочные образования — от брекчий и конгломератов до алевролитов. В крупных глыбах наблюдалось чередование гравелитов, песчаников и алевролитов. Цементом в них служат либо цеолиты (крустификационная структура), либо фосфатизованный известняк. На некоторых гальках присутствуют остатки прикрепляющихся морских беспозвоночных (мшанки, серпулиды). Известняки обломков представлены как бентогенными мелководными разностями, так и планктогенными, кокколито-фораминиферовыми. В одних случаях преобладает вулканогенная, в других — известняковая кластика, причем первая большей частью характерна для проб, взятых ниже по склону, чем вторая. В отложениях широко проявлена метасоматическая фосфатизация [15, 23, 52 и др.]. Во многих местах обломки, включая крупные глыбы, покрыты железо-марганцевыми корками.

Рассматриваемые отложения представляют собой гравитационно-осадочные образования, связанные со склоновыми процессами, стимулируемыми тектоническими движениями (разломы), вулканической и сейсмической активностью и изменением уровня моря. Обломочный материал является продуктом разрушения островных и подводных вулканических построек, рифов и банок; в мелководных: шельфовых и пляжевых условиях кластика испытала обработку, перемыв, а иногда и неоднократное переотложение. Встречаются грубые склоновые накопления на глубинах от 600 м до 2 км, редко глубже (3—3,5 и даже 4,5 км), в области развития карбонатных (кокколито-фораминиферовых) илов.

Турбидитные комплексы⁹ пройдены многими скважинами; по составу и строению они варьируют от разреза к разрезу, но основные черты их сохраняются. Это хорошо стратифицированные толщи, представляющие собой чередование обломочных (пески, алевриты) и тонких пелагических осадков. Первые образуют слой от нескольких сантиметров до 1 м и в них отмечается строение, отвечающее полной и редуцированной турбидитной модели. Реже в комплексе присутствуют более мощные (0,5—2,5 м) относительно грубые несортированные массивные пески с валунами, гравием и обломками местных аргиллитов и мергелей; по-видимому, это флюксо-турбидиты и дебриты.

Кластика обычно представлена смесью вулканического и карбонатного материала, но встречаются как чисто известняковые, так и чисто вулканические турбиды. Известняковая фракция состоит из разнообразного скелетного детрита, оолитов и обломков рифогенных и кокколито-фораминиферовых пород. Во многих случаях наблюдается смесь органических остатков, синхронных отложениям и более древних.

Обломочные осадки (турбидиты) чередуются в разрезах с отложениями фоновыми для региона. Обычно это зеленовато-серые и светлые, почти белые, фораминиферо-кокколито-известняки, мергели, известковые

⁹Строго говоря, их следует определять как турбидитно-пелагические или флишонидные, так как пелагические осадки составляют существенную часть отложений.

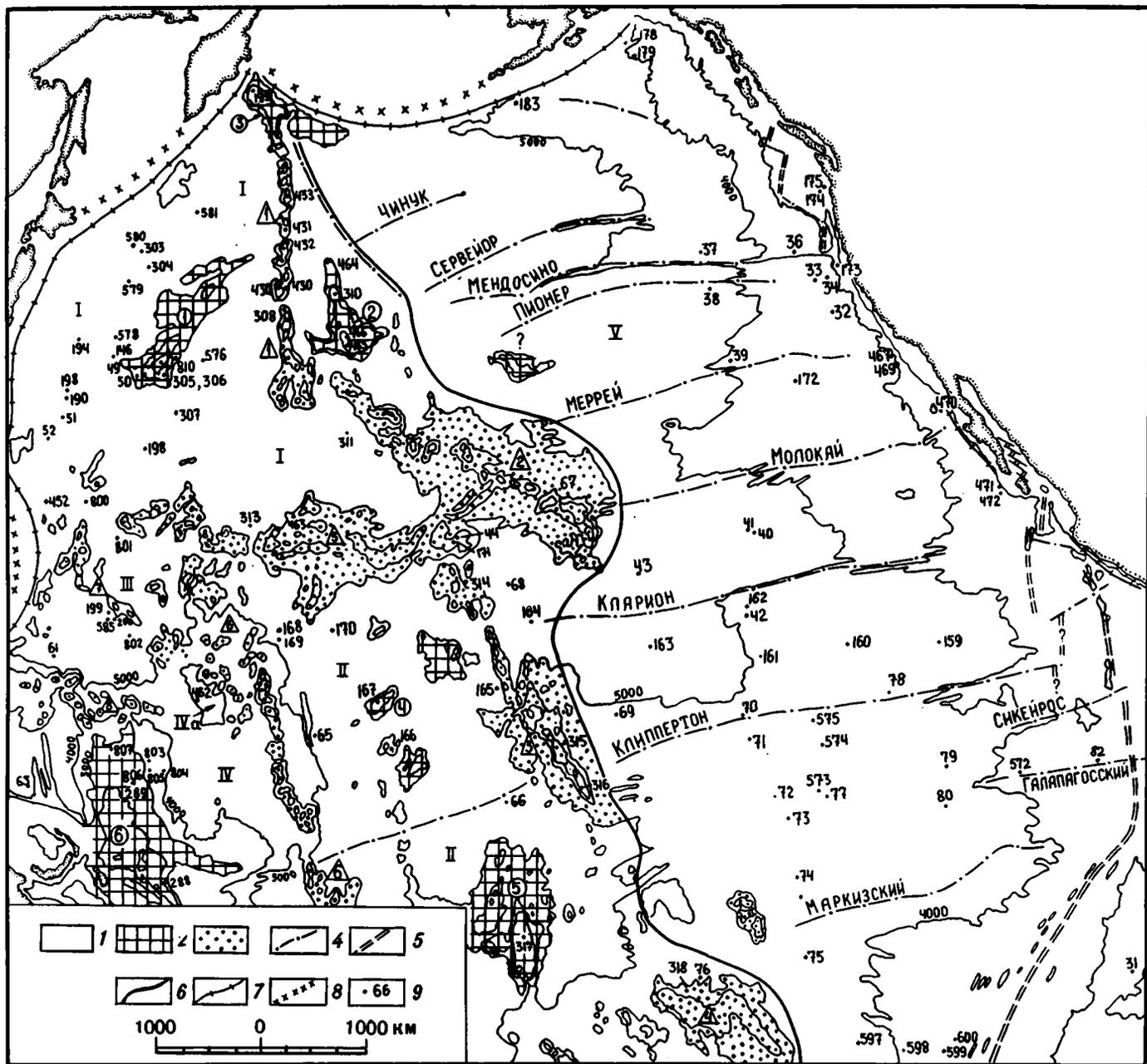


Рис. 1. Обзорная карта-схема Тихого океана

1 — котловины: I — Северо-Западная, II — Центральная, III — Восточно-Марианская, IV — Меланезийская, IVa — Впадина Наура, V — Северо-Восточная; 2 — глыбовые поднятия: 1 — Шатского, 2 — Хесса, 3 — Обручева, 4 — Магеллана, 5 — Манихики, 6 — Онтонг-Джава; 7 — Горст Музыкантиев; 3 — наложенные поднятия: 1 — Императорское, 2 — Гавайское, 3 — Лайн, 4 — Туамоту, 5 — Срединно-Тихоокеанское, 6 — Маршаллово, 7 — Магелланово, 8 — Каролинское; 4 — крупные разломы; 5 — спрединговые хребты; 6 — примерная граница Западного и Восточного талассогенов; 7 — глубоководные желоба; 8 — островные дуги; 9 — номера скважин глубоководного бурения

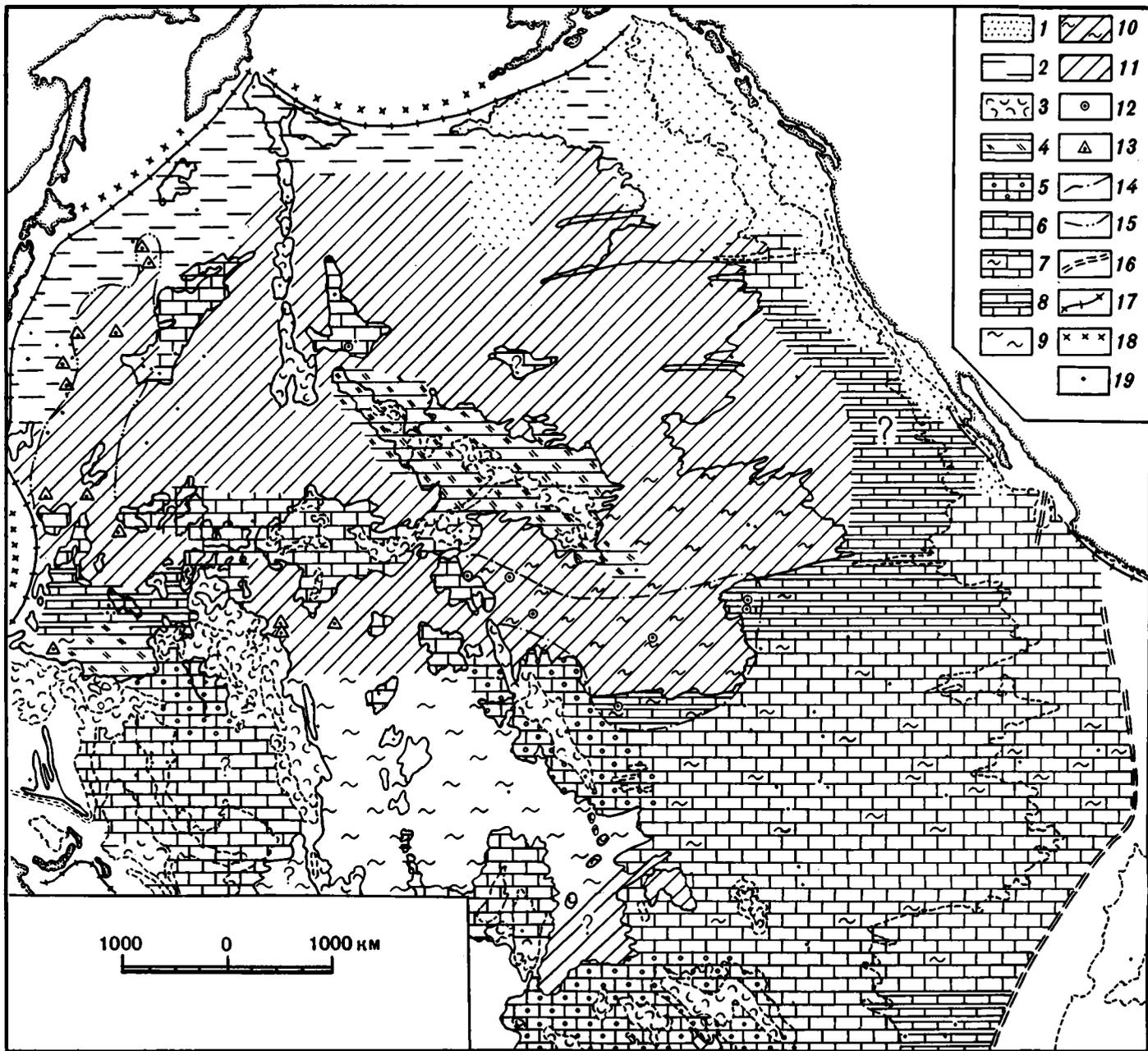


Рис. 16. Размещение основных фашиальных комплексов кайнозоя

1—11 — фашиальные комплексы: 1 — терригенный песчано-глинистый (флишондний); 2 — кремнисто-глинистый с пеплами; 3 — банковорифовый; 4 — вулканитовый гравититовый; 5 — известняковый гравититовый; 6 — карбонатный; 7 — кремнисто-карбонатный; 8 — глинисто-карбонатный; 9 — кремнистый (радиоляритовый); 10 — кремнисто (радиоляритово)-глинистый; 11 — эвпелагических глин; 12 — скважины, где установлены крупные неогеновые hiatusы; 13 — скважины, где установлены крупные палеогеновые hiatusы; 14 — контур площади отсутствия неогена; 15 — контур площади отсутствия палеогена; 16 — гребневая часть ВТП; 17 — глубоководные желоба; 18 — островные дуги; 19 — места скважин

глины, реже — коричневые бескарбонатные глины или кокколито-радиоляриевые осадки (скв. 165, хр.Лайн). Для всех них характерны био-турбации.

Соотношение в разрезах обломочных и фоновых пород варьирует в больших диапазонах, отмечая частоту прохождения турбидных потоков. Они поступали с подводных гор в соседние котловины или во внутриархипелаговые депрессии.

Мощность комплексов от 85 (скв. 315) до > 300 м (скв. 585). Скорость седиментации¹⁰ оценивается в разных местах от 15 до 50 Б, редко 70 Б. Для турбидитных ассоциаций эти цифры небольшие, что определяется очень малой скоростью отложения фоновых осадков, а также, по-видимому, меньшими объемами кластики, питающей турбидные потоки. Для сравнения укажем, что в островодужных системах мощность вулканомиктовых турбидитов может достигать 2—3 км, а $V_{\text{сед.}}$ — 350 Б.

В кайнозой турбидиты присутствуют на разных уровнях; чаще они относятся к эоцен-олигоцену (скв. 165, 315, 318, 65, 462), но отмечаются также в миоцене (скв. 315, 316, 462) и плиоцен-квартере (скв. 313). В целом кайнозойские турбидиты отличаются от меловых относительно большим содержанием карбонатной кластики и для них характерен перетолженный органогенный материал из нижележащих толщ, включая меловые; часто здесь отмечаются хиатусы.

Талассобатинальные комплексы представлены двумя широко распространенными типами: карбонатным и кремнисто-карбонатным; реже встречаются карбонатно-глинистый и кремнисто-глинистый.

Карбонатные комплексы образованы биогенными известковыми илами, при уплотнении переходящими в песчистый мел и затем в известняк. Основными осадкообразующими компонентами являются кокколиты и раковины планктонных фораминифер — хорошей сохранности или в виде детрита; в небольшом количестве присутствуют радиолярии и спикулы губок. Пелагическая карбонатная седиментация подробно освещена в литературе [13, 15 и др.], поэтому ниже дана лишь краткая характеристика комплекса. Внешне это довольно однообразные толщи светлых осадков: белые, розовые, оранжевые (слабо окисленные), а также оливково- и светло-серые (слабо восстановленные).

Содержание карбоната кальция обычно высокое (75—95%), но отдельные интервалы обогащены глиной (мергели). Локально отмечается смесь мелкой и тонкой вулканокластики.

По преобладанию основных компонентов выделяются: фораминиферо-вая, фораминиферо-нанофоссилие-вая и нанофоссилие-вая¹¹ ассоциации. Они могут чередоваться в разрезах, но встречаются и в виде самостоятельных пачек и толщ. Фораминиферовые отложения характерны для подводных поднятий, откуда тонкая, кокколитовая фракция периодически

¹⁰Скорость седиментации ($V_{\text{сед}}$) будем обозначать в единицах Бубнова (Б), соответствующих метрам в млн. лет. Надо иметь в виду, что $V_{\text{сед.}}$ выраженная в этих единицах, занижена для литифицированных пород по отношению к рыхлым осадкам.

¹¹При литификации остатки нанофоссилий могут исчезать и основная часть породы переходит в микрзернистый кальцит (микрит).

выносились течениями. В "остаточных" фораминиферовых накоплениях местами обнаружены текстуры течений: линзовидная, флазерная, волнистая (скв. 289.). Примером ассоциации может служить миоцен-плейстоценовый разрез, мощностью 114 м, вскрытый на одном из гайотов (скв. 200, глубина дна 1500 м).

В фораминиферо-кокколитовой ассоциации оба осадкообразующих компонента находятся в соизмеримых количествах, но их распределение в разрезах неравномерно. Мощность ассоциации чаще находится в пределах 140—400 м, но может сильно сокращаться из-за размывов или, наоборот возрастает (до 900 м) в результате приноса карбонатного материала турбидными потоками и контурными течениями. Сходство местного (фонового) и переотложенного материала затушовывает механизм формирования отложений, и он устанавливается лишь по косвенным признакам. К ним относится повышенная скорость седиментации (55—70 Б вместо обычной для фоновой 10—15 Б), послойное гранулометрическое разделение осадков и присутствие переотложенных форм из более древних горизонтов. Такие отложения можно определять как криптотурбидитные и криптоконтуритные.

Нанофоссилиевая ассоциация представлена однородными толщами, в которых преобладают илы (породы), на 80—95% состоящие из кокколитов. Мощность толщ < 100 м и $V_{\text{сед}}$ 0,4—6 Б, реже 12—16 Б.

Все три ассоциации тесно связаны в пространстве и образуют единый карбонатный комплекс.

Отложения комплекса встречаются, но редко, в мелу (кампан—маастрихт, захватывая иногда палеоцен); они не характерны для большей части палеогена (особенно эоцена), но широко распространены начиная с миоцена, реже с олигоцена.

Кремнисто-карбонатный комплекс образован нанофоссилиевыми и фораминиферо-нанофоссилиевыми осадками и породами (мел, известняк) с прослоями и конкрециями кремнистых осадков и пород (кремни, порцелланиты). Катагенетические преобразования сказались не только на степени литификации отложений, но и на минеральном составе кремнезема (переход опала и кристобалита в кварц). Это резко изменило физические свойства пород¹² и облик комплекса в целом. Его мел-палеогеновые представители (кремниесто-карбонатные) существенно отличаются от более молодых (порцелланитово-карбонатных)¹³, хотя в фациальном отношении это единое или близкое образование.

Карбонатные породы сходны с рассмотренными выше, но в них больше радиолярий. Содержание SiO_2 в известняках варьирует от нескольких процентов до 35% и даже выше. Для некоторых толщ подсчитано значение основных биогенных компонентов: кокколиты составляют 35—60%, фораминиферы 10—20%, радиолярии 10—30% [69]. Хотя радиолярии

¹² Порцелланиты имеют плотность 2,07—2,12 г/см³ и пористость 13,2—17,7%; кремни соответственно: 2,50—2,68 г/см³ и 0,9—5,2% [57].

¹³ Смена порцелланитов кремнями происходит в колонках на разной глубине: от 370 м (скв. 462) до 450—590 м (скв. 315, 316); иногда смена выражена через интервал чередования обоих типов породы.

обычно главный компонент биогенного кремнезема, но вместе с ними присутствуют силикофлагелляты, спикулы губок и диатомей. В северных областях количество последних возрастает и они становятся главным компонентом кремнистой составляющей (порцелланитов).

Цвета кремнистых пород в одних толщах желтоватые и коричневые разных оттенков, в других — голубовато-белые, зеленовато-серые и серые, почти до черных.

Соотношение карбонатных и кремнистых отложений меняется от разреза к разрезу и от интервала к интервалу. В одних толщах (скв. 315) основной фон разреза составляют известковые илы, среди которых неравномерно распределены (на расстоянии 0,5—12 м) пакеты (0,5—1,5 м) из переслаивания радиоляриевых и кокколито-радиоляриевых илов. В других толщах (скв. 462) пачки (8 м и более) почти бескарбонатных порцелланитов чередуются с пластинами и пачками (0,2—4 м, редко больше) известковых осадков, в которых нет или очень мало кремнезема. Таким образом, в ряде случаев четко разделены известковый и кремнистый компоненты.

В литифицированных, кремнево-карбонатных толщах количественные соотношения и характер чередования обоих типов пород трудно определить из-за плохого и неравномерного выхода кернa, что связано с разной твердостью пород. Среди таких отложений широко проявляется замещение кальцита халцедоном и кварцем.

Локально строение комплекса усложняется присутствием либо мелкой вулканокластике, образующей как дискретные прослои (< 5 см), так и рассеянной (туфово-кремнисто-известняковая ассоциация), либо — "красной" цеолитовой глины, тоже в виде прослоев и примеси (глинисто-кремнисто-известняковая ассоциация); известняки и кремни здесь окрашены гематитом в розовые и светло-коричневые тона.

В ряде мест в отложениях наблюдаются текстуры турбидитов (дистальных) и контуритов, выраженные соответствующим распределением фораминифер, а иногда и вулканокластике. Такие турбидитно-контуритовые накопления характерны для депрессий, осложняющих поднятия.

Мощность комплекса варьирует от первых метров или десятков метров (результат размывов) до 500—650 м, чаще она 100—300 м. Большие ее значения отчасти определяются длительностью интервала формирования, но главным образом темпом аккумуляции (до 50 Б), что связано либо с присутствием турбидитов и контуритов, либо с седиментацией в высокопродуктивной зоне. В целом обилие радиолярий в карбонатных толщах, в сочетании с высоким темпом седиментации характерно для приэкваториального пояса высокой биологической продуктивности, и это используется при палеогеографических и геодинамических реконструкциях.

Формирование комплекса происходило выше КГК. Для мел-палеогеновых отложений цифровое выражение глубины установить трудно, хотя попытки батиметрических реконструкций для этого времени, основанные главным образом на геодинамических построениях, существуют [21]. Чередование в разрезах интервалов с хорошей сохранностью раковин фораминифер и интервалов, где они испытали растворение, указывает на сравнительную близость дна по отношению к лизоклину [69]. Для неоген-

четвертичного времени глубины были более 3 км, но местами (скв. 433) менее 2 км.

В кремнисто-карбонатном комплексе выделяются две разновидности, (ассоциации) несколько отличные от описанных типичных отложений; это темноцветные, "углеродистые" толщи и толщи многоцветные. В общих чертах они сходны с рассмотренными выше: это тоже известняки и мел с прослоями и конкрециями кремней; местами обильна вулканокластика.

Первая разновидность — для краткости будем называть ее "углеродистой" — относится к меловой части разреза и характеризуется восстановленностью отложений: породы имеют зеленовато-серую окраску разных оттенков, вплоть до очень темных, что зависит от содержания органического вещества. Оно может быть рассеянным и может концентрироваться в виде пленок и тонких слоев, подчеркивающих текстуру пород. Содержание $C_{орг.}$ в более светлых породах — 0,1—0,5%, в темных достигает 2,5—5,5% и даже 8,5%, а в одном случае (на плато Манихики) встречен прослой черного восковидного вулканокластического осадка с содержанием $C_{орг.} = 28,7\%$. Органическое вещество, как правило, сапропелевое, морского происхождения, лишь локально с примесью аллотигенного гумусового материала (скв. 465) [28].

Одной из особенностей этих отложений является присутствие наряду с кремнями порцелланитов, содержащих до 73% кристобалита, иногда обогащенных глиной (до 8%). Присутствие порцелланитов несколько загадочно, имея в виду относительно древний возраст ассоциации и залегание под толщей большой мощности, в которой силициты представлены в основном кварцевыми кремнями. Возможно повышенное содержание органического вещества тормозило "вызревание кремнезема". Обращает на себя внимание также, что в ассоциации, несмотря на батигальные условия формирования, незначительно содержание фораминифер и наблюдается раскристаллизованный (новообразованный) кальцит. По-видимому, растворение раковин и переотложение $CaCO_3$ здесь происходило в постседиментационную стадию. Как обычно в восстановленных осадках, в ассоциации присутствуют такие диагенетические минералы как доломит, сидерит и пирит; последний иногда обилен, образуя линзочки и прослойки. Мощность ассоциации часто трудно определить из-за плохого выхода керна. В некоторых разрезах она незначительна, не более 10—20 м, иногда достигает 45 м (скв. 310) или даже 135 м (скв. 465); $V_{сед.}$ от 6—7 Б до 28—48 Б, находясь в пределах обычных для кремнисто-карбонатных толщ. Ассоциация развита в пределах талассогена локально. Она присутствует на поднятиях Шатского и Хесса, на плато Манихики, на гайоте Хорайзон (Срединно-Тихоокеанские горы), т. е. тяготеет к поднятиям, хотя прослой черных пиритоносных сланцев ($C_{орг.} = 5,4\%$) встречены и в Восточно-Марианской впадине (скв. 585, глубина воды 6100 м), где развиты среди многоцветных карбонатно-кремнистых отложений; по палеонтологическим данным последние формировались в батигальных условиях.

Залегает ассоциация иногда непосредственно на вулканитах, и в ней встречается гальки эффузивных пород (скв. 465, 466), а в основании присутствует мелководный органогенно-обломочный материал; в других случаях — ниже ее развита толща карбонатных или вулканитовых

турбидитов. В самой ассоциации встречаются текстуры донных течений, а над ней местами установлены хиатусы, тоже связанные с зонами течений; осадки часто биотурбированы, что исключает обычные застойные, "эвксинские" условия. Нет основания связывать ассоциацию с какими-то уникальными локальными фациальными обстановками. Главное, что контролирует ее появление — это возраст. Последний в разных местах несколько отличается, но всегда варьирует в интервале от баррем—апта до сеноман—турона, причем обычно в этом интервале отмечаются два горизонта, являющиеся возрастными эквивалентами углеродистых отложений, широко развитых в Атлантическом и Индийском океанах и отражающих глобальное "океанское бескислородное событие".

Существует много работ, рассматривающих причины появления в океанах "углеродистых горизонтов", но до сих пор полной ясности в этом вопросе нет. Очевидно, что накопление органического вещества не определялось изолированностью мест его аккумуляции от открытого океана. Обращалось внимание, что появление обоих углеродистых горизонтов совпадало с трансгрессиями, затоплениями континентальных окраин и увеличением в связи с этим продуктивности океана [68]. Климат в меловом периоде был в целом однообразнее, чем в кайнозое, океан теплее, центральный тропический пояс шире и высокие широты, вероятно, не являлись столь большим источником опускающихся холодных вод, богатых кислородом. Все это могло увеличить толщину слоя кислородного минимума. Там, где дно океана "попадало" в этот слой, возникали условия, благоприятные для накопления и сохранения органического вещества [68]; поднятия были наиболее подходящими для реализации таких условий.

Вторая разновидность кремнисто-карбонатного комплекса, получившая название "многоцветных отложений" (multicolored), отличается чередованием слоев разной окраски: белых, розовых до красно-коричневых, зеленых, зеленовато-серых до темно-зеленых; на одних интервалах доминируют породы красноватых оттенков (окисленные), на других зелено-серых (восстановленные). Смена в разрезе пород различной окраски создает впечатление циклического строения. В основании каждого "цветного цикла" порода интенсивнее окрашена, переходя выше в более светлую, вплоть до белой; циклы имеют толщину 15—40 см (бывают и > 1 м), что по возрасту отвечает 14—38 тыс. лет [72]. Среди таких отложений встречаются и тонкослойчатые (1—10 мм) пакеты — "цветные ритмы".

Иногда в отложениях хорошо выражены признаки фораминиферово-кокколитовых или радиоляриево-кокколитовых турбидитов и конгуритов.

Встречаются толщи с примесью вулканокластки — рассеянной или в виде прослоев; где ее много (скв. 289), ассоциацию можно определять как многоцветную туфово-кремнисто-известняковую.

Мощность рассматриваемой ассоциации 30—340 м. Встречена она преимущественно на поднятиях (Хесса, Онтонг-Джава, Средних Тихоокеанских гор, Лайн). Возраст обычно апт-альбский; но отмечается и в других ярусах мела, реже в кайнозое (хр.Лайн). Иногда ассоциация сменяет в разрезе углеродистую (463, 464); кроме того, в самой многоцветной толще встречаются прослой, обогащенные органическим веществом. Учитывая это, а также то обстоятельство, что сами многоцветные толщи

представляют собою чередование восстановленных и окисленных осадков, можно предположить определенную связь между формированием обеих ассоциаций. Если считать углеродистые накопления возникшими в зоне кислородного минимума, то можно допустить, что многоцветные отлагались на переходе этой зоны к "нижней кислородной".

"Многоцветы" тяготеют к периодам активного вулканизма, проявлявшегося в пределах талассогена; иногда они залегают непосредственно на базальтах (скв. 289) или на толщах, обогащенных вулканокластикой. Обращает на себя внимание обычно незначительное содержание терригенной глины в ассоциации, что отличает ее от близкой по возрасту и облику ассоциации, развитой в Атлантике. По-видимому, в рассматриваемом случае на послонное изменение окраски сказывалось неравномерное поступление вулканогенного (эксгальционного) железа, а не принос его (вместе с глиной) с суши.

Глубину образования меловых "многоцветов" непосредственно определить нельзя, согласно некоторым расчетам она установлена в пределах 1000—2000 м [72]; в кайнозое ассоциация встречается в глубоких депрессиях (> 4 км) между вулканическими горами хр. Лайн (скв. 315, 316), где представлена, однако, турбидитной фацией; многоцветность здесь по-видимому, определяется чередованием и смешением карбонатных осадков разной степени восстановленности с аутигенной глиной (продуктом изменения вулканокластики) и эксгальтивным железом. Такая ассоциация является переходной к абиссальному карбонатно-глинистому комплексу, рассматриваемому ниже.

Кремнисто-глинистый комплекс образован зеленоцветными в разной степени алевролитистыми глинами (гемипелагическими) с многочисленными прослоями пеллов; глины неравномерно обогащены остатками диатомей, содержание которых меняется от 15 до 80% (глинистые диатомиты). В небольшом количестве рассеяны фораминиферы и кокколиты.

В пределах талассогена комплекс распространен только на севере в относительной близости от островной дуги. Он приурочен к поднятию Обручева (скв. 192, глубина океана около 3000 м), где мощность его достигает 700 м и он охватывает отложения от олигоцена до квартера, причем наибольшее обогащение диатомовыми относится к среднему миоцену. В нижней части разреза кремнистость снижается, глины становятся карбонатными и появляются прослой мергелей и мела (карбонатно-глинистая ассоциация).

Абиссальные комплексы представлены тремя типами: глинистым, кремнисто-глинистым и кремнистым.

Первый, известный как "красные глубоководные глины" или как комплекс эвпелагических глин, представлен толщами довольно однообразных коричневых глин разных оттенков, иногда пятнистых (биотурбированных), обычно бескарбонатных, с очень скудными органическими остатками (кроме костного детрита, иногда обильного), с ничтожным содержанием органического вещества и несколько повышенным окислов Fe (до 7%) и Mn (0,3—1%) [15]; местами присутствуют горизонты железо-марганцевых стяжений и конкреций. Часто отмечается мелкая, базальтовая кластика, преимущественно палагонитовая, рассеянная и образующая скопления

(палагонитовая разновидность). Состав глин изменчивый и полиминеральный [28]; кроме аллотигенного компонента (флювиогенного, эолового) различается аутигенный. Основная часть осадкообразующего вещества — продукт дальнего разноса тонкого обломочного материала (терригенного и вулканогенного), но на определенных участках доминирует аутигенный компонент. Характерно присутствие цеолитов, распределенных неравномерно и составляющих иногда до 30—70% осадка (цеолитовые глины); здесь же отмечаются палагонит и аутигенные смектиты.

Одной из существенных особенностей комплекса является низкая скорость седиментации: от долей до 3 Б; медленная аккумуляция приводит к тому, что в зоне донных течений глинистый осадок легко удаляется и на больших площадях распространения глин отмечается "выпадение" стратиграфических горизонтов (хиатусы); это сказывается на мощности комплексов, которая обычно варьирует в пределах 25—80 м, но может сокращаться до 6—9 м. Возраст толщ чаще неогеновый и четвертичный, но они встречаются в палеогене (скв. 52, 168 и др.) и верхнем мелу (скв. 170, 304, 307, 464). Стратиграфический объем комплекса относительно небольшой, охватывающий часть неогена или палеогена, либо миоцен—квартер, но в отдельных случаях его нижняя граница проходит в подошве турона (скв. 464) или в верхах кампана (скв. 578), а верхняя в миоцене; таким образом, в течение длительного периода (> 80 млн. лет) некоторые участки талассогена устойчиво находились ниже КГК.

Современные "красные глины" покрывают обширные пространства глубокой части котловин, расположенные в непродуктивных зонах океана. Такое их размещение используется при палеоокеанологических реконструкциях. Хотя КГК в мелу могла быть выше чем сейчас, и следовательно, глубина отложения бескарбонатных илов несколько меньше, но очевидно, что столь характерный для океанов комплекс как "красные глины" в Западно-Тихоокеанском талассогене существовал по крайней мере с позднего мела¹⁴.

Иногда, в районах, где эвпелагические глины приурочены к глубоким депрессиям, ограниченными подводными горами, формируется карбонатно-глинистая ассоциация. Примером могут служить миоцен-плиоценовые отложения, вскрытые на востоке Марианской котловины в 27 км от подводной горы (скв. 199, глубина 6090 м). Здесь среди коричневых цеолитовых глин развиты оранжевые и светло-коричневые фораминиферово-кокколитовые и кокколитовые турбидиты; мощность турбидитных слоев 30—60 см, а разделяющих глин — 50—80 см. Там, где содержится примесь фораминифер, отчетливо проявляется градационная текстура: в основании слоев фораминиферы составляют до 20% осадка, а вверху лишь 3%. Кроме синхронных органических остатков присутствуют и переотложенные палеогеновые формы [52]. Очевидно, что когда в абиссальных условиях появляется карбонатный материал, он может быть "аллотигенным", поступавшим с турбидными потоками, или донными течениями.

¹⁴ Красные абиссальные глины встречаются в нижнем мелу и юре, но не образуют здесь самостоятельного комплекса.

Второй комплекс — кремнисто-глинистый — представлен двумя разновидностями (ассоциациями), отличающимися характером глин и составом осадкообразующего биогенного кремнезема.

Одна из них — радиоляритово-глинистая — образована коричневыми эвпелагическими глинами и аргиллитами, содержащими пласты и конкреции радиоляриевых кремней; радиолярии рассеяны и в глинах, составляя до 10—30% породы. Кроме типичных очень твердых халцедоново-кварцевых кремней, встречаются и кристобалитовые разновидности (порцелланиты), в которых лишь остатки радиолярий образованы халцедоном. Обычно отложения бескарбонатны, но местами, поблизости от подводных гор, на отдельных уровнях наблюдаются прослой мергелей и известково-кремнистых глин с кокколитами и фораминиферами. Характерны биотурбации, которые могут сильно нарушать нормальную стратификацию и выносить в неогеновые горизонты органические остатки квартера.

Мощность рассматриваемых отложений небольшая: 35—60 м, редко до 93 м (скв. 307); скорость седиментации можно определить лишь приблизительно; указаны значения от 0,75 Б (скв. 66) до 7—12 Б (скв. 307).

Ассоциация распространена в мелу, особенно в верхнем, где иногда выделяется как кампанско-маастрихтский "кремневый горизонт".

Местами отложения приобретают особые черты. Так, на северо-западе талассогена (скв. 303, 304) в нижней части разреза (готтерив—сеноман) среди них встречены безрадиоляриевые кремни, отличающиеся от обычных биогенных геохимической характеристикой. По содержанию ряда элементов и значению модулей, они приближаются к металлоносным осадкам ВТП и на треугольной диаграмме Fe—Al—Mn попадают в поле гидротермальных образований [34]. Эти кремни, как указывалось, связывают с предполагаемым древним спрединговым центром Кула-Пацифика, сейчас исчезнувшим.

Как правило, рассматриваемая разновидность кремнисто-глинистого комплекса залегает выше кремнисто-карбонатного, но есть и исключения. Так, в Восточно-Марианской котловине непосредственно на базальтах залегают обогащенные гематитом и окислами марганца отложения, которые можно определить как аргиллитово-яшмовую ассоциацию¹⁵. Возраст ее неокомский (скв. 800) или юрский (скв. 801). Мощность ассоциации 50 и 130 м, причем в последнем случае яшмы образуют сплошную пачку толщиной более 100 м.

Другая разновидность комплекса — это коричневые и оранжево-коричневые глины, отличающиеся от типичных эвпелагических меньшей дисперсностью; состоят они в основном из аллотигенного материала; вместе с глинистыми минералами в тонкой фракции отмечаются кварц и слюда, показатели терригенного происхождения материала. Состав глинистых минералов разный, определяемый особенностями питающих провинций. Цеолиты не характерны, а рудные образования ограничены микростяжениями. Такие глины определяют как миопелагические [15]. Биогенный кремнезем представлен диатомеями и радиоляриями, соотношение

¹⁵ Ассоциацию можно было бы выделить как самостоятельный комплекс, если бы она имела более широкое распространение.

которых различно в разных толщах (диатомовые, радиоляриево-диатомовые и радиоляриевые илы); отмечаются силикофлагелляты. Часто отложения обогащены мелкой пирокластикой как рассеянной, так и образующей дискретные слои; по составу она разнообразнее, чем в эвпелагических глинах: преобладает витрический пепел островодужных вулканов. Пепел обильнее в западных районах талассогена, где проходит течение Курошио (скв. 578) и где появляются также осадки с большим количеством терригенного алевроита (кварц до 15—50%); здесь же среди "красных глин" есть прослой оливковых и серых. Такую ассоциацию формально можно рассматривать как переходную к кремнисто-глинистой гемипелагической.

Мощность ассоциации обычно 100—200 м; $V_{\text{сед}}$ от первых единиц до 20—30 Б, реже до 55 Б (там, где присутствуют пачки диатомовых илов); известна на глубинах океана от 5400 до 6200 м. Ассоциацию можно определить как абиссальную кремнисто-глинистую миопелагическую.

Кремнисто-глинистый комплекс, как и комплекс "красных глубоководных глин", формировался ниже КГК, и примерно в тех же батиметрических условиях, но не в "пелагической пустыне", а в области повышенной биологической продуктивности. При этом вторая разновидность комплекса тяготеет к северному диатомовому поясу кремненакопления.

Третий абиссальный комплекс — кремнистый (радиоляриевый) — представлен коричневыми и желто-коричневыми, местами пятнистыми радиоляриевыми илами и порцелланитами, в нижней части разрезов с прослоями кремней. Кроме радиолярий, составляющих до 90% осадка, встречаются скопления костного детрита, небольшое количество обломков диатомовых фрустул и единичные раковины агглютинированных фораминифер; иногда присутствуют радиолярии, переотложенные из более древних слоев (например, в среднем эоцене меловые формы). Изредка отмечается примесь нанофоссилий. Встречаются прослой тонкой вулканокластики, палагонит, рудные микростяжения, а иногда и слои красной глины.

Возраст отложений эоцен—квартер. Мощность комплекса 120—190 м (скв. 65, 66, 166); $V_{\text{сед}}$ — 2—5 Б; глубина океана 4960—6130 м.

Отложения встречаются в экваториальной зоне Центральной котловины ($2^{\circ}23,65' - 4^{\circ}21,21' \text{ с. ш.}$), где проходят донные течения из южных морей на север [81]. С ними, вероятно, связано появление радиоляриевых конуритов.

Кроме рассмотренных осадочных комплексов, в абиссальных условиях встречаются особые образования, тесно связанные с вулканическим процессом. На данном этапе изучения океанов информация о них небольшая. Это грубые несортированные обломочные накопления, сведения о которых получены с помощью подводного фотографирования и траления при полигонных исследованиях на участках котловин с расчлененным вулканическим рельефом (гряды, холмы). Составят обломки из различных по структуре и измененности базальтов [24], гиадокластики, гиадокластиковых и базальтовых брекчий; связующей массой служит тонкая гиадокластика и эвпелагическая глина; местами главным компонентом обломочного материала являются куски (до 40 см) затверделой "красной глины", содержащей костный детрит, мелкие стяжения рудного вещества и

палагонит: отмечаются полые ходы с рудным налетом. Размер обломков от гравия до глыб (10—50 см, иногда до 1,5 м). Форма угловатая, иногда плоская, но попадаются и обтекаемой формы гальки. Характерно присутствие наряду со свежим материалом и сильно измененного: глинизированной гиалокластики и обеленной глины; в одном из образцов такой глины отмечено обогащение цинком (0,14%) против содержания в неизменной глине в том же районе (0,02—0,03%) [24].

Обломки обычно покрыты рудными корками. Широко проявлена фосфатизация, причем она не ограничена вулканическими фрагментами, но отмечается и в коричневой глине (P_2O_5 — 4,5%).

В отличие от рассмотренных ранее мелководных и склоновых вулканогенно-обломочных накоплений, кластика здесь не обработана и отложилась в глубоководных условиях; особенно показательно в этом отношении присутствие обломков литифицированных эпелагических глин. Возможно локально в накоплении материала и играли определенную роль обвальные склоновые процессы, но не они были главной причиной образования кластики, распространенной не только на склонах, но также на пологих вершинах абиссальных холмов и в депрессиях, удаленных на десятки километров от них. Представляется, что образование кластики здесь связано с вулканической и вулкано-тектонической деятельностью, с дроблением ранее возникших вулканических и осадочных пород при образовании системы сбросов, трещин и гьяров, сопровождающих внутриплитные подводные эрупции. Таким образом, вулканизм в абиссальных котловинах ответственен не только за рельеф, лавовые накопления, гидротермальную деятельность, но и за механическую фрагментацию пород. Отложения эти определим как эруптивные эдафогены.

* * *

Между рассмотренными комплексами (табл. 1) существуют взаимосвязи и взаимопереходы. Они определяются прежде всего обстановкой седиментации, а также источником и природой осадкообразующего материала и механизмом его отложения.

Мелководные накопления подводных гор и приостровных шельфов как карбонатные, так и вулканогенные обломочные, латерально сменяются гравититами, состоящими из материала, выносимого из мелководной зоны на склон, и затем к его подножию. Здесь гравититы (турбидиты *S. lato*), сочетаясь с пелагическими осадками, формируют турбидитно-пелагитовые (флишoidные) комплексы: турбидитно-карбонатные и турбидитно-кремнисто-карбонатные. Латерально (через ассоциацию дистальных турбидитов, криптотурбидитов и контуритов) они сменяются в глубь депрессий (котловин) карбонатным или кремнисто-карбонатным комплексом, состоящими в основном из биогенного материала, поступающего из верхнего продуктивного слоя океана и осаждающегося с помощью биофильтрационного механизма. Оба комплекса формировались на глубинах выше КГК, причем второй, вероятно, на несколько больших глубинах, чем первый, или в экваториальной зоне кремненакопления. Кремнисто-карбонатный комплекс сменяется более глубоководным (абиссальным), либо кремнисто-глинистым или кремнистым, обычно

Главные фациальные комплексы и обстановки их образования

Обстановка	Комплексы	V _{сед.} , Б	Мощность, м	Примечания	
Мелководная: вершины и склоны подводных гор, приостровные шельфы	Банково-рифовый Вулканогенно-обломочный				
Склоны и склоновые подножия внутриокеанских поднятий	Обвально-оползневой Турбидитные: карбонатные, вулканитовые, смешанные	15-50 редко до 70	85- >300		
Талассо- Батинальная	Котловины, внутриокеанические погруженные поднятия	Карбонатный и кремнисто-карбонатный Собственно пелагический	0,4-15	Разновидности: углеродистая, многоцветная	
		Турбидитно-контуритный	15-50 до 70		
	Котловина в зоне течения Курасио	Кремнисто-глинистый и карбонатно-кремнисто-глинистый с пеплами*	20-55	до 700	Западная окраина талассогена (соседняя с островодужной системой)
Абиссальная	Котловины и другие депрессии	Эвпелагических глин	< 1-3	Халистатическая зона Продуктивные зоны	
		Кремнисто-глинистый	0,75-12		
		Кремнистый (радиоляриевый) Эруптивные эдафогены	2-5	50-190	

*Глины геми- и мипелагические.

бескарбонатным, но иногда с небольшим количеством известняков, либо комплексом эвпелагических глин (в непродуктивных зонах).

Приведенное соотношение комплексов лишь очень схематично отражает изменение отложений от мелководных к абиссальным, причем абсолютные значения глубины формирования комплексов, особенно древних, установить нельзя. Обычно отсчет глубин ведется от КГК, которая, очевидно, не была постоянной. Реально существующая картина взаимоотношения отложений, конечно, сложнее. Уже не говоря о том, что каждый "типовой комплекс" включает определенный набор не вполне идентичных пород, временами и местами седиментация усложняется появлением обильной вулканокластики или нарушается крупными размывами, неотложением и перемывом осадков, что влияет на скорость их накопления и мощность комплексов. Некоторое нарушение обычной седиментации вносит и поступление с континента тонкого терригенного материала (гемипелагитовый глинистый комплекс), но количество его небольшое.

РАЗМЕЩЕНИЕ ФАЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ОСНОВНЫХ МОРФОСТРУКТУРАХ

Мезозой

В основном это меловые отложения, лишь в немногих скважинах вскрыты юрские, преимущественно верхнеюрские, осадочные образования. Учитывая характер материала и цели проводимой работы (установление характерных парагенезов пород и особенностей их размещения), удобнее было использовать при корреляции не дробные стратиграфические подразделения мела, а более крупные единицы; их выделено четыре: I — неоком, II — апт—альб, III — сеноман—сантон и IV — кампан—маастрихт¹⁶. Границы между ними не всегда устанавливаются четко, что связано со слабым палеонтологическим датированием некоторых интервалов разреза, хиатусами или плохим выходом керна; поэтому иногда приходится выделять промежуточные толщи. Границы подразделений могут проходить как между литофаціальными комплексами, так и внутри их.

Котловины. Как указывалось, их четыре: две крупные — Северо-Западная и Центральная и две относительно небольшие: Восточно-Марианская и Меланезийская.

В Северо-Западной котловине довольно четко выделяются 2 комплекса (рис.2): кремнисто-карбонатный (талассобатнальный) и кремнисто-глинистый (абиссальный); первый имеет валанжин-готтеривский возраст (I), второй охватывает отложения от баррема до кампана (II-IV), но местами верхнемеловые отложения (послесеноманские) либо отсутствуют, будучи смытыми донными течениями, либо представлены "сверхконденсированными" осадками и не идентифицируются в разрезах (скв. 303—304). В верху разреза кремнистость обычно уменьшается и кремнисто-глинистые отложения сменяются эвпелагическими глинами.

¹⁶ Соответствующие цифры показаны на колонках и используются в тексте.

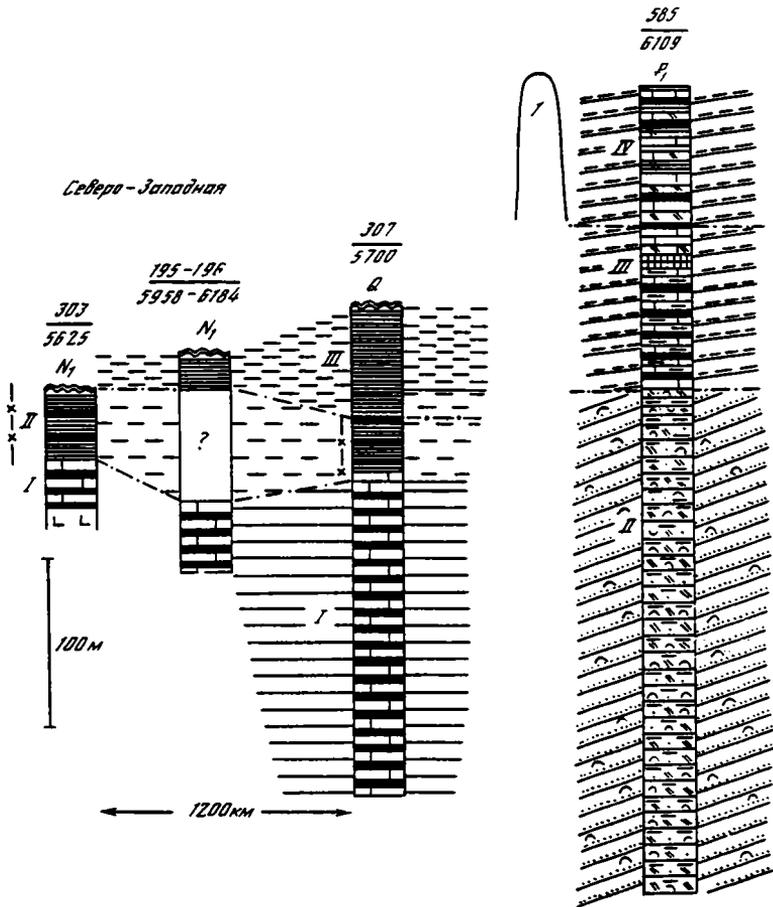
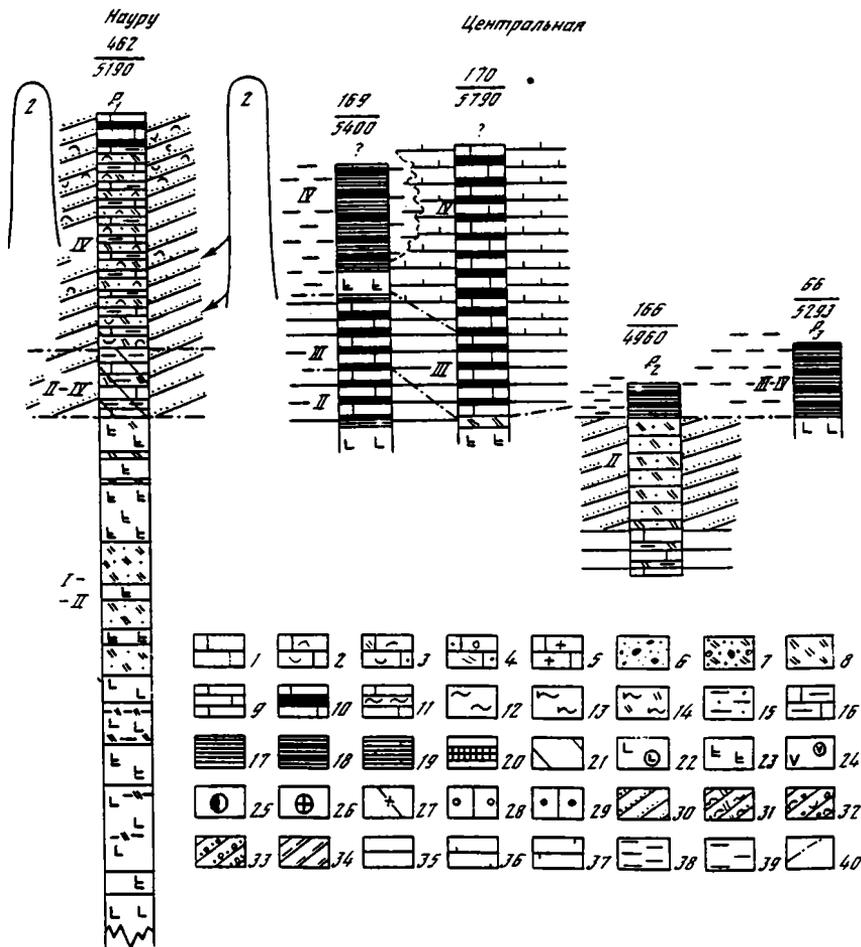


Рис. 2. Разрезы меловых отложений в котловинах

1—21 — осадочные породы: 1—5 — известняки (1 — обломочно-детритовые, 2 — органично-детритовые, 3 — органично-детритовые с вулканокластикой, 4 — обломочные с вулканитовым песком и гравием, 5 — рифогенные), 6—8 — вулканитовый материал (6 — песок, гравий, галька, 7 — гиалокластика и песок, 8 — гиало- и пирокластика в виде прослоев и примеси), 9 — известняки пелагические, 10 — известняки с кремнями, 11 — известняки с порцелланитами, 12 — кремнистые илы и порцелланиты (преимущественно радиоляриевые), 13 — диатомиты, 14 — диатомиты с вулканокластикой, 15 — глины гемипелагические и миопелагические, 16 — мергели, 17 — глины эвпелагические; 18 — глины с прослоями кремней, 19 — глины с прослоями известняков, 20 — углеродистые горизонты, 21 — многоцветные отложения; 22 — базальты и базальтовая галька; 23 — субвулканические тела; 24 — трахиты и трахитовая галька; 25 — присутствие пересотложенного материала; 26 — присутствие обломков рифовых известняков; 27 — предполагаемое положение участка



в экваториальной зоне; 28—39 — обстановки осадкообразования: 28 — мелководная с карбонатонакоплением, 29 — мелководная с вулканотерригенной седиментацией, 30—33 — склоновая (гравиты: 30 — вулканитовые, 31 — вулканито-раковинные, 32 — калькаренитовые, 33 — смешанные, вулканитово-калькаренитовые), 34 — дистальных турбидных и донных течений, 35 — талассобатниальная, 36 — нижняя зона талассобатнии, 37 — верхняя зона талассобатнии, 38 — абиссальная, 39 — абиссальная в поясе высокой продуктивности; 40 — границы стратиграфических подразделений.

Цифры над колонками: номер скважин (числитель), глубина дна, м (знаменатель). Цифры между колонками (1, 2) — относительное положение Магеллановых и Маршалловых архипелагов. Волнистые линии в колонках — хиатусы.

Стратиграфические интервалы: I — берриас—баррем; II — апт—альб; III — сеноман—сантон; IV — кампан—маастрихт

Некоторым осложнением является локальное появление среди глин нанофоссилиевых прослоев, представляющих собою дистальные турбидиты (скв. 578). В целом смена комплексов указывает на углубление бассейна и перемещение плиты из продуктивной экваториально-тропической зоны в северную халистатическую. По магнитным данным северные участки котловины (скв. 303, 304) находились на широте $6-10^{\circ}$ ю.ш.¹⁷ и продуктивную зону пересекли в апт-альбе [56].

В другой крупной котловине — Центральной — тоже преобладают кремнисто-карбонатный и кремнисто-глинистый комплексы и временная смена их отражает погружение плиты и углубление бассейна. Однако возрастные соотношения комплексов в обеих котловинах различны. В Центральной, где осадочный чехол начал формироваться позднее (в позднем альбе), абиссальные условия установились лишь в сеномане и даже кампане (скв. 169), а не в раннем и среднем мелу, как в Северо-Западной котловине. Местами (скв. 170) весь разрез мела образован кремнисто-карбонатными отложениями, но при этом верхняя его часть формировалась в более глубоководных условиях (ниже лизоклина), чем нижняя, т.е. общая тенденция погружения плиты сохраняется. Кроме указанных комплексов в средней части котловины, где сейчас намечается субмеридиональная цепочка поднятий, обычный разрез нарушается присутствием комплекса вулканитовых турбидитов (скв. 166), материал для формирования которых поступал с внутрибассейнового вулканического поднятия. Характерно, что в нижней части комплекса (готерив) присутствуют мергели, а в верхней — кремни и эвпелагические глины. Таким образом, и здесь наблюдается смена талассобатиальных условий абиссальными. Существенно отягчаются разрезы "малых" котловин: Восточно-Марианской и Меланезийской (см. рис. 2), по периферии которых расположены архипелаги островов, гайотов и атоллов (Маршалловы, Каролинские).

Восточно-Марианская котловина состоит из двух впадин, разделенных подводными Магеллановыми горами.

В Северной впадине вскрыта толща среднеюрских базальтов, над которыми развит глинисто-яшмовый комплекс келловой-валажжина (около 130 м). Это самые древние осадки, обнаруженные в Тихом океане. Выше залегают вулканитовые турбидиты (182 м) сеноман-альба, над которыми снова появляются кремнистые породы турон-кампана, и заканчивается разрез пелагическими глинами кампан-третичного возраста. Все отложения, в том числе и базальные слои, бескарбонатны. Такое соотношение осадочных и эффузивных пород необычно для океана, где на срединных хребтах — месте формирования базального слоя — первые осадочные образования — известняки. Отсутствие в разрезе последних можно объяснить либо большой глубиной эруптивного центра, либо необычно высоким положением КГК в юре¹⁸.

В южной впадине, с ее неровным рельефом дна, отложения изменчивы, причем особенно характерны турбидитовые комплексы; возраст их на

¹⁷Здесь и далее широты указаны по современной градусной сетке.

¹⁸Указанные соотношения характерны для геосинклиналей прошлого, где широко распространена эффузивно-яшмовая формация.

разных участках не вполне одинаков, но наиболее грубые вулканитовые и вулканитово-раковинные разности, иногда с обломками рифогенных известняков, сосредоточены в апт-сеномане, хотя встречаются и в кампане (скв. 802). Вулканокластическая разнообразна, существенным ее компонентом являются щелочные породы. В комплексе присутствуют прослои коричневых пелагических глин, мергелей и известняков. Верхняя часть разреза представлена либо карбонатно-глинистым комплексом с признаками дистальнотурбидитной и контуритной седиментации (скв. 585), либо бескарбонатными пелагическими глинами (скв. 802). Все отложения в разной степени "заражены" мелкой вулканокластикой. Особенностью разреза является присутствие углеродистых осадков на сеноман-туронском рубеже. В целом преобладали талассобатиальные условия, хотя местами к концу мела (скв. 802) установились абиссальные глубины.

В Меланезийской котловине пробурена лишь одна скважина (462), расположенная в депрессии Науру (современная глубина 5190 м), соседствующей с Маршалловым архипелагом островов и атоллов. Разрез начинается баррем-альбской базальтово-долеритовой эффузивно-силловой толщей с большим количеством гиадокластитов, часто измененных в глинистые минералы и цеолиты. В толще присутствуют прослои осадочных пород: вулканитовых песчаников и алевролитов, а также глин; в одном из прослоев из нижней части разреза встречены радиолярии, остатки рыб и агглютированные раковинки фораминифер.

Толща рассматривается как проявление внутриплитного вулканизма, а обилие силлов указывает на последнюю фазу его активности.

Над эффузивно-силловой толщей развит многоцветный карбонатно-глинистый комплекс с прослоями вулканитовых песчаников и алевролитов, сменяющийся турбидитовым (вулканитово-раковинным), сформировавшимся из материала, поступавшего с поднятий Маршаллового архипелага. В маастрихтской части турбидитового комплекса присутствуют обломки рифогенных известняков кампана, что свидетельствует о развитии в Центральной Пацифике рифов позднемелового возраста.

Итак, хотя каждая из котловин обладала в мелу (юрский этап не рассматривается из-за недостаточного материала) своими чертами, намечается и общая тенденция развития. В начальной стадии почти везде глубины были сравнительно небольшими: дно располагалось выше КГК и формировались кремнисто (радиоляриево) -карбонатные комплексы. Позже началось углубление и устанавливался абиссальный режим. В разных котловинах это происходило в разное время; в Северо-Западной — смена условий относится к концу неокома, а в Центральной — к позднему мелу. В последней заметно проявился внутриплитный вулканизм, преимущественно раннемеловой, выразившийся как в виде образования силлов, так и в накоплении вулканокластиков. Еще сильнее вулканизм сказался на седиментации в "малых котловинах". В депрессии Науру он происходил в раннемеловое время (эффузивно-силловый комплекс) и в кампанско-маастрихтское, когда был сформирован вулканокластический турбидитовый комплекс. В Восточно-Марианской котловине почти весь разрез "заражен" вулканокластикой, особенно обильной и крупной в раннем мелу. В обеих котловинах почти нет типичных абиссальных

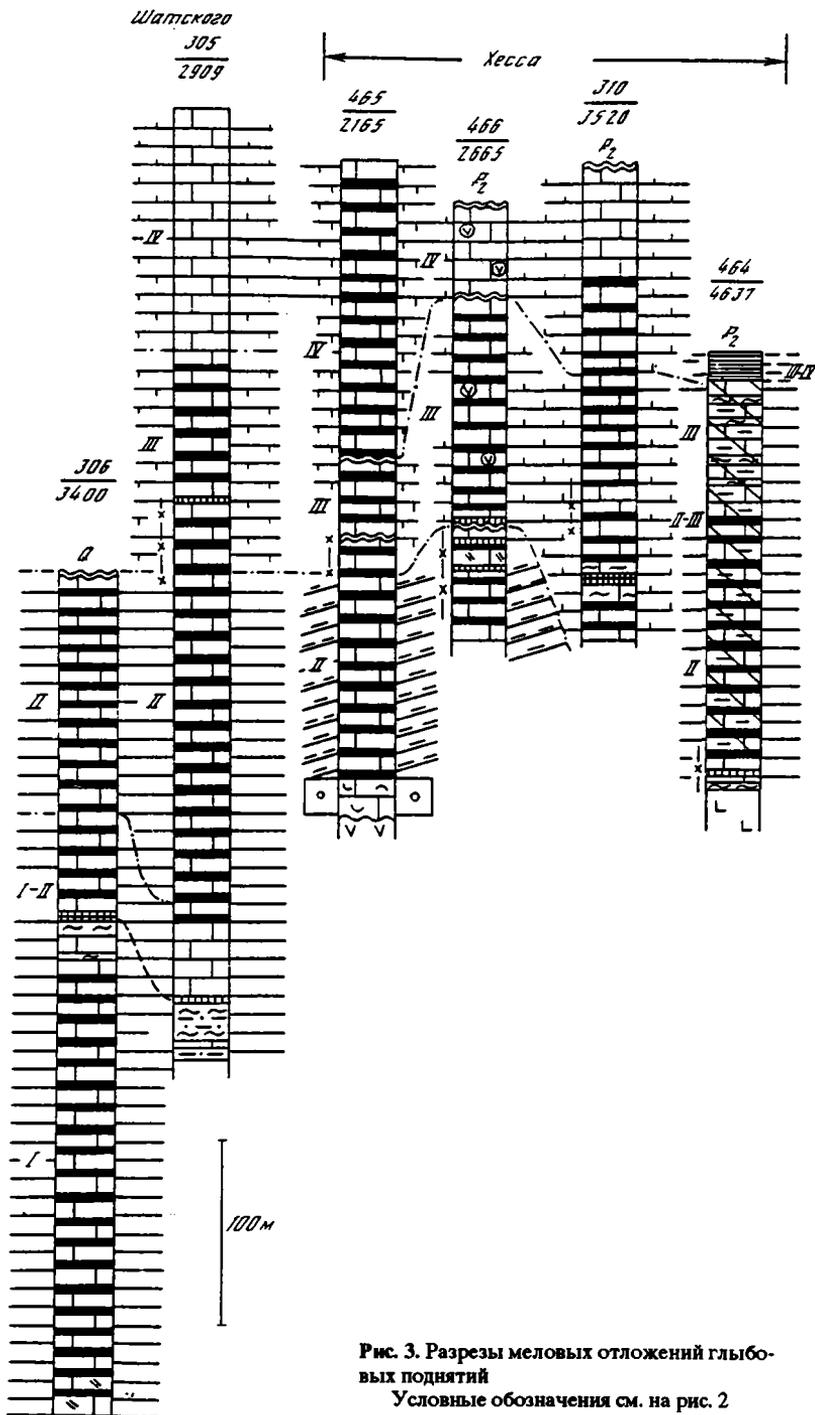
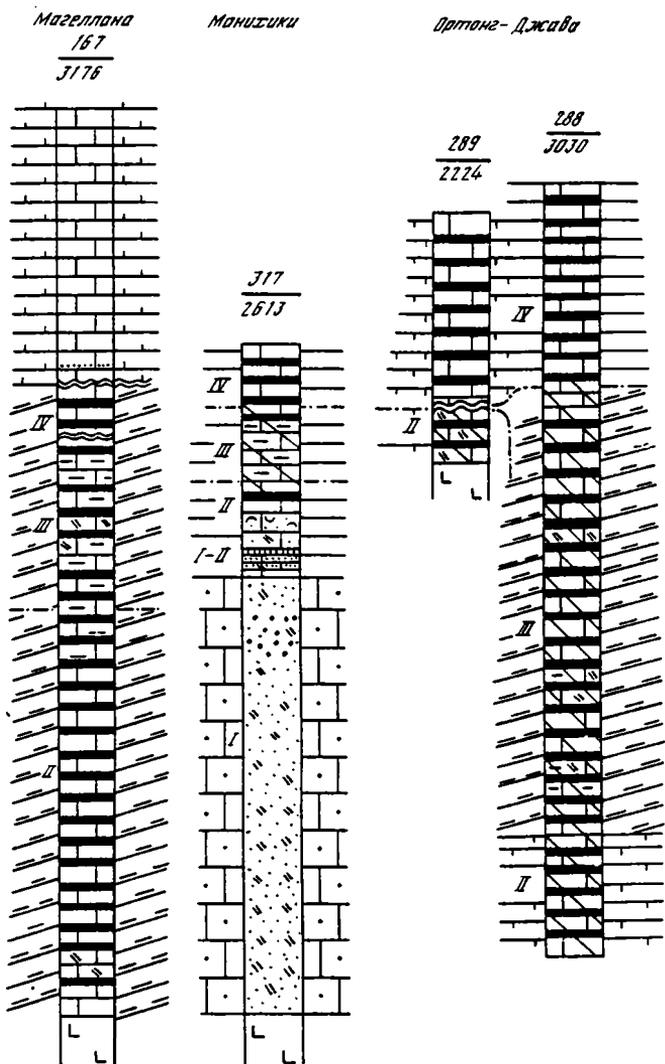


Рис. 3. Разрезы меловых отложений глыбовых поднятий
Условные обозначения см. на рис. 2



фаций; дно бассейна располагалось обычно выше КГК, и заметное углубление здесь началось лишь в конце маастрихта (около 70 млн лет тому назад). Осадкообразование в малых котловинах до некоторой степени имеет сходство с депрессиями внутри архипелагов.

Поднятия. Как указывалось, среди океанских поднятий выделяют глыбовые или "океанские земли" и линейные, наложенные вулканические архипелаги.

К первым принадлежат поднятия Шатского, Хесса, Магеллана, Манихики, Ортонг-Джава (рис. 3) и некоторые другие.

Поднятие Шатского существовало уже в начале мелового периода [14], осадки которого залегают на слабо расчлененном базальтовом

фундаменте и слагают основную часть чехла. Наиболее полный разрез (скв. 305—306) охватывает интервал от баррема до маастрихта и представлен мощным (до 700 м) кремнево-карбонатным комплексом (см. рис. 3). Нижняя его часть формировалась, по-видимому, в относительно мелководной обстановке (несколько сотен метров) [43], но уже в альбе глубины предположительно достигали 1,8 км [14]; начиная с сантона и до середины маастрихта участок находился в верхней зоне талассобатиали (в пределах лизоклина), причем различная сохранность раковиннок планктонных фораминифер в разных горизонтах свидетельствует либо о колебаниях глубины, либо о флуктуации лизоклина; только со второй половины маастрихта опускания привели к глубинам ниже последнего.

На поднятии развиты "углеродистые отложения", образующие два горизонта: баррем-аптский и турон-сеноманский.

Скорость седиментации была наименьшей (4 Б) в маастрихте, а самой большой (13—14 Б) в позднем альб-сеномане; считается, что в это время южный участок поднятия находился в экваториальной зоне [56].

Полный разрез мела относится к привершинному району (скв. 305), ниже по склону (западному) верхняя часть отложений отсутствует, причем чем глубже участок, тем больше hiatus: в скв. 306 (глубина 3400 м) размыты слои выше сеноманских, в скв. 49 (глубина 4282 м) — выше аптских, а в скв. 50 (глубина 4487 м) — нет всего мела и четвертичные осадки налегают на титон [46].

Поднятие Хесса по общей структуре сходно с поднятием Шатского, но имеет еще более сложную морфологию [14]. Здесь выделяются три крупных участка: южный субширотный хребет (1300 км × 400 км; высота до 2—3 км), представляющий систему вулканических и структурных возвышенностей (скв. 465, 466); центральная платформа северо-западного простиранья (скв. 310), шириною 250—300 км и высотой 1,5 км; Северная — наиболее опущенная часть поднятия, высотой 1 км (скв. 464). Южные и западные склоны возвышенностей часто крутые, осложненные уступами и высокими (500—1500 м) эскарпами, где обнажены вулканы (толеиты, щелочные базальты, трахиты). Как и на поднятии Шатского, меловые отложения (> 300 м) — существенная часть осадочного чехла, но наиболее древние отложения здесь моложе — альбские. Две скважины (465, 464) достигли вулканического фундамента (см. рис. 3).

На южном участке, где рельеф особенно расчлененный, скважины пробурены в небольших депрессиях. Непосредственно на вулканитах (трахитах) залегают пачка мелководных органогенно-обломочных известняков с базальтовой и трахитовой галькой. Выше развита своеобразная турбидитово-контуритовая разновидность карбонатно-кремневого комплекса, сформированная в пределах батиаля [72]. Осадки зелено- и сероцветные (восстановленные); содержание $C_{орг}$ 0,1—8,5%; органическое вещество не только сапропелевое, но и гумусовое [28]; отмечается детрит наземных растений, снесенный с соседних "субтропических островов". Возраст "углеродистых отложений" позднеальбско-сеноманский (или сеноман-туронский). Верхняя часть разреза представлена обычным талассобатиальным кремнево-карбонатным комплексом, причем одни интервалы

разреза характеризуются хорошей сохранностью раковин фораминифер, другие — плохой; если основываться на этих данных, то отложения формировались вблизи нижней границы лизоклина. В отличие от нижележащей толщи, осадки окисленные. Местами (скв. 466) в разрезе рассеяны гальки щелочных базальтов — свежих и выветрелых; попадают и гематитовые обломки.

Отложения северного участка отличаются от более южных. Здесь выше базальтового фундамента залегает мощный (218 м) апт-сеноманский кремнево-карбонатный комплекс, в котором отмечается необычная "зараженность" глинистым материалом (мергели, глины); его связывают с золотым поступлением. Главное же отличие — состав верхнего мела (IV), представленного абиссальными глинами. Таким образом, в позднем мелу участок опустился ниже КГК (см. рис. 3).

На поднятии установлены хиатусы, причем на разных участках они не вполне синхронны и прослеживаются не повсеместно. С нижним хиатусом связано отсутствие сеноман-туронских (скв. 466) или сеноман-коньякских отложений (скв. 465), со вторым — сантон-нижнекампанских, с третьим — верхнемаастрихтских (скв. 310, 466).

Поднятие Магеллана расположено в Центральной котловине, вблизи экватора и представляет собою платообразную возвышенность, размером 200 × 380 км; сейчас вершина находится на глубине около 3200 м. Фундамент неровный, но рельеф заметно выравнен осадками. Меловые отложения (скв. 167) охватывают интервал от берриаса до дания, мощность их 500—600 м. Они образованы кремнево-карбонатным и карбонатным комплексами. Нижняя (докампанская) часть разреза несколько обогащена глинистым материалом (мергели, прослой глины) и в ней широко развиты текстуры, характерные для контуритов и турбидитов (?), причем образованы они дифференциацией и перераспределением исключительно пелагического материала. Преобладают розовые и коричневатые цвета пород, но иногда встречаются и зеленовато-серые (не резко выражена многоцветность). В низу разреза и в верхнем альбе обильна мелкая вулканокластика и цеолиты.

Скорость седиментации меняется в пределах 5—20 Б. Наибольшие ее значения относятся к позднему мелу. Намечаются хиатусы: между сеноманом—туроном и сантоном—кампаном [2]. На рубеже мела и кайнозоя имел место размыв, отмеченный интервалом со смешанными маастрихтскими и палеогеновыми формами.

Отложения мела формировались выше КГК, и, по-видимому, большей частью в пределах лизоклина. В нижней части осадочного чехла на двух интервалах (в 20 см выше базальтов и в готериве) встречены аптихи. Присутствующие здесь же фораминиферы указывают на условия нижнего шельфа или батиаля [79].

Поднятие Манихики, расположенное между Центральной и Южной котловинами, представляет собою крупное плато, состоящее из трех массивов, по периферии которых развиты зоны (ширина до 300 км) очень расчлененного рельефа, где эшелонные глубоких трогов разделены узкими подводными хребтами и горами, иногда с атоллами; в небольшом количестве есть и острова; местами отмечаются высокие приразломные

эскарпы. На крутых склонах осадков почти нет, и обнажаются измененные толеитовые базальты, а иногда также габбро и серпентиниты; встречены базальтовые гальки с рудными корками и вулканические брекчии с фосфатным цементом. У подножий склонов сейсмопрофилированием установлены оползневые образования [80]. В трогах развиты турбидиты. Вершины массивов довольно плоские, покрытые полого залегающим осадочным покровом и находятся на глубине 2400—3000 м.

На Южном, самом крупном массиве ("Высокое плато") выше базальтов залегает толща меловых пород, мощностью 360 м (скв. 317), состоящая из двух комплексов.

Первый (баррем—апт) — вулканогенно-обломочный мелководный (263 м). Это темно-зеленые и красноцветные вулканитовые, преимущественно гналокластогенные песчаники и алевролиты с прослойками железистых аргиллитов; много брекчий, состоящих из обломков тех же песчаников и алевролитов, заключенных в глинистом матриксе. Отмечается цеолитизация. Встречена самородная медь.

Вверху отложения становятся более карбонатными и среди них появляются фораминиферово-наофоссилиевые мергели и известняки. Вероятно их появление связано с началом погружения плато, достигшего верхней батнаги. В верху комплекса встречен небольшой пласт (1,3 м) оливково-черного песчаника с ходами, заполненными пиритизированным углеродистым ($C_{орг.} 28,7\%$) осадком. Таким образом, здесь фиксируются остатки разрушенного биотурбациями нижнего, баррем-аптского углеродистого горизонта.

Второй комплекс — кремнево-карбонатный — состоит из двух толщ. Нижняя (28 м) — представлена многоцветной разновидностью, обогащенной глиной (альб—сантон); причем наиболее глинистая часть относится к сеноману—турону; глины темноцветные. Отмечаются хиатусы: между сантоном и туроном, средним кампаном и сантоном. Скорость седиментации для позднего мела очень небольшая (около 1 Б), что указывает на конденсированность разреза, объясняемую некоторым повышением лизоклина.

В целом временная смена комплексов: от мелководного вулканогенно-обломочного к талассобатнальному кремнево-карбонатному, свидетельствует о быстром опускании структуры. При этом особо выделяется альб-нижекампанский интервал (многоцветный), отличающийся глинистостью и хиатусами, хотя и небольшими. Возрастание глинистости может быть связано либо с повышением в это время лизоклина, либо с уменьшением продуктивности поверхностных вод; возможны и обе причины.

Латеральную смену комплексов документировать по одной скважине нельзя. Однако, судя по сейсмопрофилям, можно считать, что в осложняющих поднятие депрессиях большое значение принадлежит оползневым и турбидитовым комплексам (вулканогенно-обломочным и карбонатным).

Плато Онтонг-Джава расположено западнее Меланезийской котловины и является крупнейшим глыбовым поднятием; его площадь составляет

около 1/4 площади Австралии; по ограничивающей изобате 4 км размер плато 900 × 1600 км. Поверхность относительно ровная, но все же с отдельными впадинами и разрозненными коническими горами—атоллами [5]. Выше базальтов, местами с прослойками апт-альбских известняков, залегают меловые отложения, охватывающие интервал до маастрихта (скв. 288, 289, 807). Представлены они кремнево-карбонатным и карбонатным комплексами, в нижней части многоцветными (см. рис. 3). Во впадинах (скв. 288) мощность отложений большая (400 м), разрез полный и широко распространены дистальные турбидиты и контуриты; скорость седиментации довольно высокая: 25—49 Б. На возвышенной части плато (скв. 289) мощности отложений меньше (около 200 м) и отмечаются два хиатуса: между кампаном и аптом и в верху маастрихта [36].

Приведенные материалы показывают, что меловой чехол разных поднятий, и даже одного поднятия, отличается мощностью, составом отложений, количеством хиатусов, но в целом он обладает общими, характерными чертами. Всюду это преимущественно кремнево-карбонатные талассобатиальные комплексы, среди которых довольно часто встречаются отложения дистальных турбидитов и контуритов. В основании разрезов иногда развиты мелководные образования приостровных шельфов. Главной тенденцией развития (как и для котловин) было погружение, однако лишь редко оно достигало абиссали. Намечается тенденция увеличения с течением времени батиметрической контрастности между поднятиями и соседними котловинами. Например, на поднятии Шатского (скв. 306) и в соседних частях котловины (скв. 303, 307) неocom представлен талассобатиальными кремнисто-карбонатными толщами, отличающимися лишь цветами осадков (слабовосстановленные в первом случае и слабоокисленные во втором). Начиная же с альба (или несколько раньше) в котловине установился абиссальный режим, а на поднятии (скв. 305, см. рис. 3) продолжалось накопление талассобатиальных отложений, причем среди них все большее значение приобретали фораминиферы. Лишь частично увеличение батиметрической контрастности можно объяснить большей скоростью аккумуляции осадков на поднятиях; определяющим является большая скорость оседания (углубления) котловин, на что указывает резкий характер перехода в разрезах талассобатиальных осадков в абиссальные.

Взаиморасположение котловин и глыбовых поднятий в меловом океане в общих чертах соответствует современному. Так, абиссальные фации мелового возраста относятся к участкам, где сейчас глубины достигают 5—6 км (крупные котловины), а "шапки" кремнево-карбонатных и карбонатных комплексов мела тяготеют к участкам с глубиной 2—3,5 км (см. рис. 2, 3).

Наложенные линейные поднятия характерны для современного океана; существовали они и в меловое время. К ним относятся Срединно-Тихоокеанские горы, архипелаги Лайн, Маршалловых островов и др.

Срединно-Тихоокеанские горы расположены между Северо-Западной и Центральной котловинами, и представляют собою скопление большого количества подводных гор и гайотов. В мелу здесь существовала крупная вулканическая цепь и некоторые вулканы были островными. По-

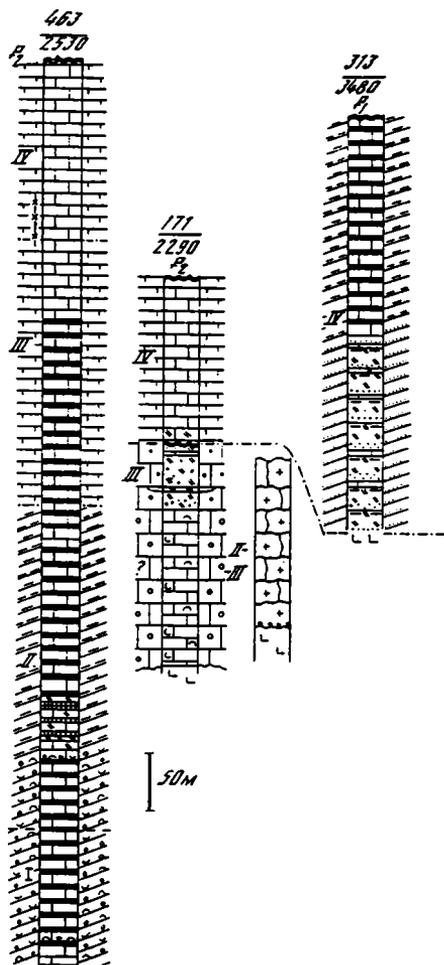


Рис. 4. Разрезы меловых отложений Срединно-Тихоокеанских гор
Условные обозначения см. на рис. 2

видимому, их цоколем служило крупное платообразное поднятие [14]. Затухание вулканизма и погружение привело к широкому развитию рудисто-коралловых рифов. Оно началось в баррем-альбском интервале времени [48] и продолжалось в сеномане. При региональных регрессиях вулканические горы и рифы подверглись абразии, что отмечено накоплением брекчий, конгломератов и песчаников, иногда с фосфатизованным карбонатным цементом [22]. Установлено два этапа извержений: досеноманский и сеноман-туронский (иногда захватывая коньяк).

Осадочный чехол имеет сложное строение и пробуренные на поднятии скважины (463, 171, 313) дают о нем лишь некоторое представление (рис. 4).

В одной из скважин, расположенной близ северной периферии поднятия (скв. 463, глубина 2530 м) вскрыто 822 м осадков, из которых 775 м — меловые (баррем—маастрихт). Нижние 190 м представлены карбонатным турбидитным комплексом, форми-

ровавшимся вблизи мелководной банки. Над ним развита нижнеаптская пачка (45 м) "углеродистых отложений", обогащенных мелкой вулканокластикой (нижний углеродистый горизонт). Выше залегают кремнево-карбонатный многоцветный дистальнотурбидитно-контуритный комплекс апт-альба (136 м). Остальная часть разреза (405 м) представлена обычным кремнево-карбонатным комплексом, причем хорошая сохранность фораминифер указывает на верхнюю зону талассобатиали.

Скорость седиментации варьирует от очень небольшой (2 Б) до значительной (42 Б); большая скорость относится к раннему мелу (турбидиты) и кампан-маастрихту, когда участок, по-видимому, находился в экваториальной зоне [72]. Установлен лишь один хиатус — между сантоном и кампаном.

Две другие скважины относятся к восточному краю поднятия. Одна из них расположена на гайоте Хоризон (скв. 171), другая — в небольшой

депрессии среди гор (скв. 313). Обе они достигли фундамента. На гайоте мощность меловых отложений 330 м. Нижняя часть их представлена известняками с остатками мелководной фауны и водорослей. Выше (сеноман?—нижний кампан) развит мелководный вулканогенно-обломочный комплекс, включающий горизонты известняковых и вулканитовых конгломератов; присутствует пласт базальта (поток). Вулканизм здесь проявился в конце сеномана, т.е. позднее, чем на северо-западном участке поднятия. С турона или коньяка началось заметное опускание участка, быстро достигшее верхней зоны талассобатиали.

В депрессии разрез представлен верхним мелом (360 м), состоящим из двух комплексов. Нижний — вулканогенно-обломочный турбидитный с дробитам и прослоями пелагических известняков. Кластика поступала с окружающих подводных гор, ближайшая из которых находится в 50 км от участка, где расположена скважина. Верхний комплекс — кремнево-карбонатный контуритный, относящийся к верхней зоне талассобатиали [72].

Архипелаг Лайн состоит из многочисленных подводных гор и хребтов, разделенных глубокими депрессиями и седловинами. Высота гор 1,5–2 км, их вершины находятся в 1–1,5 км ниже уровня моря.

Многие возвышенности почти лишены осадков или покрыты тонким чехлом пелагических илов, но в депрессиях стратифицированные толщи могут достигать 700 м. Драгирование на отдельных горах обнаружило вулканецкие породы (щелочные базальты, трахиты), покрытые рудными корками, включающими фораминиферы кампана и коньяка. Со многими горами связаны рифы (поздний кампан—маастрихт).

В пределах архипелага пробурено три скважины — 165, 315, 316 (рис. 5); все они расположены в пониженных участках рельефа (глубина 5040, 4150, 4451 м) и вскрыли толщу (200–280 м) верхнего мела (сантон—маастрихт), залегающую на щелочных базальтах. Основная составляющая разрезов — вулканогенно-обломочные турбидитные комплексы, существенной частью которых является гиалокластика — как тонкая, так и крупная. Вместе с вулканогенным материалом местами много разнообразного органогенного детрита, встречаются и обломки рифогенных известняков. Турбидиты чередуются с прослоями микритовых известняков, мергелей и аргиллитов (обычно продукт изменения тонкой гиалокластики). Вверху отложения становятся менее грубыми и более карбонатными. В основании разреза, непосредственно над базальтами, породы окрашены гематитом.

Рассматриваемые поднятия в мелу представляли собой скопление вулканических построек разной величины, возникших на сводовых поднятиях океанской коры. Они связаны с интенсивным внутриплитным вулканизмом, обладающим щелочным трендом дифференциации. Колебания уровня моря, происходящие на фоне общего погружения, приводили к абразии построек, развитию банково-рифовых комплексов и формированию вулканитовой и известняковой кластики, служившей материалом для турбидитной седиментации (*S. lato*). В отличие от глыбовых поднятий здесь широко проявился позднемеловой вулканизм центрального типа, что сказалось на строении чехла. Лишь на северо-западе Срединно-Тихооке-

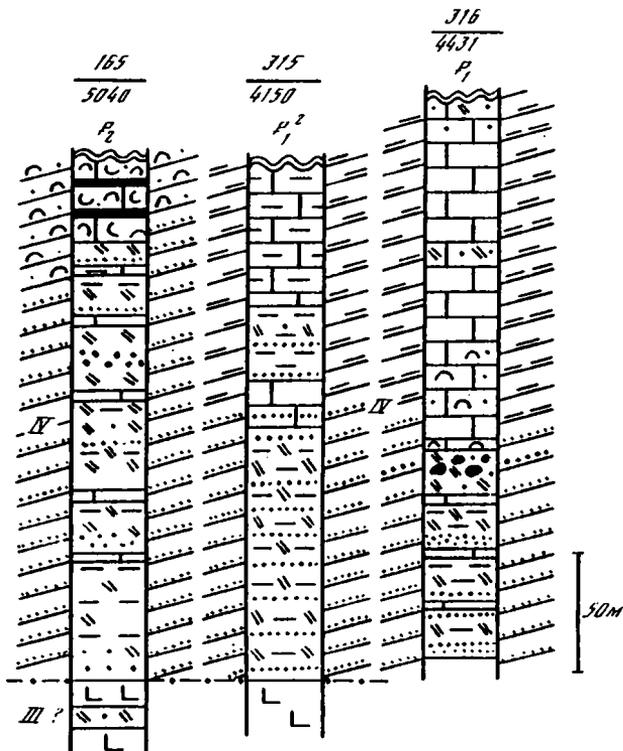


Рис. 5. Разрезы меловых отложений архипелага Лайн
Условные обозначения см. на рис. 2

анских гор разрез имеет большое сходство с отложениями глыбовых поднятий.

Итак, отвлекаясь от деталей, можно сказать, что для котловин характерны кремнево-карбонатный талассобатиальный комплекс и абиссальные (кремнисто-глинистый и эвпелагических глин); вблизи поднятий, особенно в "небольших котловинах" заметную часть чехла составляют гравититовые отложения (вулканитовые и раковинно-детритовые). Главной составляющей глыбовых поднятий являются кремнево-карбонатные и карбонатные комплексы, в том числе многоцветные; мелководные отложения присутствуют, но не часто; в депрессиях среди возвышенностей появляются "пелагические турбидиты и контуриты". Для наложенных архипелагов особенно характерны гравититовые и рифово-банковые комплексы, хотя встречаются и талассобатиальные — кремнисто-карбонатные и карбонатные.

В течение мелового периода происходили события, которые так или иначе сказывались на седиментации. Рассмотрим с этой точки зрения два явления: внутриплитный вулканизм и эвстатические колебания уровня моря. Интенсивная вулканическая деятельность, как мы видели, прямо и косвенно (через рельеф) влияла на состав осадочных образований [64, 66].

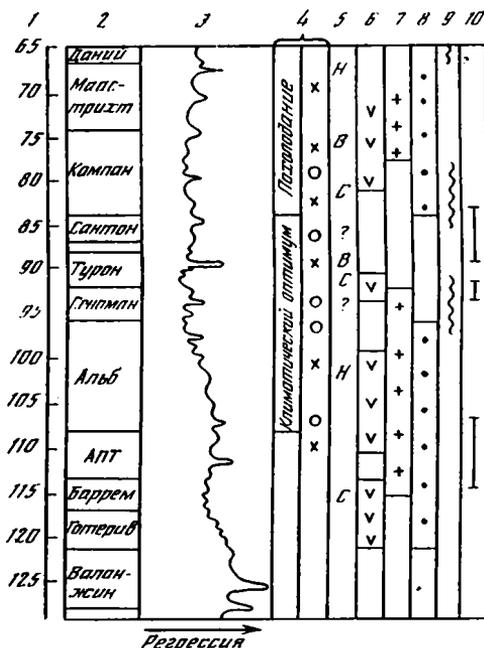


Рис. 6. Схема, иллюстрирующая некоторые глобальные и региональные события и отражение их в осадочном чехле талассогена

1 — абсолютное время, в млн лет т.н.; 2 — стратиграфические подразделения; 3 — эвстатическая кривая по [48]; 4 — климатические изменения по [10] (кресты — эпизоды похолодания, кружки — потепления); 5 — относительное положение КГК по [71] (н — низкое, с — среднее, в — высокое); 6 — проявление внутриплитного вулканизма; 7 — вспышки рифообразования; 8 — широкое развитие гравититов; 9 — усиление эрозионной деятельности (хиатусы) по [2]; 10 — интервалы развития углеродистых осадков [37]

Ее активность падает главным образом на готерив—баррем (120–115 млн назад), апт—альб (110–95 млн) и кампан—маастрихт (80–65 млн); более кратковременный эпизод отмечается в сенман—туроне. В общем к этим временным интервалам относится вспышка рифообразования и формирование вулканитовых и раковинно-детритовых турбидитов (рис. 6.)

Для мелового периода установлены многочисленные эвстатические колебания уровня моря [50, 77]; наиболее четко выражено его падение в раннем валанжине, раннем апте, среднем сенмане, позднем туроне, позднем маастрихте. Упуская небольшие флуктуации, можно выделить как трансгрессивные интервалы: готерив—баррем, поздний альб — ранний сенман и в меньшей степени ранний кампан. В целом (как тенденция) эпохи интенсивного внутриплитного вулканизма совпадают с эпохами трансгрессий.

Отмеченные выше пики регрессий, судя по материалам бурения, не отразились сколько-нибудь заметно на седиментации. Отложения, соответствующие этим эпизодам, обычно входят в состав толщ более широкого возрастного интервала, представленных либо кремнево-карбонатным талассобатинальным, либо кремнисто-глинистым абиссальным,

либо турбидитным комплексами. Иначе говоря, регрессии не нарушили обычный ход седиментации в океане. Лишь в отдельных случаях, главным образом на поднятиях, отмечаются хиатусы, охватывающие сеноман—турон (скв. 167, 170, 171, 305), но при этом литологически следы размыва не выражены и нельзя быть уверенным, что хиатусы здесь связаны с понижениями уровня моря, имевшими место в среднем сеномане и позднем туроне.

Стратиграфические перерывы довольно многочисленны в меловой части осадочного чехла талассогена; они подробно изучены И. А. Басовым [1, 2]. Точная датировка перерывов встречает трудности разного характера. Во-первых, это может быть недостаточно полный выход керна или слабая палеонтологическая охарактеризованность некоторых интервалов разреза. Во-вторых, сверхконденсированные отложения (абиссальные глины) могут "имитировать" перерыв. В-третьих, при выпадении очень больших интервалов нельзя быть уверенным, являются ли они результатом одного крупного размыва (возможно даже кайнозойского) или обусловлены действием нескольких последовательных размывов.

Хиатусы отличаются масштабом проявления и пространственным распространением. Они встречаются как в котловинах, так и на поднятиях. В большинстве случаев перерывы связаны с эрозивной деятельностью донных течений, но также и с растворением карбонатов в результате изменения уровня КГК. Хотя хиатус может встретиться почти в любой части разреза, наиболее значимые тяготеют к определенным временным интервалам.

Один из них — начало позднего мела; с ним связано "выпадение" верхнего сеномана и турона, а иногда и части коньяка; в отдельных случаях размывом уничтожены и верхи альба (скв. 585).

Второй крупный хиатус, отмеченный во многих местах, охватывает верхний сантон—нижний кампан; особенно четко он проявляется на поднятиях в области распространения известняков, что позволило сделать вывод об усилении в это время химической эрозии и высоком уровне КГК [2].

Следующий, очень широко проявленный хиатус, наблюдается между верхней частью маастрихта (иногда "включая" целиком этот ярус) и кайнозоем; связан он уже с кайнозойскими размывами.

Причины стратиграфических перерывов в северо-западном секторе Тихого океана подробно рассмотрены в упоминавшейся работе [2]. Представляется, что основные меловые хиатусы не связаны непосредственно, во всяком случае отчетливо, с эвстатическими колебаниями уровня моря. На мелководных участках падения уровня могли приводить к локальным размывам, но в целом такая связь не наблюдается.

Кайнозой

Котловины. Представление о кайнозойской части осадочного чехла котловины дает рис. 7.

В Северо-Западной котловине отсутствует палеоген (хиатус); неоген-четвертичный разрез образован двумя абиссальными комплексами, отра-

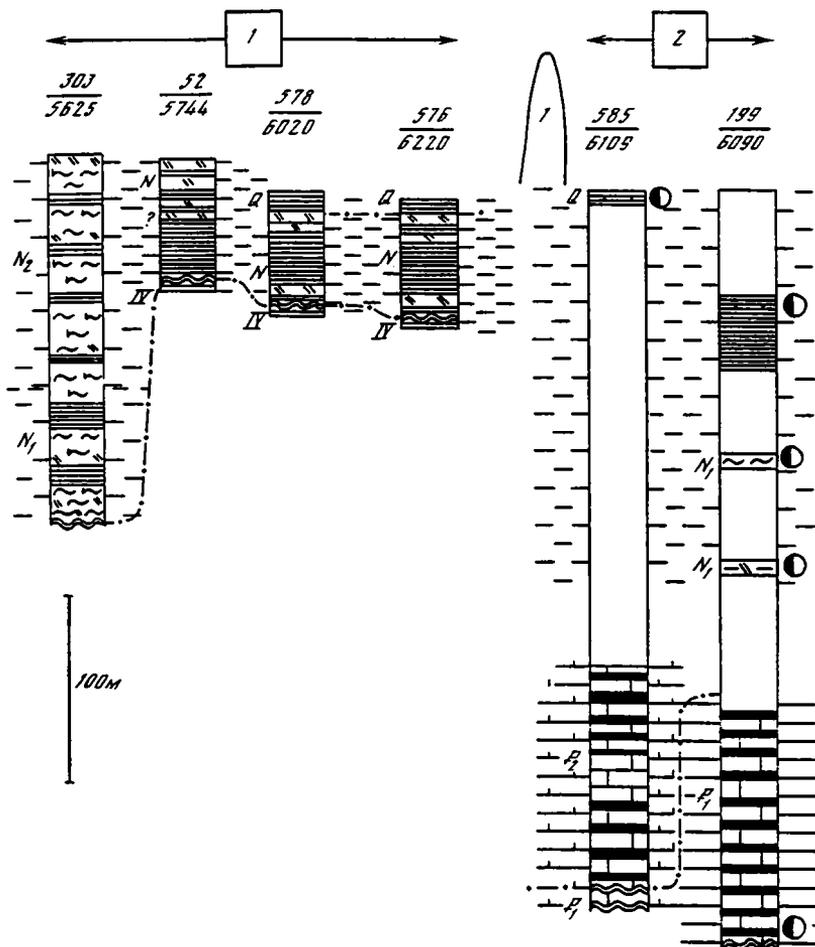
жающими не только батиметрические, но и климатические условия образования. На севере (скв. 303, широта $40^{\circ}18,50'$ с.ш.) — это кремнисто-глинистый комплекс, состоящий из радиоляриево-диатомовых илов и кремнистых миопелагических коричневых глин. В нижней части разреза последние преобладают, кверху возрастает кремнистость, причем все большее значение приобретает диатомовый компонент. Глины обогащены тонким терригенным материалом (кварц, слюда), что объясняется влиянием течения Куросу. Многие интервалы содержат примесь пепла, поступающего с островодужных вулканов. Скорость седиментации оценивается примерно в 16 Б. В более южных районах (скв. 52, широта $27^{\circ}46, 3'$ с.ш.) весь разрез образован эпелагическими глинами, местами с цеолитами и марганцевыми стяжениями; $V_{\text{сед}} = 1-2$ Б (кроме брусса, где она достигает 10 Б). Такое латеральное изменение определяется положением участка в северном поясе кремненакопления (наибольшая концентрация SiO_2 в современных осадках наблюдается севернее 40° с.ш.) [12].

В Центральной котловине кайнозой представлен полнее (присутствует палеоген). Здесь тоже преобладают абиссальные комплексы: эпелагических глин, глинисто-кремнистый и кремнистый. Первый тяготеет к более северному участку (скв. 168, 170; $10^{\circ}42', 11^{\circ}48'$ с.ш.), два другие — к экваториальному поясу (скв. 66, 65; $2^{\circ}23,63'$ и $3^{\circ}45,7'$ с.ш.), вследствие чего кремнистый компонент образован здесь не диатомовыми, а радиоляриевыми осадками. На несколько повышенных участках дна (скв. 166, глубина 4960 м) кремнистые отложения содержат примесь нанофоссилий и формировались в нижней зоне талассобатиали. Кроме обычных пелагических осадков, в одной из скважин (65), расположенной в западной части котловины, в глубоком меридиональном трого, вскрыт контуритно-турбидитный комплекс. Турбидиты в нем состоят из гялокластики, перетложенных радиолярий и окремненных раковин фораминифер верхнего мела, палеоцена и эоцена. Материал этот мог поступать с соседнего подводного хребта, а также приноситься донными течениями, проходящими из южной Пацифики на север, через Центральную котловину [81].

В поверхностном слое осадков котловины встречаются поля марганцевых конкреций. На обширных ровных участках их мало; они тяготеют к холмистым районам с подводными горами. Здесь конкреции приурочены обычно к глубокой части океана (>5000 м); иногда это небольшие депрессии среди глубоководных холмов¹⁹. Ядрами конкреций чаще всего являются фрагменты измененных вулканических пород. Вмещающими отложениями служат преимущественно карбонатно-кремнисто-глинистые.

В Восточно-Марианской котловине большая часть кайнозойского разреза очень слабо охарактеризована керном. Палеоцен-эоценовый интервал представлен талассобатиальным кремнево-карбонатным комплексом, а неоген-четвертичный, судя по отдельным образцам, состоит из абиссальных отложений: эпелагических глин и радиоляритов (см. рис. 7, скв. 199). Близость поднятия (Магеллановы горы) сказалось на присутствии среди

¹⁹ Вблизи таких холмов встречены эдафогенно-эруптивные брекчи.



абиссальных толщ слоев с переотложенными органическими остатками²⁰ (фораминиферо-кокколитовые и радиоляриевые турбидиты).

Кайнозой котловины Науру, находящийся южнее Маршаллового островного архипелага, представлен турбидитами (кремнисто-карбонатными и карбонатными). Во всем разрезе широко проявлено переотложение как синхронного материала, так и более древнего (мелководного и глубоководного), вместе с которыми иногда отмечается и вулканическая кластика. Последняя особенно обильна в глубоководных осадках позднего олигоцена, где присутствует и "рифогенный детрит" мела, эоцена и нижнего олигоцена. Это связывают с глобальным падением уровня океана, обна-

²⁰ В среднем миоцене обнаружена смесь органических остатков эоцена, олигоцена, раннего миоцена.

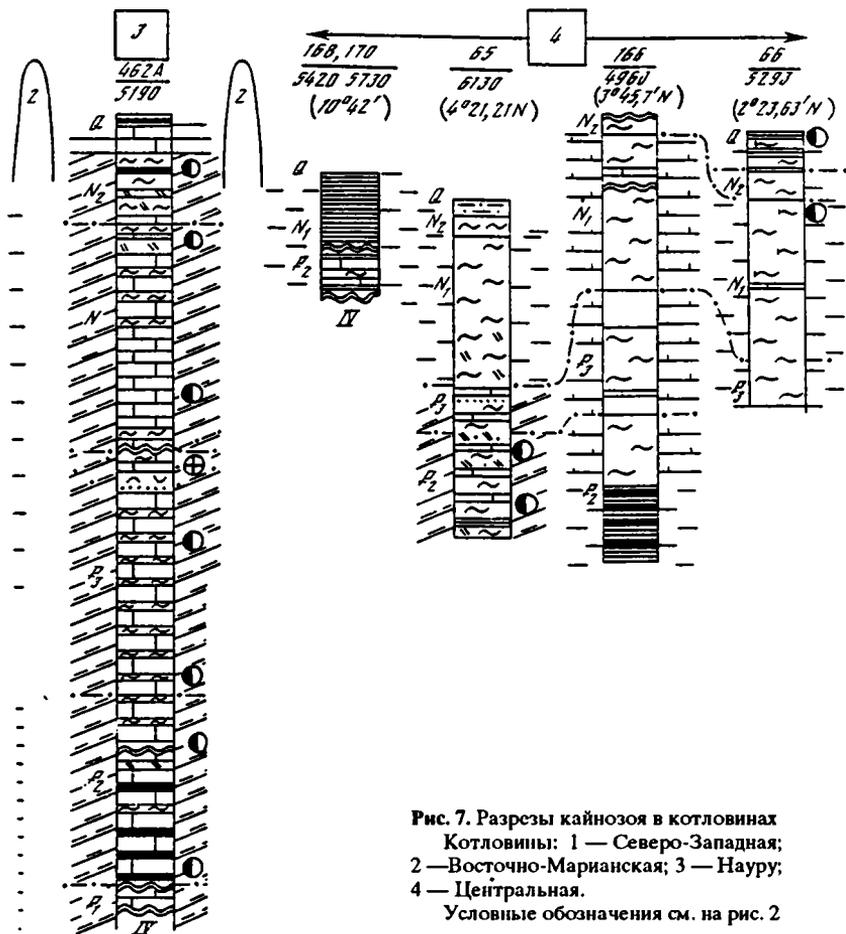


Рис. 7. Разрезы кайнозоя в котловинах
 Котловины: 1 — Северо-Западная; 2 — Восточно-Марианская; 3 — Науру;
 4 — Центральная.
 Условные обозначения см. на рис. 2

жившим вершины подводных гор и атоллов [57]. В разрезе отмечается несколько хиатусов. Скорость седиментации около 20 Б.

В главных чертах кайнозойская часть осадочного чехла котловин сходна с меловой. В ней также талассобатиальные и абиссальные комплексы являются основными. В целом сохраняется тенденция углубления котловин и их горизонтального перемещения. Это достаточно хорошо иллюстрирует сравнение рис. 2 и 7. Существуют и отличия. В кайнозойских отложениях котловин меньше вулканогенно-обломочного материала. Отмечается уменьшение роли кремнистых (радиоляриевых) пород среди талассобатиальных комплексов; возможно это определяется сужением экваториально-тропического пояса в связи с общим похолоданием океана. В кайнозое больше хиатусов, что отмечает усиление режима донных течений.

Поднятия. Основные разрез кайнозоя глыбовых поднятий приведены на рис. 8 и 9, а наложенных вулканических архипелагов на рис. 10, 11, 12.

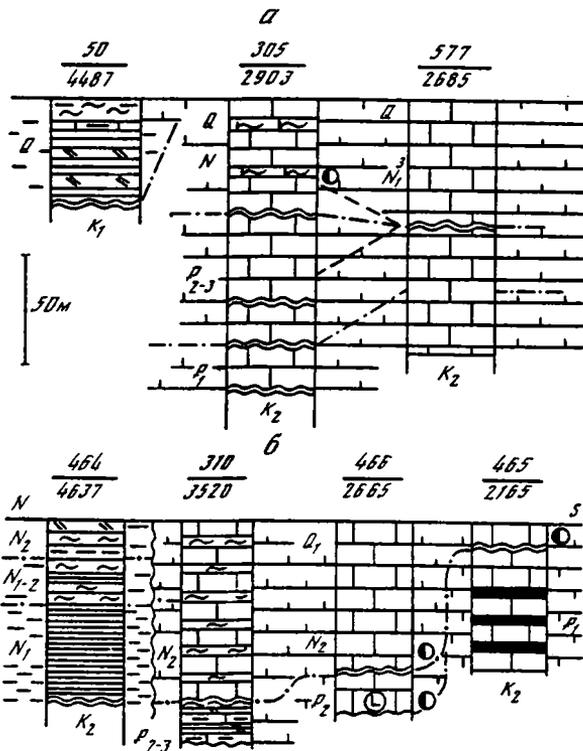


Рис. 8. Разрезы кайнозоя глыбовых поднятий Шатского (а) и Хесса (б)
Условные обозначения см. на рис. 2

На возвышенности Шатского (см. рис. 8) наиболее полный разрез, как и в мелу, вскрыт на юго-западной привершинной части структуры (скв. 305) и охватывает отложения от палеоцена до голоцена; мощность их около 130 м.

Разрез образован нанофосилиевыми осадками с подчиненным количеством фораминифер разной сохранности, часто с явными следами растворения. В неоген-четвертичном интервале присутствуют диатомовые и радиоляриевые остатки, но количество их небольшое (5—15%). Все это талассобатиальные образования. Кое-где удалось наблюдать текстуры, характерные для контуритов и дистальных турбидитов. Об этом же свидетельствуют обнаруженные в неогене горизонты с переотложенными олигоценовыми фораминиферами. Отмечаются хиатусы: между верхним миоценом и олигоценом; верхним и нижним эоценом; эоценом и палеоценом. Скорости седиментации небольшие — 2—9 Б. Примерно в том же регионе другая скважина (577) вскрыла сходные отложения, но здесь отсутствуют породы от верхнего эоцена до среднего миоцена (включительно). Большие доверхнемиоценовые хиатусы наблюдаются и в других скважинах (47, 48) вершинной части поднятия (глубины около 2600 м), где тоже развиты карбонатные комплексы. Существенно иначе представлены

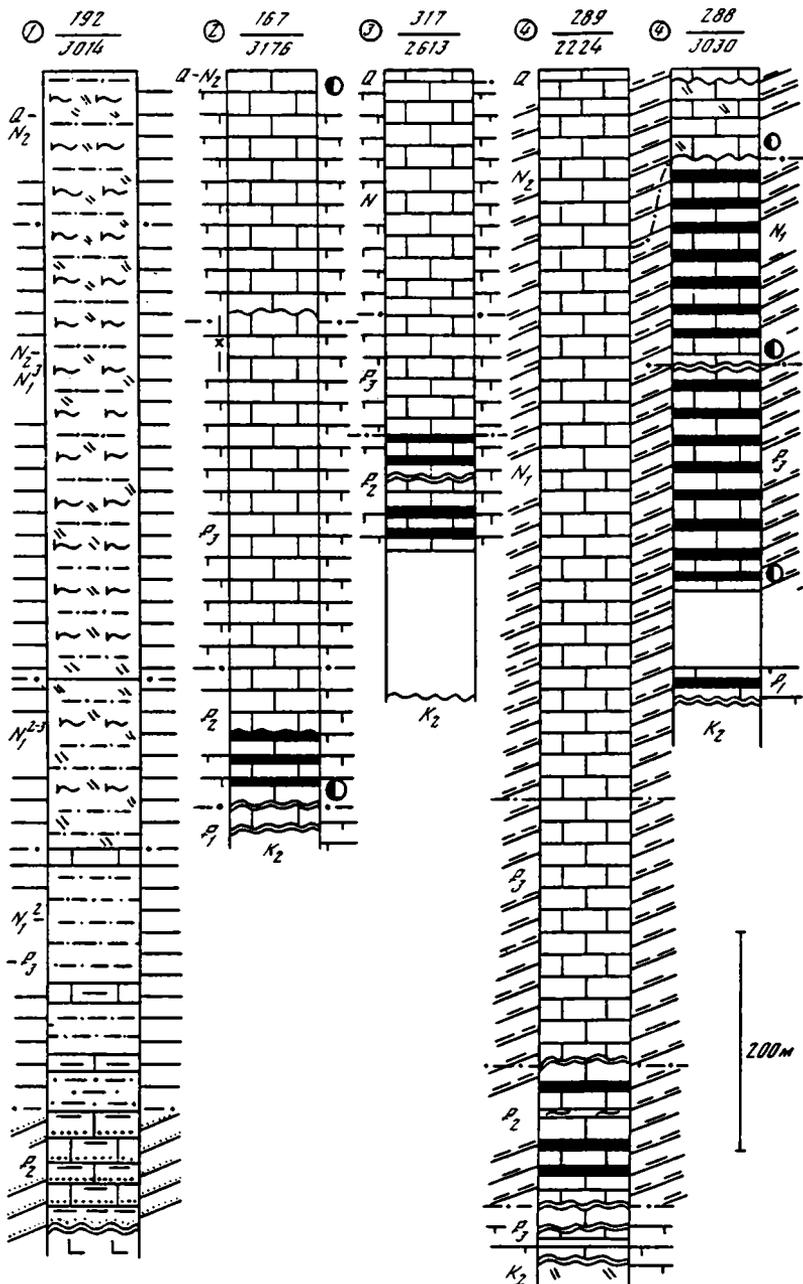


Рис. 9. Разрезы кайнозоя глыбовых поднятий Обручева (1), Магеллана (2), Манихики (3) и Онтонг-Джава (4)

Условные обозначения см. на рис. 2

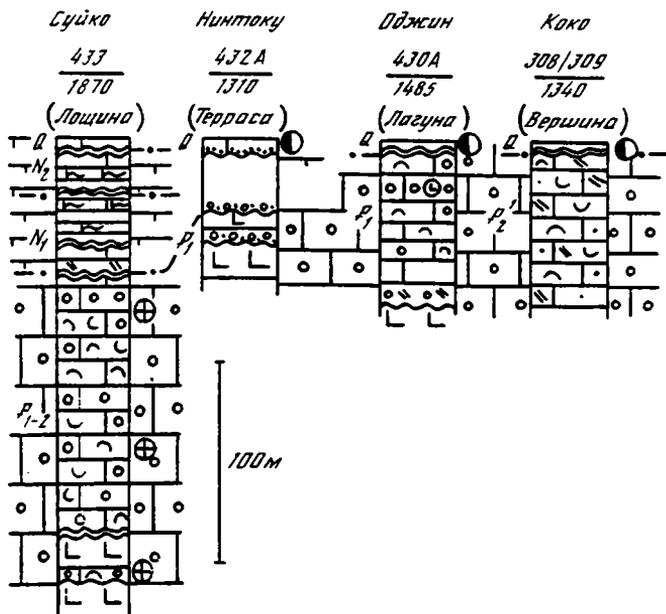


Рис. 10. Разрезы кайнозоя Императорских гор
Условные обозначения см. на рис. 2

осадки в нижней части западного склона (скв. 49, 50), на глубине 4 км. Здесь на нижнемеловых породах залегают четвертичные эвпелагические глины с редкими прослоями известковых и кремнистых илов; мощность 10—30 м. Хиатус охватывает большую часть меловых отложений и почти весь кайнозой. Судя по сейсмопрофилям, эти отложения обнажены в верхней части склона, срезаясь его поверхностью.

На поднятии Хесса разрез кайнозоя тоже небольшой (67—98 м), мощность отдельных его подразделений сильно варьирует и они могут целиком отсутствовать (см. рис. 8); так в скв. 465 (глубина 2165 м) на палеоцене залегают плиоценовые илы, причем в них присутствуют переотложенные органические остатки эоцена и олигоцена; в скв. 466 (глубина 2665 м) в основании плиоцена, залегающего на эоцене, наблюдается переотложенный материал мела, палеогена и миоцена. Разрезы на юге поднятия (скв. 465, 466) представлены карбонатным комплексом, и только в палеоцене — кремнево-карбонатным; в палеогене преобладали условия верхней зоны талассобатналя, а позднее — нижней (опускание). Севернее, в центральном более опущенном секторе поднятия (скв. 310, глубина 3520 м), в палеогене среди известняков появляются глины и пеплы, а в неогене в значительном количестве присутствует кремнистый материал (радиолярии, диатомей). Еще севернее и глубже (скв. 464, глубина 4637, широта 39°51,64' с.ш.) талассобатнальные отложения сменяются абиссальными: эвпелагическими глинами и кремнисто-глинистым комплексом (диатомово-радиоляриевым). Увеличение кремнистости объясняется положением участка у южной границы северного пояса кремненакопления.

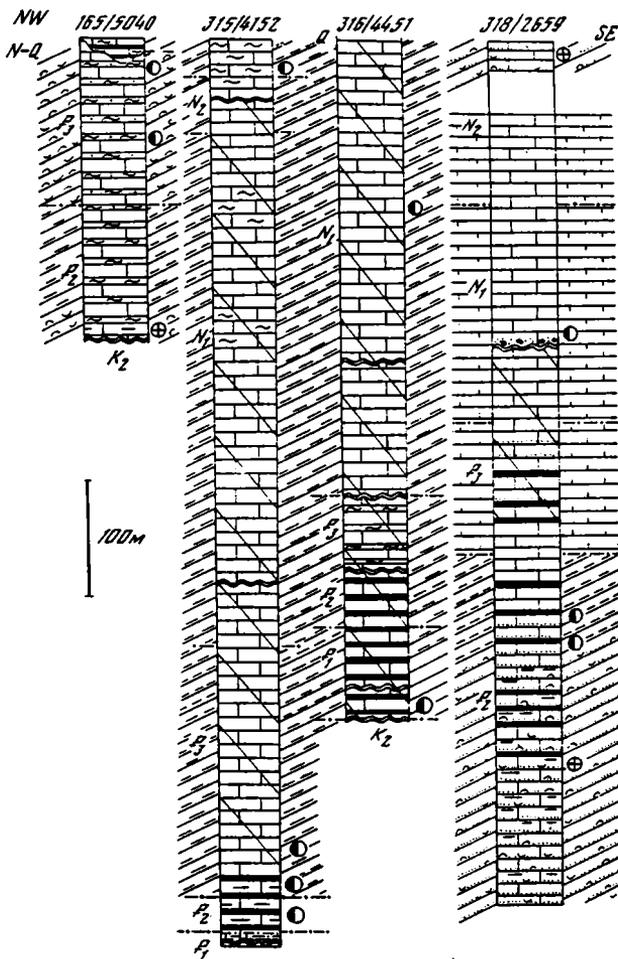


Рис. 11. Разрезы кайнозоя архипелага Лайн
Условные обозначения см. на рис. 2

В пределах последнего расположено поднятие Обручева (скв. 192, глубина 3014, широта 53° с.ш.), где разрез резко отличается от рассмотренных. На базальтах здесь залегает метровый пласт известняка с маастрихтской фауной субтропического облика [10], выше которого развиты (см. рис. 9): карбонатная турбидитная толща эоцена (около 100 м), гемипелагические глины с прослоями мергелей (240 м; олигоцен—средний миоцен) и очень мощный (700 м) глинисто-диатомовый комплекс (средний миоцен—квартер) с пеплами, особенно обильными в плиоцене и плейстоцене. Кардинальное отличие состава и мощности отложений на поднятии Обручева по сравнению с более южными поднятиями (Шатского, Хесса) определяется его близостью к островной вулканической дуге, но, главное,

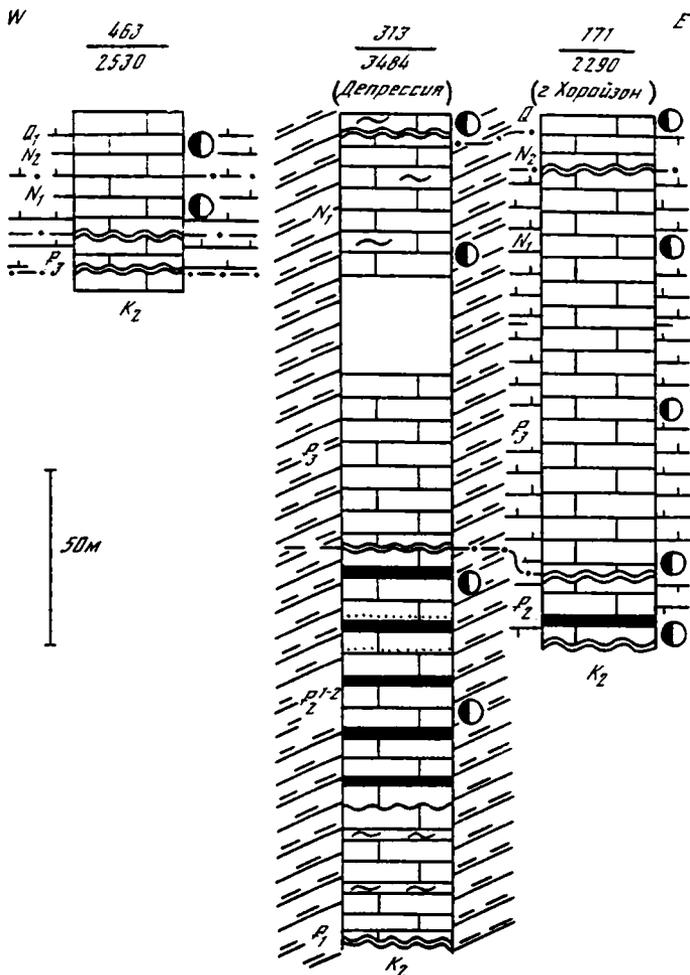


Рис. 12. Разрезы кайнозоя Срединно-Тихоокеанских гор
Условные обозначения см. на рис. 2

положением в пределах пояса высокой биологической продуктивности ("диатомового пояса").

Поднятия Магеллана, Манихики, Онтонг-Джава, расположенные в экваториально-тропической зоне, имеют в общих чертах сходный разрез кайнозоя (см. рис. 9). Для него характерны большая мощность (550—1200 м) и преобладание карбонатов. Связано это с относительной мелководностью возвышенностей и расположением их в тропической зоне. Некоторые интервалы содержат много кремней (радиоляриты, окремненные известняки); они концентрируются преимущественно в палеоцене и эоцене, но встречаются и в олигоцене, а иногда и миоцене. Отложения относятся к верхней зоне талассобатинали; они сильно биотурбированы и поэтому первичные текстуры сохранились плохо, но местами очевидно, что в

формировании осадков большое, а иногда первостепенное, значение имели донные и малоплотностные турбидные течения; это четко проявляется на поднятии Онтонг-Джава. Скорость седиментации была различной на разных участках и в разные интервалы времени, варьируя от 5—10 Б до 30—40 Б, достигая 67 Б; большие значения часто связывают с положением поднятия в зоне высокой продуктивности, но существенное значение имеют также перераспределение материала течениями и поступление его с турбидными потоками; особенно четко это проявляется на склонах поднятий и в осложняющих депрессиях (скв. 288), где иногда горизонты перетолжения отмечаются присутствием более древних органических остатков. На поднятиях установлены хиатусы, а местами и "угловые несогласия"; последние объясняют либо оползанием крупных блоков, либо региональными тектоническими причинами [42].

Приведенные данные показывают сколь различны кайнозойские разрезы на сходных по батиметрии участках поднятий, но расположенных на разных широтах. Так, на плато Онтонг-Джава (скв. 288, глубина 3030 м, широта около 6° ю.ш.) кайнозой представлен 570-метровой радиоляритово-карбонатной толщей, на поднятии Шатского (скв. 305, глубина 2903 м, широта около 32° с.ш.) — карбонатной и порцелланитово-(диатомово)-карбонатной, общей мощностью 160 м, а на поднятии Обручева (скв. 192, глубина 3014 м, широта 53° с.ш. — главная часть разреза состоит из гемипелагических глин и диатомитов; общая мощность кайнозоя >1000 м.

Кайнозой наложенных архипелагов и хребтов заметно отличается от такового глыбовых поднятий. Скважин на архипелагах немного, но драгирование и геофизические работы, а также наблюдения на островах дают дополнительную информацию о составе и строении отложений.

Императорский хребет представляет собою цепочку сложно построенных подводных гор и гайотов — остатков потухших вулканов, нивелированных абразией и покрытых шапкой осадочных пород. Многие вулканы в прошлом были наземными (островными) и на них сохранились следы латеритного выветривания. Фундамент хребта осложнен сбросовыми эскарпами и грабенами, что, как и вулканический рельеф, сказывается на мощности и составе отложений. У крутых склонов подводных гор обычны оползневые и обвальные накопления.

С вулканическими поднятиями связаны рифы — окаймляющие и атоллы — со всеми присущими им фациями (банково-рифовый комплекс). Особенностью рифов на Императорских горах является состав рифостроителей; это в основном мшанково-водорослевые биогермы, с незначительным количеством кораллов. Среди водорослей много желваковых форм (родолиты). Возраст рифов на разных горах различный, но варьирует в пределах палеоцена—эоцена. Фауна этого интервала отвечает теплым тропическим условиям, хотя северная гора (Суйко) сейчас находится в субарктической зоне (45° с.ш.). Прекращение рифообразования связывают как с погружением плиты, так и продвижением ее к северу.

На пяти горах были пробурены скважины, многие дошли до фундамента (см. рис. 10). На размытой поверхности базальтов вскрыт мелководный карбонатный комплекс, часто содержащий примесь базальтового песка и

гравия; в низу осадочного разреза встречаются базальтовые покровы. На северной, наиболее погруженной горе (Суйко) мелководные известняки с начала миоцена сменились пелагическими; в позднем миоцене в них отмечается появление холодноводных видов; верхняя часть разреза здесь представлена диатомово-карбонатным комплексом, отражающим продвижение плиты в пределы северного пояса кременакопления.

Поднятие характеризуется очень изменчивой мощностью отложений. Биогермы (до 150 м) соседствуют с депрессиями, где осадки достигают 200 и даже 500 м, а на некоторых гребнях их <30 м. Характерны размыты и хватусы (см. рис. 10). Главный из них доплиоценовый, с которым связано повсеместное отсутствие олигоцена, а иногда и верхней части эоцена [53].

Гавайский архипелаг испытал длительный и неравномерное погружение, сочетающееся с конструктивным вулканическим процессом, создавшими сложный контрастный рельеф. В строении архипелага кроме вулканических пород (главная составляющая) есть и осадочные: наземные фации и мелководные морские — вулканотерригенные и карбонатные; последние представлены рифово-банковыми образованиями, развитыми на вершинах подводных гор и опущенных склоновых террасах.

Первостепенное значение имеют гравитивы, слагающие шлейфы на подводных склонах многих островов и в межостровных депрессиях. Сливаясь, такие шлейфы могут покрывать площадь до 100 000 км², создавая неровный холмисто-грядовый рельеф. Отложения отдельных крупных лавин прослеживаются полосой длиной в 200 км, а площадь их оценивается в 5000 км²; мощность лавинных отложений от 5 м до 2 км и они могут достигать больших глубин (4300—4800 м). Трассируются лавинные осадки разбросанными по дну обломками вулканических пород (редко известняков), достигающими иногда размера крупных блоков [63]. В областях распространения лавинных отложений установлены системы каньонов. Надо полагать, что с ними связано формирование вулканитовых турбидитов.

Архипелаг Лайн представляет сложное сочетание глубоких депрессий с подводными хребтами и горами, увенчанными иногда рифами; некоторые горы лишены осадков, а в депрессиях они могут достигать 700 м.

Кайнозой пройден тремя скважинами (165, 315, 316; рис. 11). В скважинах, расположенных на глубинах 4—4,5 км, разрезы представлены мощными (580—780 м) кремнево-карбонатным и карбонатным комплексами, часто многоцветными; пласты кремней сосредоточены главным образом в палеогене (палеоцен-эоцене). Среди известняков преобладают фораминиферово-нанофоссилиевые, на некоторых интервалах с радиоляриями. Плохая сохранность первичных текстур затрудняет определение механизма формирования отложений, но присутствие фораминиферовых песков, большая скорость седиментации (25—50 Б), а местами и характер сохранившейся слоистости позволяют считать, что донные течения играли большую роль в формировании комплексов. Это подчеркивается присутствием хватусов и интервалов с переотложенными формами. Сохранность раковин в разрезе не одинакова, местами со следами растворения. Очевидно отложения формировались выше КГК, вблизи границы лизоклина.

На большей глубине, близ северо-западной окраины хребта (скв. 165,

глубина 5040 м) вскрыта толща среднего эоцена—олигоцена (250 м), залегающая на породах верхнего мела. Палеоцен, нижний эоцен и неоген отсутствуют; миоценовые формы обнаружены в небольшом верхнем слое четвертичных отложений, местами заполняющих мелкие депрессии. Разрез представлен кремнисто (радиоляриево)-карбонатным комплексом, причем радиоляриевые осадки особенно обильны в эоцене. На многих интервалах отмечаются признаки донных течений (турбидиты, контуриты) и переотложения скелетного материала — как мелководного (моллюски, мшанки и др.), так и батинального; возраст переотложенных остатков позднемеловой, полеоценовый и эоценовый; здесь же присутствует небольшая примесь вулканитового песка. Скорость седиментации оценивается в 10—18 Б. Сейчас участок находится на глубине >5 км, т.е. ниже КГК (абиссаль); предполагают, что в палеогене существовали те же глубины и "фоновые", автохтонные осадки представляли собой кремнистые (радиоляриевые) илы, карбонатный же материал целиком "аллотигенный" [79]. Однако обилие нанофоссилий илов указывает скорее на талассобатинальную обстановку в палеогене; возможно лишь в среднем эоцене, когда радиоляриевые осадки преобладали, имело место либо углубление участка, либо поднятие уровня КГК.

Юго-восточнее архипелага Лайн находится поднятие Туамоту, тоже состоящее из подводных гор, многочисленных атоллов и островов. В одном из открытых трогов, расположенных на хребте, скважина (318, глубина 2659 м) вскрыла около 750 м кайнозоя (см. рис. 11). Нижняя, эоценовая часть разреза (около 200 м) представлена турбидитным комплексом, в котором вулканитовые песчаники с примесью мелководного раковинного детрита чередуются с микритовыми известняками и мергелями; отмечаются обломки рифогенных известняков, особенно обильных в нижней части толщи. Выше развиты довольно однообразные карбонатные фораминиферо-нанофоссилийевые отложения, среди которых на отдельных интервалах отмечаются турбидитно-контуритные пачки. Все это талассобатинальные образования, причем до среднего миоцена дно трога располагалось ниже лизоклина (явления растворения), а в позднем миоцене и плиоцене — выше последнего. На таком однообразном фоне резко выделяется пласт брекчии, состоящей из обломков разнообразных вулканических пород, известняков и раковинного детрита; брекчия отмечает hiatus между нижним и средним миоценом. В самом верху разреза (квартер) появляется пачка известняков с обломками рифогенных пород, раковинного детрита и вулканитового песка; материал переотложен и включает формы от эоцена до плейстоцена.

На Срединно-Тихоокеанских горах мощность кайнозоя меняется от первых десятков метров до 230 м (скв. 463, 313, 171). Отложения представлены карбонатными и кремнево-карбонатными комплексами, причем последний опять сосредоточен в палеоцене и эоцене (рис. 12).

В депрессиях среди гор большое распространение имеют турбидитно-контуритные фации (скв. 313), образованные в значительной мере осадком, снесенным с соседних гайотов. Весьма широко проявлено переотложение материала из более древних слоев, включая верхнемеловые. Скорости седиментации небольшие (0,5—10 Б). На склонах гор и у их

подножий местами наблюдаются неслоистые накопления грубой вулканитовой и известняковой кластики.

В целом для архипелагов характерны большие фациальные изменения отложений, определяемые главным образом батиметрией. С высокими подводными горами и хребтами связаны рифы и мелководные скелетные известняки, часто с примесью вулканитовой кластики. На Императорском архипелаге такие отложения формировались, судя по скважинам, на глубинах 1300—1485 м (см. рис. 9); по-видимому, это нижний предел их распространения. На более погруженных возвышенностях (2—3 км ниже уровня моря) встречены талассобатиальные карбонатные комплексы, в которых на некоторых уровнях отмечается переотложенный более древний материал (скв. 171, 463, 318) и хиатусы (см. рис. 11, 12). Очевидно, и то и другое связано с понижениями уровня океана и с локальными тектоническими перестройками. Глубокие депрессии между горами (3,5—5 км) заполнялись мощными толщами контуритов и турбидитов, как бы "наращивающих" турбидитные комплексы мела.

Приведенный материал показывает, что для каждого типа структур характерен определенный набор фациальных комплексов. Кайнозой крупных котловин образован в основном абиссальными комплексами: эвпелагических глин, кремнисто-глинистым и кремнистым (радиоляриевым), причем последний уже с палеогена тяготеет к западной части экваториального пояса; на северо-западе с начала неогена появляется диатомово-глинистая фация, "падающая" в современный северный пояс диатомового кремне-накопления. В малых котловинах кроме абиссальных комплексов присутствуют и талассобатиальные кремнево-карбонатные, а местами большое значение имеют турбидитно-контуритные. На поднятиях отложения разнообразней и изменчивей. Здесь присутствуют комплексы: мелководные (рифогенные, обломочно-раковинные), турбидитные, талассобатиальные, карбонатные и кремнисто-карбонатные. В целом основные латеральные изменения фациальных типов отложений и их ассоциаций контролируются морфоструктурными особенностями талассогена, прежде всего батиметрическими, а также широтной климатической зональностью, с которой связана общая циркуляция водной массы океана.

Для кайнозоя характерны такие глобальные события как эвстатические и климатические флуктуации. Посмотрим как они отразились на строении осадочного чехла. Климатические изменения достаточно хорошо установлены палеонтологическими и геохимическими (изотопные исследования) методами. Самая теплая эпоха кайнозоя — эоценовая; потепление произошло в начале эоцена, а климатический оптимум падает на начало позднего эоцена. Эпизоды похолодания имели место на рубеже раннего—среднего эоцена и трижды в олигоцене; в неогене они фиксируются в миоцене (15—13, 10,5, 10—9, 7,5 млн лет т.н.), на рубеже миоцен—плиоцен и в позднем плиоцене; квартал — время частых климатических флуктуаций.

Колебания уровня океана в кайнозой отличались разной амплитудой, продолжительностью и частотой. Проходили они на фоне общей "регрессивной тенденции" [50] и довольно хорошо совпадают с климатическими флуктуациями (во всяком случае с олигоцене), что свидетельствует, по-видимому, о большой роли гляциально индуцируемой эвстатики. Сравни-

тельно высокий уровень океана относится к палеоцену (кроме некоторых интервалов), к среднему эоцену, раннему олигоцену, к раннему и среднему миоцену; низкий уровень отмечается на рубеже палеоцена и эоцена, в конце раннего и в позднем эоцене, в позднем олигоцене, на рубеже раннего и среднего миоцена, в позднем миоцене и в плиоцен-квартере. Наиболее беспокойные в отношении колебаний уровня моря были: конец палеоцена—ранний эоцен, поздний эоцен, поздний олигоцен, начало среднего и поздний миоцен, и особенно плиоцен—квартер; последний интервал по частоте флуктуаций похож на раннеэоценовый. Повышения уровня моря (трансгрессивная фаза) соответствуют эпизодам потепления, а понижения — похолоданиям (см. ниже).

Для кайнозоя характерно обилие хиатусов. Проблеме океанских перерывов посвящены специальные работы [1, 76 и др.]. Наиболее крупные эпизоды хиатусообразования относятся к началу кайнозоя, к середине эоцена, рубежам эоцен—олигоцен (субглобальный хиатус) и олигоцен—миоцен, к концу среднего и началу позднего миоцена, рубежу плиоцена и плейстоцена. Эрозия обусловлена перемещением глубокой водной массы вдоль батиметрических контуров из южной гемисферы через депрессии между Маршалловыми островами и Срединно-Тихоокеанскими горами на север талассогена [76].

Перерывы присутствуют как в котловинах, так и на поднятиях, причем на возвышенностях (Шатского, Хесса и др.) разрезы могут быть полнее, чем на склонах и в соседних котловинах. Точно установить время и продолжительность перерыва, как правило, трудно, поэтому корреляция их с климатическими и эвстатическими колебаниями может быть в известной мере лишь приблизительной. Чаще перерывы концентрируются в интервалах, отмечаемых похолоданием и понижением уровня моря. Однако последнее обстоятельство редко, и только на поднятиях (архипелагах), непосредственно определяло размыв. Как правило хиатусы связаны с оживлением океанской циркуляции и усилением эрозии — механической (смыв осадка) и химической (корродирующее действие донных вод).

В объемном отношении в кайнозойском чехле талассогена преобладают талассобатинальные карбонатные и кремнево-карбонатные комплексы, но по распространению на площади большое значение имеют и абиссальные отложения. В вертикальном разрезе чехла они концентрируются преимущественно в верхней неоген-четвертичной его части и лишь сравнительно редко присутствуют в палеогене. Типичные абиссальные фации представлены конденсированными разрезами и в них почти отсутствуют стратиграфические реперы, поэтому трудно коррелировать отложения с глобальными событиями кайнозоя. Вместе с тем обращает на себя внимание следующее обстоятельство: неоген-четвертичный интервал характеризуется многочисленными флуктуациями уровня моря, происходящими на фоне отчетливо выраженной регрессии и это совпадает с широким распространением абиссальных осадков в котловинах (см. ниже), т.е. с их оседанием и увеличением глубины океана.

Строение кайнозойского чехла определяется также "стратиграфическим распределением" кремнисто-карбонатных и кремнистых комплексов. Известно, что эоцен — время увеличения кремненакопления в океанах,

пик которого относится к концу раннего— началу среднего эоцена. Обилие кремней в этом интервале выделяется на сейсмоакустических профилях как горизонт А^с. В рассматриваемой области он представлен чередованием кремней и известняков (литифицированные породы). Хотя в ее пределах кремнисто-известняковые комплексы, включая и слабо литифицированные (порцелланитово-меловые), встречаются во всех подразделениях кайнозоя, в палеогене, особенно эоцене, их действительно больше.

Следующие основные выводы можно сделать из рассмотренного материала.

1. На протяжении всего периода формирования осадочного чехла (от начала мела до квартера), несмотря на латеральные перемещения и ротацию плит, общая, принципиальная схема соотношения отложений главных морфоструктурных элементов (котловин и поднятий) сохранилась. Котловинные комплексы кайнозоя наследуют таковые мела; то же относится к поднятиям, особенно древним, глыбовым. Многие крупные системы современных подводных гор и атоллов сейчас находятся там же, где в мелу располагались архипелаги вулканов и рифов (Маркус-Неккер, Маршалловый, Лайн).

2. Основными тенденциями развития талассогена были погружение плит и горизонтальное их перемещение относительно современного экватора, отразившееся на составе и строении чехла.

Погружение разных участков не было синхронным и одинаково интенсивным, но тенденция выражена отчетливо, причем как на поднятиях, так и в котловинах [10]. Это хорошо иллюстрируют данные, полученные с помощью фораминиферового анализа, разработанного для установления палеоглубин. Согласно некоторым данным за последние 70 млн лет в рассматриваемом регионе амплитуда опусканий была от 700 почти до 1500 м [6 и др.]. Погружение не всегда одинаково четко отражено в разрезах. Оно ярко проявляется там, где мелководные отложения сменяются талассобатальными (см. рис. 3, 4) или последние — абиссальными (см. рис. 2), но среди однообразных фораминиферо-кокколитовых толщ, — особенно если они представлены контуритными или турбидитными комплексами, — выступает менее отчетливо.

То же относится и к горизонтальным перемещениям, устанавливаемыми главным образом геофизическими методами, но улавливаемым и по смене фаций, особенно там, где движущаяся плита пересекала разные широтно-климатические зоны (см. рис. 2, 6, 7).

Хотя, согласно плейттектонической гипотезе, ведущим процессом является горизонтальное перемещение плит и их опускание с удалением от спрединговых хребтов, немалое значение в океанах имели и вертикальные движения, влиявшие на рельеф и седиментацию. Это относится, прежде всего, к образованию крупных сводовых поднятий [16, 70], ярко выраженных в пределах рассматриваемого талассогена, особенно в его южной половине. С ними связан интенсивный внутриплитный вулканизм. Поднятия эти (включая вулканические сооружения) могли, по мнению некоторых исследователей [70], стимулировать глобальные трансгрессии в большей степени, чем постулируемое увеличение скоростей спрединга.

На седиментации сказывались и менее крупные вертикальные движе-

ния, имеющие локальное распространение. Это разломы, морфологически выраженные эскарпами, у подножия которых наблюдаются обвальноподолзневые накопления. На платообразных возвышенностях такие разломы создают депрессии, выполненные обычно турбидитами. Результатом вертикальных "положительных движений", видимо, являются некоторые современные острова, на которых обнажены меловые породы.

3. Для талассогена характерно очень широкое распространение известняков, причем не только обычных пелагических, но и мелководных, в том числе рифогенных. Большое значение имеют турбидиты и конгуриты, местами слагающие существенную часть осадочного чехла. Известняковых турбидитов особенно много в кайнозое. Отчасти это связано с многократным падением уровня океана, сопровождаемым эрозией и абразией подводных возвышенностей [2, 79, 58], а отчасти тектоническими поднятиями, выведившими в зону размыва древние породы (меловые). Для верхнего мела характерны не только карбонатные, но и вулканитовые турбидиты.

4. Мощность осадочного чехла меняется от 100—200 м (реже меньше) до 700—1000 м. Изменения определяются стратиграфическим объемом чехла (возрастом фундамента), фациальной природой осадков и количеством перерывов. Резкие изменения могут происходить в пределах одной структуры.

5. На осадкообразование существенное влияние (прямое и косвенное — через рельеф) оказывал внутриплитный вулканизм, создававший многочисленные подводные и надводные постройки. Особенно интенсивно он проявлялся в мелу. Эрупции не были вполне одновременными, но кульминации обычно относятся к апту (около 110 млн лет т.н.) и кампан-маастрихту (95—70 млн лет т.н.). Вулканизм сопровождался образованием рифов. Большая часть последних относится к альб-сеноману и кампан-маастрихту (см. рис. 6). Между поздним мелом и неогеном отмечается спад внутриплитного вулканизма и рифообразования²¹. В неогене начинается второй его этап. Прекращение вулканической деятельности сопровождалось разрушением наземных вулканов и формированием вулканотерригенной кластики. Вулканизм проявлялся в виде лавовых потоков и силлов, а также в формировании обильной гялокластики, указывающей на большую роль подводных излияний. Гялокластика разносилась течениями по большой площади и участвовала в глинообразовании и формировании цеолитов. Вулканитовый обломочный материал, как мы видели, являлся существенным или главным компонентом многих турбидитов, причем обломки меловых пород могли быть источником для формирования не только меловых, но и палеогеновых турбидитов.

С внутриплитным щелочным вулканизмом связана пространственно (вероятно и генетически) метасоматическая фосфатизация известняков и образование железо-марганцевых корок.

6. Одна из особенностей седиментации — незначительная роль континентального терригенного обломочного материала (не глинистого) и пиро-

²¹ Тем не менее бурение на атолле Энветак (Маршалловый архипелаг) вскрыло базальтовую постройку эоценового возраста, на которой развиты среднеэоценовые рифы [57].

кластики из окаймляющих талассоген островодужных вулканов. Заметную роль последняя играет лишь в неоген-четвертичных толщах северо-западных районов.

7. В мелу и кайнозое присутствуют в общем сходные комплексы отложений, но "объемное значение" их не одинаково. Абиссальных отложений в кайнозое больше, чем в мелу. Так, по данным скважин, в Северо-Западной котловине абиссальные комплексы (эвпелагических глин и кремнисто-глинистый) составляют в мелу 44%, а в кайнозое почти 100%; в Центральной котловине соответственно — 27 и 47%; в Восточно-Марианской — 8 и 42%. Среди талассобатинальных образований в мелу кремнево (радиоляриево)-карбонатные комплексы преобладают над карбонатными. Так, на поднятии Шатского кремнево-карбонатные комплексы составляют в мелу около 93% разреза, а в кайнозое около 4%; на поднятии Хесса соответствующие значения 54,5 и 26%, на поднятии Магеллана — 71 (контуриты) и 12% (цифры приближенные, но отражающие тенденцию).

В целом для Западно-Тихоокеанского талассогена характерны: контрастный рельеф, обилие сводовых поднятий, с которым в огромных масштабах связан внутриплитный вулканизм и рифообразование; широкое распространение талассобатинальных кремнево-карбонатных и карбонатных фаций; большое значение контуритов и турбидитов — известняковых и вулканокластических; хиатусы.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАЛАССОГЕН

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МОРФОЛОГИИ И СТРУКТУРЕ

Талассоген рассматривается в границах, очерченных Ю.М. Пушаровским [16]. На севере это Алеутская дуга с желобом, на востоке — окраина Северной Америки и фланг Восточно-Тихоокеанского поднятия, на юге — Полинезийский свод, на западе — "Великий тихоокеанский геораздел" [9] или "Главная диагональ Тихого океана" [31].

Тектоническое строение и рельеф ложа этой части океана освещены в ряде фундаментальных сводных работ [5, 16, 30, 31 и др.] и в отчетах по глубоководному бурению. В целом талассоген представляет собою самую крупную в мире котловину (Северо-Восточную) или, скорее, огромную наклонную к западу "моноклираль", довольно сложно сочетающуюся с Северо-Западным талассогеном. В меридиональном направлении котловина достигает 9000 км, в широтном — 4500 км: обширные пространства имеют глубину 4500—5000 м, но местами 6000 м; к востоку и югу глубины постепенно уменьшаются. Ложе котловины неровное: участки с подводным холмисто-грядовым рельефом соседствуют с впадинами, дно которых в разной степени выравнено осадками; это особенно хорошо выражено в северной части региона, где широко распространены мощные накопления турбидитов; местами здесь установлены распределительные каналы фенев [49]. Холмы и гряды обычно небольшие (2—10 км) и невысокие (50—300 м), с крутыми склонами, осложненными эскарпами и

террасами; на некоторых участках наблюдаются ряды островершинных вулканических гор, высотой до 1000 м, крутые склоны и вершины которых лишены осадков; у подошвы гор встречаются скопления угловатых обломков, форма которых указывает на фрагментацию подушечных лав [44].

Существенное влияние на осадкообразование оказывает характер восточного обрамления. В северной половине талассоген граничит с континентом, где расположены крупные реки — поставщики больших масс терригенного материала. Южнее Калифорнийского залива границей талассогена является Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) — крупная спрединговая структура — место излияния базальтов и интенсивной гидротермальной деятельности. Ширина 500—1300 км (по изобате 4000 м), хребтовая зона оконтуривается изобатой 3000 м, но отдельные вершины достигают глубины 1500—1700 м [5, 30, 31]. Западнее северной части ВТП, на меридиане южного окончания п-ова Калифорния, установлена древняя ось спрединга (до позднемiocеновая), выраженная в рельефе цепью подводных гор Математиков и Клишпертон.

Магнитное поле талассогена отличается упорядоченностью. Оно характеризуется системой субмеридиональных линейных аномалий (2—32), связанных со спредингом (ВТП). Только на севере котловины аномалии, начиная с 24 (конец палеоцена), резко меняют простирание на субширотное, отвечающее положению исчезнувшего спредингового хребта Пацифик-Кула. Изменение простирания аномалий создало "Большой магнитный изгиб", интерпретируемый как реликт тройного сочленения осей спрединга, разделявших плиты: Тихоокеанскую, Кула и Фараллон. Считается, что плита Кула была полностью поглощена в Алеутском желобе; исчезновение Кула-Тихоокеанского хребта позволило уже в палеогене проникать в абиссальную котловину турбидных потоков, питаемых Аляской [31].

Одной из особенностей талассогена является присутствие гигантских субширотных разломов, "рассекающих" его на сегменты или блоки (см. рис. 1). Протяженность разломов разная, крупные достигают 4—5 тыс. км, прослеживаясь от материкового подножия до границы с Западным талассогеном и, возможно, проникая иногда в его пределы. Тектоническое строение разломов рассмотрено в специальной статье Ю.М. Пущаровского с соавторами [17]. В общих чертах разломы представляют собою неширокие зоны (от первых десятков до первых сотен километров), выраженные эшелонами узких и глубоких (до 5—6,5 км) трогов, поразному сочетающихся с грядами и хребтами; перепад глубин может достигать 2—2,5 км; наблюдаются крутые (30°) уступы, высотой 1,5—2,5 км, иногда прослеживаемые на 1000 км. К востоку зоны сужаются, рельеф становится контрастнее и появляются острова с трахитами и щелочными базальтами. В глубокой части уступов драгированием установлены тектонизированные породы океанической коры (базальты, долериты, габброиды, серпентинизированные ультрамафиты). По обе стороны каждого разлома меридиональные магнитные аномалии смещены одна относительно другой на разные расстояния (сдвиги). Для крупных разломов указаны следующие амплитуды горизонтального смещения:

кластики из окаймляющих талассоген островодужных вулканов. Заметную роль последняя играет лишь в неоген-четвертичных толщах северо-западных районов.

7. В мелу и кайнозое присутствуют в общем сходные комплексы отложений, но "объемное значение" их не одинаково. Абиссальных отложений в кайнозое больше, чем в мелу. Так, по данным скважин, в Северо-Западной котловине абиссальные комплексы (эвпелагических глин и кремнисто-глинистый) составляют в мелу 44%, а в кайнозое почти 100%; в Центральной котловине соответственно — 27 и 47%; в Восточно-Марианской — 8 и 42%. Среди талассобатиальных образований в мелу кремнево (радиоляриево)-карбонатные комплексы преобладают над карбонатными. Так, на поднятии Шатского кремнево-карбонатные комплексы составляют в мелу около 93% разреза, а в кайнозое около 4%; на поднятии Хесса соответствующие значения 54,5 и 26%, на поднятии Магеллана — 71 (контуриты) и 12% (цифры приближенные, но отражающие тенденцию).

В целом для Западно-Тихоокеанского талассогена характерны: контрастный рельеф, обилие сводовых поднятий, с которым в огромных масштабах связан внутриплитный вулканизм и рифообразование; широкое распространение талассобатиальных кремнево-карбонатных и карбонатных фаций; большое значение контуритов и турбидитов — известняковых и вулканокластических; хиатусы.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАЛАССОГЕН

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МОРФОЛОГИИ И СТРУКТУРЕ

Талассоген рассматривается в границах, очерченных Ю.М. Пуцаровским [16]. На севере это Алеутская дуга с желобом, на востоке — окраина Северной Америки и фланг Восточно-Тихоокеанского поднятия, на юге — Полинезийский свод, на западе — "Великий тихоокеанский геораздел" [9] или "Главная диагональ Тихого океана" [31].

Тектоническое строение и рельеф ложа этой части океана освещены в ряде фундаментальных сводных работ [5, 16, 30, 31 и др.] и в отчетах по глубоководному бурению. В целом талассоген представляет собою самую крупную в мире котловину (Северо-Восточную) или, скорее, огромную наклонную к западу "моноклираль", довольно сложно сочетающуюся с Северо-Западным талассогеном. В меридиональном направлении котловина достигает 9000 км, в широтном — 4500 км: обширные пространства имеют глубину 4500—5000 м, но местами 6000 м; к востоку и югу глубины постепенно уменьшаются. Ложе котловины неровное: участки с подводным холмисто-грядовым рельефом соседствуют с впадинами, дно которых в разной степени выравнено осадками; это особенно хорошо выражено в северной части региона, где широко распространены мощные накопления турбидитов; местами здесь установлены распределительные каналы фенев [49]. Холмы и гряды обычно небольшие (2—10 км) и невысокие (50—300 м), с крутыми склонами, осложненными эскарпами и

террасами; на некоторых участках наблюдаются ряды островершинных вулканических гор, высотой до 1000 м, крутые склоны и вершины которых лишены осадков; у подошвы гор встречаются скопления угловатых обломков, форма которых указывает на фрагментацию подушечных лав [44].

Существенное влияние на осадкообразование оказывает характер восточного обрамления. В северной половине талассоген граничит с континентом, где расположены крупные реки — поставщики больших масс терригенного материала. Южнее Калифорнийского залива границей талассогена является Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) — крупная спрединговая структура — место излияния базальтов и интенсивной гидротермальной деятельности. Ширина 500—1300 км (по изобате 4000 м), хребтовая зона оконтуривается изобатой 3000 м, но отдельные вершины достигают глубины 1500—1700 м [5, 30, 31]. Западнее северной части ВТП, на меридиане южного окончания п-ова Калифорния, установлена древняя ось спрединга (до позднемiocеновая), выраженная в рельефе цепью подводных гор Математиков и Клиппертон.

Магнитное поле талассогена отличается упорядоченностью. Оно характеризуется системой субмеридиональных линейных аномалий (2—32), связанных со спредингом (ВТП). Только на севере котловины аномалии, начиная с 24 (конец палеоцена), резко меняют простирание на субширотное, отвечающее положению исчезнувшего спредингового хребта Пацифик-Кула. Изменение простирания аномалий создало "Большой магнитный изгиб", интерпретируемый как реликт тройного сочленения осей спрединга, разделявших плиты: Тихоокеанскую, Кула и Фараллон. Считается, что плита Кула была полностью поглощена в Алеутском желобе; исчезновение Кула-Тихоокеанского хребта позволило уже в палеогене проникать в абиссальную котловину турбидных потоков, питаемых Аляской [31].

Одной из особенностей талассогена является присутствие гигантских субширотных разломов, "рассекающих" его на сегменты или блоки (см. рис. 1). Протяженность разломов разная, крупные достигают 4—5 тыс. км, прослеживаясь от материкового подножия до границы с Западным талассогеном и, возможно, проникая иногда в его пределы. Тектоническое строение разломов рассмотрено в специальной статье Ю.М. Пущаровского с соавторами [17]. В общих чертах разломы представляют собою неширокие зоны (от первых десятков до первых сотен километров), выраженные эшелонами узких и глубоких (до 5—6,5 км) трогов, поразному сочетающихся с грядами и хребтами; перепад глубин может достигать 2—2,5 км; наблюдаются крутые (30°) уступы, высотой 1,5—2,5 км, иногда прослеживаемые на 1000 км. К востоку зоны сужаются, рельеф становится контрастнее и появляются острова с трахитами и щелочными базальтами. В глубокой части уступов драгированием установлены тектонизированные породы океанической коры (базальты, долериты, габброиды, серпентинизированные ультрамафиты). По обе стороны каждого разлома меридиональные магнитные аномалии смещены одна относительно другой на разные расстояния (сдвиги). Для крупных разломов указаны следующие амплитуды горизонтального смещения:

260 км (разлом Пионер), 150—680 км (Меррей) и 1140 км (Мендосино) [5].

Межразломные блоки отличаются рельефом дна; на одних он высокохолмистый с подводными вулканическими горами, порой высокими (блок Меррей-Молокаи), на других — пологохолмистый (блок Клариян-Клишпертон) или даже выражен холмистой равниной. Поверхность блоков находится на разных уровнях. Так, дно к северу от разлома Молокаи расположено на несколько сотен метров выше, чем к югу от него; по разлому Меррей северный блок опущен относительно южного на 300—500 м, а по разлому Мендосино южный блок находится ниже северного на 1000 км. Это указывает на большую роль вертикальных перемещений по разломам, представляющим собой таким образом крупные сбросо-сдвиги [5].

В северо-западной части талассогена существуют две крупные разломные зоны: Императорская и Чинук, не входящие в рассмотренную систему разломов. Изучены они еще недостаточно, но привлекают большое внимание в связи с палеотектоническими реконструкциями.

Императорский разлом рассматривается как граница раздела Западного и Восточного талассогенов на севере. Разлом выражен глубоким (6200—7900 м) трогом северо-западного простирания (см. рис. 1); длина его 2500 км, ширина обычно 50—150 км, местами до 300 км. Дно плоское, по обе стороны осложненное узкими грядами; перепады глубин до 3500 м. Драгированием обнаружены толеитовые базальты и их гиалокластиты, долериты и габброиды. Породы северо-восточного борта подняты на более высокий гипсометрический уровень по сравнению с юго-западным [20]. Разлом расположен в области спокойного магнитного поля; предполагается позднемеловой возраст фундамента. Широтные магнитные аномалии Большого магнитного изгиба вблизи трога исчезают. Для понимания тектонической эволюции северной части Тихого океана структурная интерпретация Императорского трога имеет большое значение, но единой точки зрения в этом отношении нет [75]. Одни рассматривают разлом как "заброшенный" низко- или среднескоростной спрединговый хребет, сходный с Новокантонским и Магеллановым [64], другие — как относительно молодой правый сдвиг [17]; иногда его считают сегментом протяженной системы трансформных разломов, разделивших Тихоокеанскую плиту на две части (соответствующие двум талассогенам); амплитуда сдвига оценивается в 1700 км. Отдельные сегменты системы не располагаются строго на одной линии, что связывают с влиянием разломов Молокаи и Мендосино [31], хотя существуют и другие объяснения.

Примерно от середины Императорского трога отходит разлом Чинук северо—северо-восточного направления, представляющий собою глубокий трог или желоб (6150—7150 м); длина его 1300 км, ширина 100—250 км. Рельеф желоба осложнен узкими гребнями, высотой 300—500 м. Установлено, что он состоит из шести дискретных отрезков широтного простирания. Разломную зону Чинук относят либо к трансформному разлому, либо к "шраму", оставленному прежним спрединговым хребтом, расположенным южнее плиты Кула [64].

В Восточном талассогене нет таких крупных внутриокеанических поднятий, как в Западном. Наиболее выделяющимися поднятиями явля-

ются: Музыкантов, Гагарина, Маркизские, причем все они тяготеют к западной части талассогена.

Поднятие Музыкантов расположено восточнее Гавайского архипелага и состоит из двух обособленных частей, разделенных широкой депрессией, оконтуренной изобатой 5500 м [65]. На юге поднятие представлено десятками вулканических подводных гор, образующих системы хребтов преимущественно широтного простирания и цепочки гор северо-западного простирания. Горы имеют размер 25—40 км в поперечнике, достигая в отдельных случаях 80 км. Высота их в среднем 3 км, самая высокая поднимается до глубины 1582 м. Ни одна из гор не имеет плоской вершины, т.е. никогда не достигала уровня моря. Горы расположены на фланге Гавайского свода и, вероятно, их следует относить к Западному талассогену.

На севере в систему гор Музыкантов включена возвышенность, получившая название "Горст Музыкантов". Это неправильно-изометричная структура, длиной около 550 км, поднимающаяся над дном на несколько сотен метров, ограниченная крутыми уступами. Поверхность возвышенности увенчана несколькими вулканическими постройками. Морфологически и структурно она отличается от южной части системы и условно относится к глыбовым поднятиям (см. рис. 1).

Горы Гагарина расположены вблизи южного окончания хр. Лайн, отделяясь от него депрессиями. Поднятие имеет запад—северо-западное простирание и представлено системой пологих возвышенностей, разделенных узкими депрессиями; некоторые горы достигают глубины 2000 м.

Маркизское островное поднятие находится северо-восточнее архипелага Туамоту и по изобате 4500 м имеет размеры 850 × 850 км. На цоколе поднятия расположены банки и несколько островов высотой до 1265 м. Установлено три цикла плиоценового вулканизма: 1) излияние слабо дифференцированных базальтов, 2) базальтовые и трахитовые излияния и эксплозии и 3) внедрение даек и интрузий от базальтов до трахитов.

Все перечисленные поднятия находятся в относительной близости от крупных вулканических архипелагов, расположенных на востоке Западного талассогена. Хотя информация о поднятиях небольшая, имеющиеся сведения о морфологии и вулканизме указывают на черты сходства с архипелагами (кроме горста Музыкантов).

Таким образом, раздел между талассогенами представляет собою хотя и узкую (по океанским масштабам), но переходного типа зону, с чертами обоих талассогенов. Это выражено не только присутствием поднятий в западной части Восточного талассогена, но и возрастом фундамента. Так, на участке к востоку от хр. Лайн (скв. 164) этот возраст оценивается в 100—150 млн, а далее к востоку (скв. 163) — в 74 млн. В основании осадочного чехла здесь развиты меловые породы, что для Восточного талассогена не характерно.

Набор фациальных комплексов здесь отличается от такового Западно-Тихоокеанского талассогена, хотя некоторые широко распространенные преимущественно пелагические отложения в обоих регионах сходны. Для восточного талассогена характерны комплексы: терригенные (песчано-глинистые и глинистые), терригенно-кремнистые и терригенно-карбонатные, кремнисто-карбонатные, карбонатные и эвпелагических глин (с разновидностями карбонатно- и кремнисто-глинистой); меньшее значение имеет вулканотерригенный комплекс; особыми являются базальтовые (офиолитовые) эдафогены.

По обстановке образования различаются: периферическая зона (охватывающая бордерленд, материковый склон и его подножие, а иногда и участки абиссальных равнин) и внутренняя (талассобатиальная и абиссальная).

Комплексы периферии океана включают вулканотерригенный, терригенные (песчано-глинистый и гемипелагических глин) и кремнисто-терригенный.

Вулканотерригенный комплекс имеет локальное распространение и встречен в пределах Калифорнийского бордерленда — на его внешней окраине (скв. 468, 469) и на внутренних поднятиях (островах)²². Это толщи темно-оливковых алевритистых глин с прослоями пепловых туфов, песчаников, конгломератов и брекчий; материал базальтовый, андезитовый и дацитовый с небольшой и неповсеместной примесью галек осадочных пород, а также скелетных обломков (моллюски, бриозоа). Отмечаются слоистость, иногда линзовидная, и биотурбации. В песчаниках присутствуют цеолиты и глауконит (до 7%), а в глинах примесь доломита, иногда большая (до 60%). Местами встречаются экстрезивные базальты и силлы диабазы. Мощность комплекса (по данным скважин) до 180 м; $V_{\text{сед.}}$ — 100 Б [82].

Терригенные песчано-глинистые комплексы представлены двумя типами, сформированными в разных обстановках: в открытой части океана и в пределах бордерленда.

Первый можно определить как турбидитовый или флишоидный (по сходству с отложениями в складчатых областях континентов). Он выражен толщами неравномерного чередования песков, алевритов и глин (скв. 35, 174, 175, 183 и др.). Отложения зеленоцветные разных оттенков: от оливково-серых до темно-зеленых. Различаются толщи более грубого и более тонкого состава.

В относительно грубых флишоидах средне- и мелкозернистые пески и алевриты чередуются с алевритистыми глинами. На одних интервалах преобладают пески (до 62%), на других — глины, а иногда и те и другие находятся в соизмеримых количествах (слои песчаников, например, имеют толщину 1—10 см, а разделяющие глины — 5—10 см). Характерна асимметрично-ритмичная стратификация с градиционным распределением

²² В пределах бордерленда и на соседних участках континента вулканизм имел место от 13 до 24 млн лет назад с максимальным проявлением в интервале 13—16 млн лет [82].

материала и резкими нижними контактами ритмов, местами осложненными знаками внедрения; иногда в основании наблюдается скопление глинистых галек. Отмечаются все интервалы турбидитной модели, но чаще нижние ее члены (а, б) отсутствуют. Мощность ритмов разная: от 5 см до первых метров. Кроме турбидитов присутствуют прослой хорошо сортированных песков и алевроитов (контуриты).

Состав кластики меняется от разреза к разрезу, но она всегда полимиктовая: это — кварц, слюда, полевые шпаты, плагиоклазы, обломки метаморфических (кварциты, сланцы) и вулканических пород (от базальтов до риолитов); аксессуарные минералы — биотит, роговая обманка, пироксены и др. Окатанность песчаных зерен обычно плохая, сортировка от слабой до хорошей. Биогенные остатки в целом скудные; кроме пелагических форм встречаются переотложенные с шельфа раковины; довольно часто наблюдаются биотурбации. Скорости седиментации большие: 200 Б, а иногда почти 500 Б (скв. 35). Мощность комплекса 300—600 м.

Отложения связаны с удаленными частями долинно-веерных систем. Одна из вскрытых их скважин (174) находится в 275 км от устья р. Колумбия — поставщика терригенного материала. Глубины океана в местах формирования комплекса достигают 2800—3300 м.

Более "тонкие" флишоиды (скв. 34, 173, 174, 471) представлены оливково- и темно-зелеными глинами, чаще алевроитистыми, но иногда и "чистыми", сланцеватыми. Среди них неравномерно распределены прослой алевроитов, редко встречаются тонкозернистые пески. Биотурбации часто нарушают первичную стратификацию, но там, где она сохранилась, улавливается ритмичность; ритм состоит из крупного алевроита, сменяющегося выше алевроитистой глиной; подошва алевроита резкая. На некоторых интервалах алевроитов нет и алевроитистые глины чередуются с "чистыми". Органические остатки присутствуют чаще, чем в рассмотренных выше отложениях, но не повсеместно. В северных районах (около 40° с.ш. и более высоких; скв. 173, 174) это главным образом диатомовые водоросли, составляющие от 1—5 до 15% осадка [54], а в южных (скв. 471; 23°29' с.ш.) — нанофоссилии, содержание которых в глинах 15—40%; здесь могут присутствовать и прослой известняков. В алевроитах и песках отмечаются переотложенные с шельфа фораминиферы. Скорость седиментации варьирует значительно, но она меньше, чем в более грубых флишоидах (указывается 25 Б, хотя бывает и больше). Мощность комплекса очень разная: от 63 (скв. 471) до 600 м (скв. 174).

Отложения относятся к наиболее дистальным частям веерных систем (глубины океана 3—4 км); они развиты, например, в окраинной части веера Дельгада (скв. 173), переходя в прилегающую к нему депрессию (скв. 34).

Терригенный комплекс бордерленда заметно отличается от предыдущего. Основной фон разрезов и здесь составляют зеленоцветные алевроитистые глины с прослоями песков и алевроитов, но они обычно карбонатны (CaCO_3 14—40%), что определяется примесью фораминифер и скелетного детрита мелководных организмов. Часто отмечается глауконит. Характерно повышенное содержание органического вещества по

сравнению с отложениями прилежащего континентального склона и глубоководной котловины. Пик его содержания относится к местам наименьшей скорости накопления терригенного осадка.

Среди песков различаются и турбидиты и контуриты, но немалую роль играет также разнос материала волнениями и поверхностными течениями. В депрессиях бордерленда, находящихся ближе к континенту, терригенный материал грубее и скорость его накопления выше. Здесь хорошо очерчиваются мелкие конусы выноса и склоновые каналы. На состав отложений влияет не только поступление материала с континента, но и с островов; кроме того, с подводных поднятий тонкие частицы вымываются волнами и течениями, сбрасываясь в соседние депрессии (если вершина поднятия расположена выше базиса действия волн); в результате отложения на поднятиях становятся более грубыми [45].

Мощность комплекса не известна; местами осадочный чехол достигает 3000 м, и, наверное, существенной его частью является терригенный комплекс. Скорость аккумуляции для разных котловин оценивается (в $\text{мг}/\text{см}^2/\text{год}$): от 8,5 (западная котловина) до 123 (восточная)²³. Большие значения связаны с увеличением количества турбидитов [43].

Комплекс гемипелагических глин (скв. 33, 173, 472, 467) сходен с соответствующим комплексом Западного талассогена и связан переходом с вышерассмотренными отложениями. Это толщи зеленоватых в разной степени алевритистых глин, нередко с примесью пепла и пемзы, как рассеянных, так и образующих дискретные слои. Биогенные остатки иногда скудные, а иногда их много. В одних толщах преобладают "кремневые формы": больше всего диатомей, меньше радиолярий и совсем мало силикофлагелят и спикул губок; известковые формы могут при этом почти отсутствовать. В других толщах они составляют существенный компонент биогенной фракции, образуя слой кремнисто-известковых глин.

Мощность комплекса 40—360 м; скорость седиментации обычно небольшая — 5—30 Б — хотя локально достигает 75 и даже 125 Б (скв. 467). Глубина океана в местах формирования отложений 2100 (скв. 467)—4300 м (скв. 33). Наиболее глубокие участки находятся вблизи крупных фендов (например, Дельгада), и, вероятно, часть глинистого материала здесь имеет турбидное происхождение. На седиментацию оказывало влияние и Калифорнийское течение. Комплекс прослеживается на расстоянии до 400 км от побережья (скв. 34).

Кремнисто-терригенный комплекс представлен двумя типами: турбидитным (флишодным) и гемипелагическим.

Первый (скв. 34, 175, 177, 178, 179) образован зеленоцветными глинами с тем или иным количеством (5—50% разреза) песчано-алевритовых и алевритовых прослоев; мощность их 1—50 см, чаще 2—15 см; некоторые интервалы разреза выделяются тонким чередованием хорошо сортированных алевритов (толщина слоев 2 мм—2 см) и глин (2—15 см). Зернистые осадки часто имеют признаки дистальных турбидитов и контуритов. Для комплекса характерно обилие биогенного кремнезема, в

²³ Для сравнения: $V_{\text{сед}}$ для континентального склона, ограничивающего бордерленд, и соседней океанской котловины соответственно 13 и $3,6 \text{ мг}/\text{см}^2/\text{год}$.

основном это остатки диатомовых водорослей. Они обогащают глины, причем нередко их содержание столь велико, что осадок переходит в глинистый диатомит; такие глинисто-кремнистые слои имеют толщину 5—10 см, но достигают и 2—3 м, а иногда слагают пачки до 30 м. От вмещающих глин диатомиты резко не обособлены. Как правило, отложения почти бескарбонатны (CaCO_3 1—7%), но иногда среди них появляются прослой, обогащенные известковым материалом. Это наблюдалось на участке вблизи подводной горы (скв. 179); среди кремнисто-терригенных отложений появляются фораминиферовые пески (турбидиты), а тонкие осадки содержат примесь кокколитов. Очевидно карбонатный материал поступал с вершины местной возвышенности. Мощность флишoidных отложений 120—460 м; $V_{\text{сед.}}$ — 40—60 Б, значения близкие к приводимым для "тонкой" разновидности терригенного флишoidа. Глубина формирования отложений около 4000 м.

Второй тип комплекса можно определить как диатомово-глинистый (скв. 173, 468, 470—472). Это толщи оливково-зеленых и серых осадков, представляющих собою смесь в разных пропорциях глины и остатков диатомовых водорослей (кремнистые глины и глинистые диатомиты); местами много спикул губок и значительна примесь нанофоссилий; в подчиненном количестве встречаются радиолярии и фораминиферы. Глины иногда алевроитисты, есть и пепловый материал, на некоторых интервалах обильный. Осадки в разной степени восстановлены и содержание органического вещества (бассейновое и наземное) изменчиво, достигая высоких значений ($C_{\text{орг}}$ до 5,4% и даже 8%). Отмечаются диагенетические глауконит, пирит и доломит. Мощность отложений относительно небольшая: от первых десятков метров до 100—150 м. Скорость седиментации чаще 5—20 Б, но местами возрастает до 60 Б (скв. 173; материковый склон).

Кремнисто-карбонатный (диатомово-нанофоссилийевый) комплекс (скв. 469, 479) образован известковыми, известково-кремнистыми и кремнистыми илами; они чередуются, но слои их резко не обособлены. Цвета осадков зеленоватые и светло-серые, чем выше содержание карбоната, тем светлей осадок. Нанофоссилии — основная составляющая карбонатной фракции, а диатомей — кремнистой. Фораминиферы обычно присутствуют в незначительном количестве, но в отдельных прослоях могут составлять до 25% осадка. Радиолярий мало (< 5%), местами обильны спикулы губок (до 20%). Некоторые слои содержат заметную примесь глины, но в целом терригенная составляющая небольшая. Отмечается пепел — рассеянный и образующий прослой (до 20 см), глауконит и цеолиты.

Мощность комплекса 40—100 м; $V_{\text{сед.}}$ —10—30 Б. Как самостоятельная фаціальная единица он имеет неширокое распространение (встречен на внешней окраине бордерленда), но характерные для него осадки в подчиненном количестве присутствуют в гемипелагическом кремнисто-глинистом комплексе, с которым он связан переходом и пространственно и композиционно. Формировался комплекс во внешней части периферической зоны океана, выше КГК, на участке, защищенном от наплыва терригенного материала.

Талассобатиальные комплексы представлены карбонатным, кремнисто-карбонатным и глинисто-карбонатным.

Карбонатный комплекс (скв. 69, 71—75, 160, 469, 574, 575), к которому относится выделенная местами "формация Маркизовских Островов" [73], в общих чертах сходен с таковым Западного талассогена, но в нем меньшее значение, как осадкообразующий компонент, имеют фораминиферы; чаще это нанофоссилиевые илы (мел) с небольшим количеством неравномерно рассеянных раковин планктонных фораминифер; их содержание 1—5%, но в определенных разрезах, где глубина океана < 4 км, могут достигать 20—30% (скв. 36, 469). Почти всегда присутствуют остатки радиолярий; их содержание от 1—5 до 25%, в небольших количествах попадаются спикулы губок, силикофлагеллаты и диатомеи. Глинистая и пепловая примесь обычно небольшая. CaCO_3 составляет 70—95%.

Цвета осадков разные. В одних толщах они белые и светло-зеленые или светло-серые (слабо восстановленные), в других — с желтоватым светло-коричневым оттенком (окисленные); в последних иногда наблюдаются железо-марганцевые стяжения, а иногда прослойки цеолитовой глины. Некоторые разновидности комплекса обладают чередованием окисленных и восстановленных слоев, но такие многоцветные отложения более характерны для кремнисто-карбонатных толщ.

Мощность комплекса от первых десятков до 360 м. Скорость седиментации чаще небольшая: 5—10 Б, редко достигает 30—40 Б.

Отложения формировались в пределах талассобатиали, иногда в ее верхней зоне, а иногда в нижней. На флангах ВТП (скв. 598—600) породы отличаются от обычных для комплекса более густой коричневой окраской и во многих слоях повышенным содержанием глины (до 60%), преимущественно смектитового состава; отмечается присутствие вулканического стекла, палагонита, цеолитов и рудных стяжений.

Кремнисто-карбонатный комплекс (скв. 42, 69—74, 77, 79—82, 572—574) образован чередованием известковых и кремнистых осадков. Известковые — состоят из нанофоссилий (50—90%) с примесью радиолярий (5—40%); иногда присутствуют фораминиферы (0—15%, редко до 30%). Основной компонент кремнистых илов — радиолярии (до 90%), причем среди них отмечались и переотложенные более древние формы; почти всегда присутствуют кокколиты (1—50%); незначительно количество диатомей (0—10%); попадаются спикулы губок и остатки рыб. В некоторых разрезах присутствует небольшая примесь глины. В разных толщах соотношение известковых и кремнистых слоев различно; первые иногда составляют 70—80% разреза, но могут преобладать и радиоляриевые илы. Различна и стратификация: мощность слоев в одних случаях варьирует от первых сантиметров до 20, реже 50 см, в других — измеряется первыми метрами.

Характерна "многоцветность" отложений и местами они приобретают "полосатый" облик. Иногда преобладают желтые и коричневые тона, а иногда кроме того наблюдаются белые, светло-серые и зеленоватые. Чем выше карбонатность, тем обычно осадок светлей. Границы между разноокрашенными слоями четкие; иногда смена происходит через пятнистый горизонт, связанный, по-видимому, с биотурбациями.

Местами установлены хиатусы. Мощность комплекса 150—330 м, $V_{\text{сед.}}$ — 8,5—33 Б, но иногда достигают 50—70 Б. Глубина океана в местах развития комплекса 3700—4500 м.

К комплексу относятся выделенные местами: "Клиппертонская Океанская Формация" и "Формация Островов Лайн".

Особым комплексом является глинисто-карбонатный (скв. 159, 162, 597, 598), который можно рассматривать как переходный от талассобатиального к абиссальному. Он состоит из чередования нанофоссилиевых мергелей и глин в разной степени известковистых. Между отложениями разного состава нет резких контактов. Цвета осадков коричневого разных оттенков и, как обычно, чем выше карбонатность, тем светлее осадок, хотя иногда и высококарбонатные разности окрашены в темно-коричневый цвет обильными выделениями железа. Присутствуют железомарганцевые стяжения. В одних разрезах кремнистый компонент почти отсутствует, в других представлен радиоляриями (кремнисто-глинисто-карбонатная разновидность). В глинистых слоях отмечаются цеолиты, палагонит и стекло. Мощность комплекса обычно небольшая — 20—50 м, $V_{\text{сед.}}$ — 3—7 Б, и залегает он выше карбонатного и ниже эвпелагических глин. Глубина океана в местах развития комплекса 3700—4200 м.

Абиссальные комплексы: эвпелагических глин, кремнисто-глинистый и кремнистый.

Первый аналогичен таковому Западного талассогена и описание его не дается. Отложения комплекса развиты на глубине 5000 м и более, лишь в одном случае (скв. 37) на глубине 4687 м (район абиссальных холмов); здесь они залегают непосредственно на базальтах и содержат небольшое количество нанофоссилиевого и фораминиферового материала, возможно, переотложенного. Скорость седиментации от долей до 5 Б.

Кремнистые и глинисто-кремнистые комплексы (скв. 40, 70, 74, 159, 162) тесно связаны между собой. В одних разрезах преобладают радиоляриевые илы с небольшой примесью глины, образующей и отдельные самостоятельные прослои; радиолярии могут составлять до 85—95% осадка, причем среди них бывают формы, перемешанные из более древних слоев. В других разрезах больше глин с меняющимся содержанием радиолярий. Встречаются диатомеи и спикулы губок. Карбонатные осадки почти отсутствуют. Цвета отложений коричневого разных оттенков, местами пятнистые, что обусловлено неравномерным распределением окислов железа; попадаются марганцевые стяжения и мелкие конкреции. Отмечаются пемза, палагонит, цеолиты. Мощности обычно небольшие: 16—45 м, лишь в единичных случаях — 125 м (скв. 40); $V_{\text{сед.}}$ — 3—5 Б. Комплекс характерен для эоцена, но встречается также в интервале миоцен—квартер (скв. 70, 74, 159)²⁴.

Формировались отложения ниже КГК, в тропическо-экваториальной зоне высокой продуктивности. Четвертичные осадки комплекса встречены на глубине около 4,5—5 км.

Кроме рассмотренных отложений, слагающих осадочный чехол талассогена, встречаются особые образования, менее широко распрост—

²⁴ Вероятно, при катагенезе и метаморфизме отложения перейдут в аргиллитово-яшмовые.

Главные фациальные комплексы и обстановки их образования

	Обстановки	Комплексы	$V_{\text{сед.}}$, ед. Б	Примечания	
Периферическая область	Бордерленд (внешняя окраина и внутренние поднятия); континентальный склон, подножие, периферия абиссальных равнин; котловины бордерленда	Вулканотерригенный	100 и выше	Второй уровень лавинной седиментации	
		Терригенный песчано-глинистый (флишондный)	200—500		
		Гемипелагических глин	5—30, до 125		
		Кремнисто-терригенные:			
		флишондный и гемипелагический — диатомово-глинистый	40—60 и 5—20		
		Кремнисто-карбонатный (диатомово-нанофоссиливый)	10—30 до 50—170		
Внутренняя область	Талассобатраль (выше КГК)	Карбонатный	5—40	Тропическо-экваториальная зона	
	Переходная зона: талассобатраль—абиссаль	Кремнисто-карбонатный (радиоляриево-нанофоссилиевые)	8—30 до 50— 70		
		(Кремнисто)-глинисто-карбонатный	3—7		
		Абиссаль (ниже КГК)	Эвпелагических глин		< 1—5
		Кремнистые и глинисто-кремнистые (радиоляриевые)	3—5		Тропическо-экваториальная зона

раненные, которые можно определить как эдафогенный комплекс Восточно-Тихоокеанских разломов. Сведений о нем пока немного и характеристика его далеко неполная. Несмотря на это, неоднократно подчеркивалось значение таких отложений для интерпретации условий формирования определенного типа пород, развитых в офиолитовых поясах складчатых областей. Лучше всего отложения, о которых пойдет речь, изучены в разломе Клишпертон, близ пересечения его с хребтом ВТП [35]. Дополнительные сведения получены при драгировании в других разломных зонах [21].

Клишпертонский полигон морфологически выражен неширокой (10—20 км) депрессией с неровным рельефом. В ее осевой части расположена система коротких (1—4,5 км) поднятий, высотой до 1,2 км, с юга и севера ограниченных цепочкой трогов, шириною 5—7 км; местами они достигают глубины 3800 м. Вблизи гребня ВТП обнажаются свежие молодые подушечные базальты и грубые базальтовые осыпи (таллус). Латерально, с удалением от гребня, они сменяются зоной тектонизированных пород и своеобразных осадочных накоплений. Последние слагают стратифицированные толщи, представляющие чередование брекчий и мелкозернистых отложений. Первые состоят из несортированных угловатых базальтовых обломков, размером от мелкого гравия до 20 и даже 50 см, заключенных в коричневато-сером мелкозернистом матриксе, составляющем от 25 до 60% породы. Он состоит из пироксенов, плагиоклазов, стекла, фрагментов рудных корок, глины (смектиты), цеолитов; собственно осадочного пелагического материала нет. Брекчии толсто наслоены (от 10—50 см до 2 м), мощность их может достигать 11 м. Мелкозернистые отложения тонкослоисты, хотя слоистость часто уничтожена биотурбациями; по составу они сходны с матриксом брекчий, но в них может присутствовать карбонатная примесь (0—20%).

Основной (практический единственный) источник осадочного материала — базальты. Кластика возникла, по-видимому, в результате дисквамационных процессов (гиалокластика), тектонической дезинтеграции, механического и гальмиролитического разрушения пород. Существенное значение имело неоднократное переотложение материала, сопровождаемое его измельчением и дифференциацией; показателем такой многоактной переработки или зрелости осадка авторы [38] считают процент сохранившегося неизменного сидеромелана.

В табл. 2 приведены главные фациальные комплексы, слагающие осадочный чехол талассогена. Комплексы эти взаимосвязаны, между многими из них существуют переходные разности, поэтому границы комплексов до некоторой степени условны.

РАЗМЕЩЕНИЕ ФАЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Рассматриваются основные черты пространственного и временного распределения комплексов.

В свое время П.Л. Безруков [3] показал, что размещение осадков в океанах подчинено трем главным видам зональностей: циркумконтинентальной, широтной климатической и батиметрической. Это

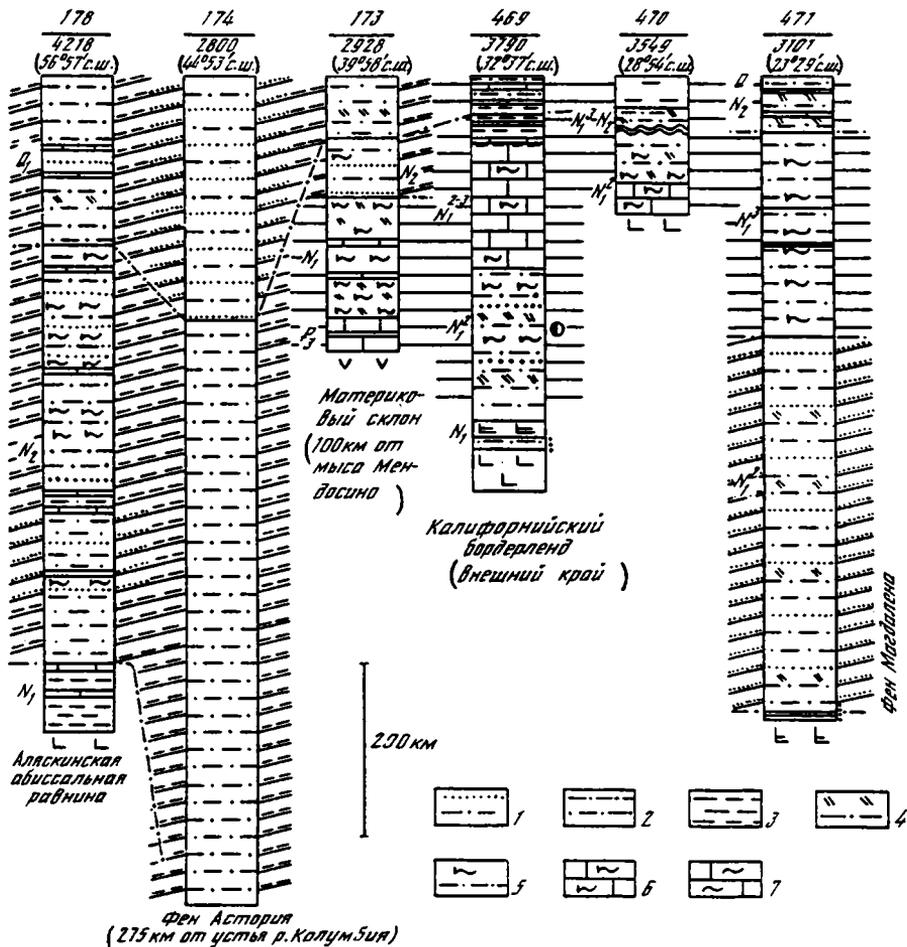


Рис. 13. Разрезы кайнозой в периферической зоне Северо-Восточного талассогена

Комплексы: 1 — песчано-глинистые флишоиды (относительно грубые), 2 — то же, но с меньшим количеством песков, 3 — глины гемипелагические, 4 — песчано-глинистые флишоиды с пеплами, 5 — кремнисто (диатомово)-терригенные, 6 — кремнисто (диатомово)-карбонатные, 7 — кремнисто (радиоляриско)-карбонатные.

Остальные условные обозначения см. на рис. 2

относится не только к осадкам, но и к фаціальным комплексам и хорошо проявляется в рассматриваемой части океана.

Приконтинентальная периферическая область — где главным седиментационным процессом является отложение терригенного материала, — прослеживается от северной границы талассогена примерно до широты окончания Калифорнийского полуострова (см. ниже). В пределах области выделяются два района.

Первый расположен к северу от разломов Сервейер и Мендосино; он охватывает полосу вдоль континентального склона Северной Америки и обширную площадь на севере котловины, где находятся три абиссальные

равнины (Алеутская, Аляскинская, Тафтс), разделенные участками с многочисленными абиссальными холмами и грядами. На поверхности равнин хорошо выражены системы каналов в основном субмеридионального и юго-западного направления; они достигают больших глубин океана и прослеживаются на многие сотни километров. Мощность осадочного чехла 800—400 м, но к югу уменьшается до 200 м [49]. В общих чертах разрез имеет следующее строение (рис. 13, скв. 178): над базальтами развиты гемипелагические карбонатно-глинистые отложения (до 50 м), выше — мощный флишоидный комплекс, сменяющийся гемипелагическим диатомово-глинистым с пеплами; заканчивается разрез маломощными (15—30 м) красными абиссальными глинами, покрывающими сейчас обширные пространства глубокой части равнин (данные колонковых проб и сейсмопрофилирования). В объемном отношении главная составляющая чехла — турбидитный (флишоидный) комплекс. На участках с холмисто-грядовым рельефом турбидиты отсутствуют, и разрез представлен пелагическими (гемипелагическими) образованиями, мощностью около 65 м (данные сейсмопрофилирования).

Источником обломочного материала, слагающего турбидиты, в том числе Алеутской равнины, была Аляска. Следовательно, Алеутский желоб в палеогене не существовал или был неактивен и заполнен осадками; он появился (возродился) лишь в конце олигоцена, отделив Алеутскую абиссальную равнину от источника обломочного материала. Очевидно, до позднего олигоцена плита не перемещалась к северу (субдукция отсутствовала), что подтверждается и высокоширотным обликом биоса. В рамках плитной модели такие данные соответствуют гипотезе прерывистого спрединга [38].

Второй район связан с Калифорнийским бордерлендом, охватывая и прилежащие к нему участки океана. Отложения здесь разнообразны и изменчивы (см. рис. 13), что определяется прежде всего сложной морфологией. Здесь присутствуют вулканотерригенные комплексы, терригенные турбидитные и гемипелагические: глинистые и карбонатно-глинистые, но особенно характерны отложения, существенной частью которых является диатомовый компонент (диатомово-глинистые, диатомовые, диатомово-карбонатные ассоциации)²⁵.

Многие интервалы разреза содержат повышенное количество органического вещества, что связывают отчасти с изолированностью некоторых котловин (стагнация), но главным образом с интенсификацией апвеллинга в периоды похолодания и снижения уровня моря; на большое значение апвеллинга указывает и присутствие фосфоритов.

Котловины бордерленда являются ловушками терригенного материала, поэтому в соседнюю часть океана его поступает сравнительно немного; здесь преобладают комплексы диатомово-глинистый и глинистый.

На рис. 13 приведены разрезы, характерные для северного и южного региона периферической области. Как видим, они заметно отличаются мощностью и составом. Несколько выделяются отложения у континентального склона к западу от южного окончания Калифорнийского

²⁵ Соответствуют монтерейской "формации" Калифорнии.

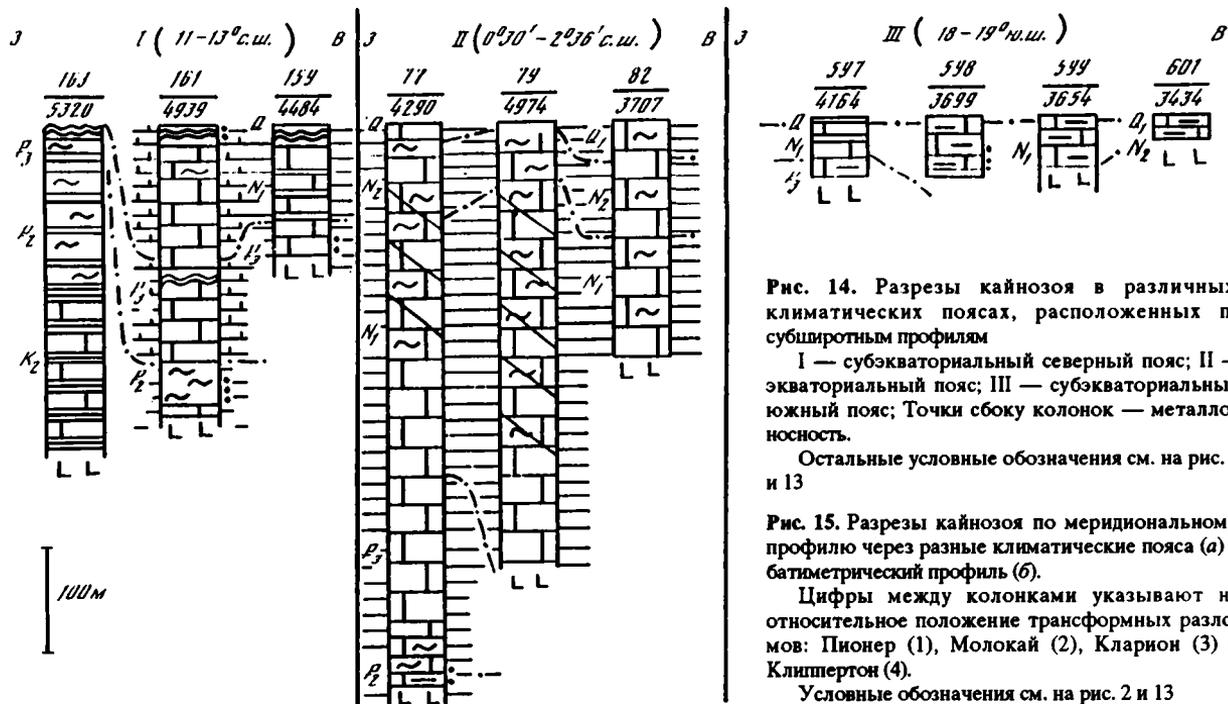


Рис. 14. Разрезы кайнозоя в различных климатических поясах, расположенных по субширотным профилям

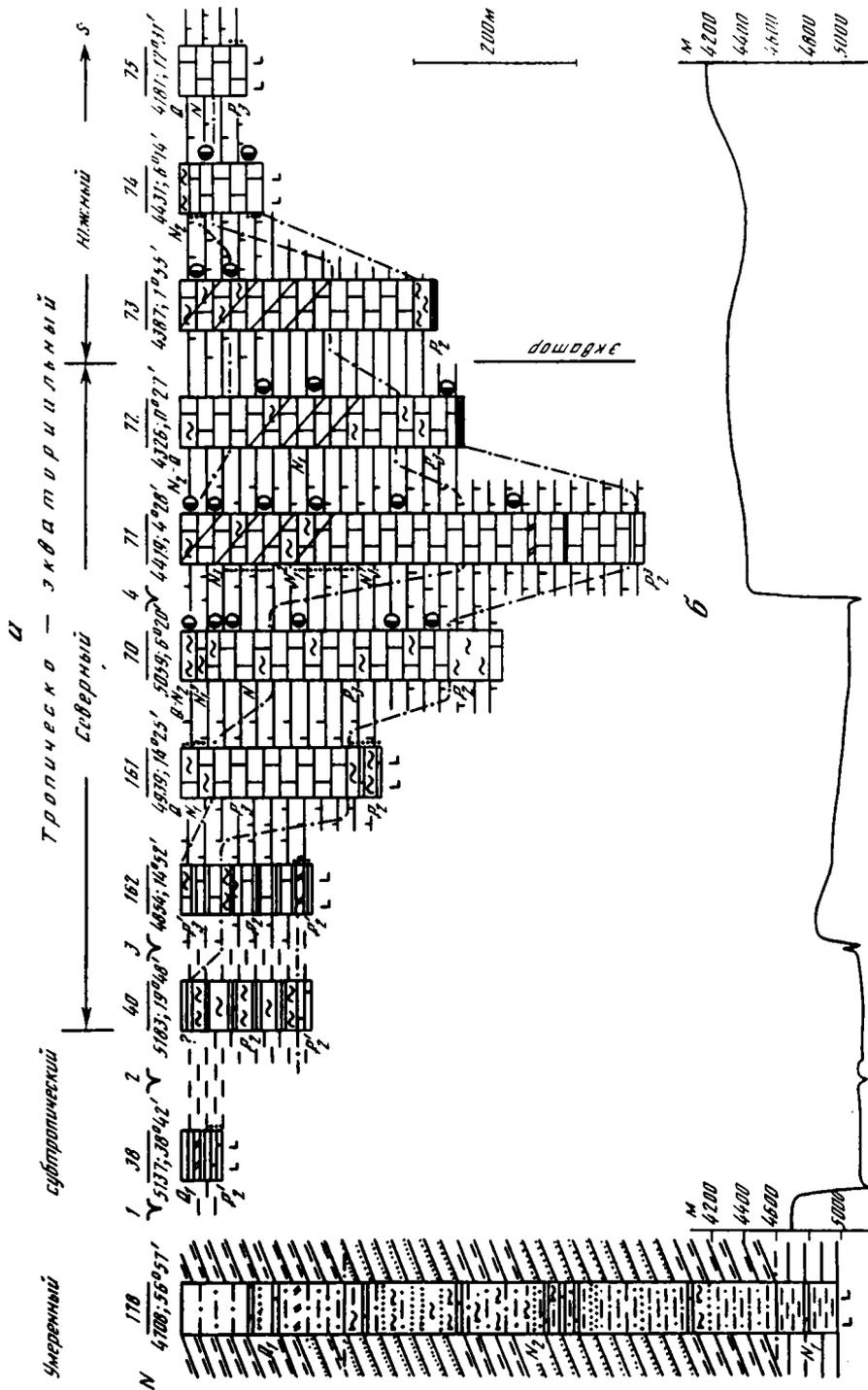
I — субэкваториальный северный пояс; II — экваториальный пояс; III — субэкваториальный южный пояс; Точки сбоку колонок — металлоность.

Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 13

Рис. 15. Разрезы кайнозоя по меридиональному профилю через разные климатические пояса (а) и батиметрический профиль (б).

Цифры между колонками указывают на относительное положение трансформных разломов: Пионер (1), Молокай (2), Кларин (3) и Клиштертон (4).

Условные обозначения см. на рис. 2 и 13



полуострова (скв. 471), где в среднем миоцене существовал фен Магдалена.

Внутриокеаническая область (пелагическая) — место накопления талассобатиальных и абиссальных комплексов. Их размещение определяется главным образом батиметрией (через КГК) и широтной зональностью; с последней связана общая система циркуляции оксанской гидросферы и соответствующее распределение продуктивности поверхностных вод, контролирующее объем поступающего в пелагиаль биогенного осадочного материала. Таким образом, влияние климата на океанскую седиментацию осуществлялось в основном через гидродинамику, как это неоднократно подчеркивал Н.М. Страхов [26].

Талассобатиальные карбонатный и кремнисто-карбонатный (радиоляриево-нанофоссилиевый) комплексы тяготеют к центральной экваториальной части талассогена (рис. 14), что хорошо согласуется с особенностями современного осадкообразования в Тихом океане [12]. По данным скважин (рис. 15) обогащение отложений радиоляриевыми отмечается примерно в полосе от 6° ю.ш. (скв. 74) до 8—11° с.ш. (скв. 70, 161); радиолярии здесь не только образуют примесь (5—30%) к карбонатному материалу, но слагают и самостоятельные пласты и пачки. Карбонатный комплекс тесно связан с кремнисто-карбонатным, встречаясь в тех же разрезах; к югу, по направлению к периферии Северо-Западной котловины, карбонатные отложения становятся основной составляющей осадочного чехла.

Абиссальные комплексы приурочены к глубоким участкам океана и характерны для обширной области антициклонического Северо-Тихоокеанского круговорота (субтропической халистазе). В центральной, малопродуктивной его части формируется комплекс эвпелагических глин, а южнее, на периферии халистазы, он сменяется кремнисто(радиоляриево)-глинистым (зона дивергенции).

Переходные от талассобатиальных к абиссальным отложениям (кремнисто-карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные) комплексы вскрыты небольшим количеством скважин (42, 69, 159, 162), расположенных в пределах Клиппертон-Кларионового блока, где глубина океана 4500—4800 м. Возраст отложений олигоцен-плиоценовый на востоке (скв. 159) и эоцен-раннеолигоценый западнее (скв. 162). Условно (нет скважин) поле распространения переходных фаций показано севернее в виде полосы, обрамляющей абиссальную область, хорошо очерченную скважинами (рис. 16, см. вкл.). Кроме того, глинисто-карбонатные толщи встречаются на юге, на фланге ВТП (скв. 597—601; глубина дна 3600—4164 м), но приурочены они к области развития талассобатиальных известняков. По-видимому, глины здесь не типичные эвпелагические, а аутигенные, связанные с гидротермальной деятельностью на ВТП.

В целом в талассогене достаточно четко проявляется латеральная смена комплексов с юга на север (широтная зональность). В экваториально-тропической области преобладают известняковые и кремнисто-известняковые толщи, сменяющиеся к северу последовательно: глинисто-карбонатными, кремнисто-глинистыми и глинистыми (эвпелагические); на севере они переходят в пояс диатомово-глинистых гемипелагических

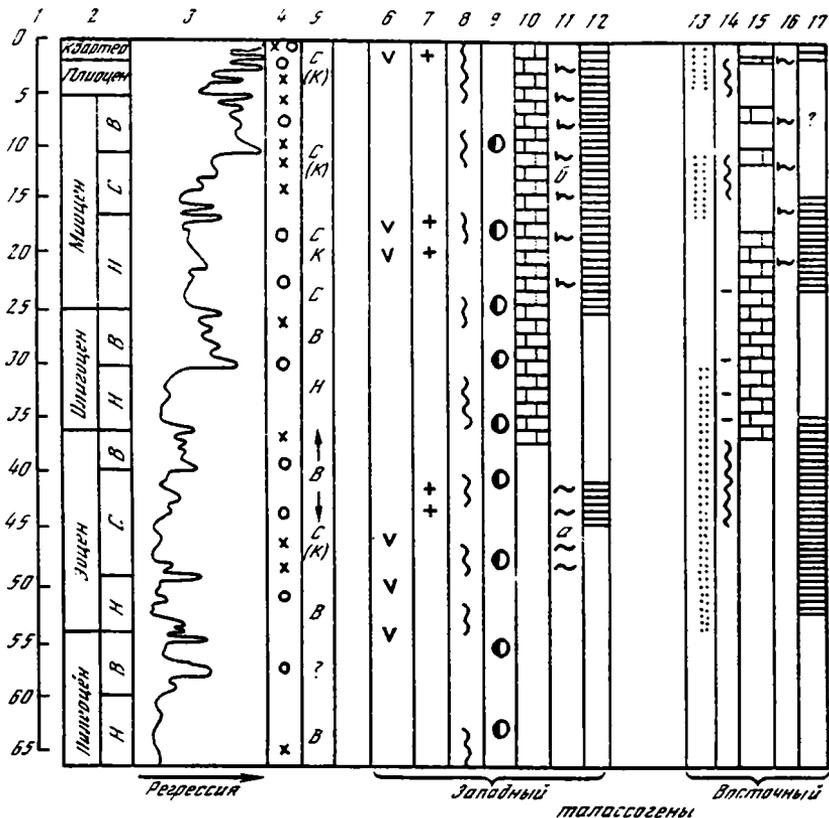


Рис. 17. Схема, иллюстрирующая эвстатические и климатические колебания в кайнозое и соотношении с ними некоторых особенностей строения осадочного чехла

1 — абсолютное время, в млн лет т.н.; 2 — стратиграфические подразделения; 3 — эвстатическая кривая по [48]; 4 — климатические изменения по [1, 47, 71] (кресты — эпизоды похолодания; кружки — потепления); 5 — относительное положение КГК по [71]; (В — высокое; С (К) — среднее с флуктуациями; Н — низкое); 6 — вулканические эпизоды; 7 — вспышки рифообразования; 8, 14 — интенсивное хиатусообразование; 9 — усиление переыва и переотложения осадков; 10, 15 — интенсификация карбонатообразования; 11, 16 — повышение кремнистости (а — радиоляриевой, б — диатомовой); 12, 17 — присутствие абиссальных комплексов; 13 — терригенные флишюиды

отложений. Вблизи континента такой ряд нарушается появлением терригенных, часто флишюидных комплексов.

Определенное влияние на строение осадочного чехла оказывали и изменения условий седиментации во времени, связанные с разными причинами.

Терригенные флишюиды образуют особенно мощные накопления в плиоцене и квартере, что отражает низкое положение уровня моря в это время. Сказывались на распространении терригенных осадков и тектонические события. Поднятия в области питающей суши стимулировали терригенную седиментацию (появление миоценового фена Магдалена), а возникновение "структурных ловушек" на переходе континент—океан

(бордерленды, желоба), предохраняло последний от наплыва больших масс терригенных обломочных осадков и могло привести к прекращению формирования комплекса, как это произошло при образовании Алеутского желоба. В разрезе чехла флишоиды концентрируются на трех интервалах; это — эоцен—нижний олигоцен, средний миоцен и плиоцен—квартер (рис. 17).

С терригенными комплексами, как мы видели, тесно связан диатомово-глинистый. Он занимает вполне определенное место в разрезе чехла и относится в основном к миоцену, хотя местами прослеживается и в плиоцене. Комплекс формировался не только в пределах континентального склона, его подножия и Калифорнийского бордерленда, но и на шельфе; сейчас такие отложения обнажены в Калифорнии, где выделены в хорошо известную "Монтерейскую формацию" или группу [39]. Сходные толщи того же возраста известны и в других регионах периферии Тихого океана.

Миоцен — эпоха крупных океанографических событий; ее начало совпадает с увеличением температурного градиента поверхности Земли, что сказалось на циркуляции водной массы: интенсифицировало апвеллинг и холодное Калифорнийское течение, повысило уровень КГК и расширило зону кислородного минимума [82]. Вместе с тем в миоцене происходили значительные климатические и эвстатические флуктуации, сказавшиеся как на внутреннем строении комплекса (неравномерное распределение диатомов, карбонатов, терригенного и органического вещества), так и на характере биоса (смена холодноводных и умеренно теплолюбивых популяций). Все эти изменения резко проявились на шельфе (Монтерейская формация), где местами присутствуют мощные пески; их особенно много в верхней части формации, что, возможно, отражает частое падение уровня моря во второй половине миоцена (см. рис. 17). На океанских отложениях оно тоже отразилось, но не столь отчетливо.

Стратиграфическое распределение кайнозойских талассобатиальных кремнисто-карбонатных и карбонатных комплексов в Восточном талассогене в общих чертах сходно с таковым в Западном. Мы видели, что композиционно оба комплекса связаны переходами и отчасти поэтому их обособление в разрезах не всегда достаточно четкое. Нередко весь разрез представлен кремнисто-карбонатной фацией, правда с разным содержанием кремнезема (см. рис. 14, 15). Тем не менее, определенные тенденции в стратиграфическом размещении радиоляриевых кремней наблюдаются. Они концентрируются в нижней (эоцен), а местами и верхней (плиоцен—плейстоцен) части разрезов. Примером может быть скв. 70 (глубина океана 5059 м). Средний—верхний эоцен (около 65 м) здесь представлен радиоляриевыми кремнями и порцелланитами, в нижней части чередующимися с известняками; олигоцен—нижний миоцен (около 270 м) образован наофоссилиевыми илами с прослоями, обогащенными кремнеземом; в среднем миоцене (25 м) количество их возрастает, а верхний миоцен—квартер (20 м) состоит из радиоляриевых илов с незначительной примесью карбонатного материала²⁶. Не везде распределение известняковых и

²⁶ Эту толщу можно относить к абиссальному образованию.

кремнистых отложений столь контрастно, как в скв. 70, но общая тенденция сохраняется. На этом основано выделение трех упоминавшихся "формаций" (Клиппертонской, Маркизских Островов и Островов Лайн). Тенденция отражена и в изменении скорости седиментации. В эоцене она низкая, составляющая примерно половину скорости за последние 5 млн лет и одну четвертую или меньше олигоценовой [75]. Даже в высокопродуктивной экваториальной зоне нижний кайнозой представлен не массивными мелами, как олигоцен и миоцен, а переслаиванием радиоляриевых и нанофосилиевых илов.

Повышенная кремнистость эоценовых отложений талассогена "вписывается" в глобальный эоценовый эпизод океанского кремне-накопления, пик которого относится к концу раннего—началу среднего эоцена (акустический рефлектор А в Атлантике). Разные предположения высказываются для объяснения этого явления (глобальная плитная реорганизация, вулканизм, стимулирующий через режим CO_2 парниковый эффект, теплый климат и усиление выветривания, изменение характера глобальной океанской циркуляции). Наложение разных причин может благоприятствовать интенсификации кремненакопления [40]. В то же время обращает на себя внимание то, что радиоляриевые осадки в тропическо-экваториальном поясе не ограничены эоценом и кремнисто (радиоляриево)-карбонатные отложения встречаются здесь во всем осадочном чехле (см. рис. 15). Есть основания считать, что эоценовый этап связан не столько с увеличением интенсивности поступления в осадок SiO_2 , сколько со снижением темпа карбонатакопления из-за относительно высокого уровня КГК.

Плиоцен-плейстоценовое повышение кремнистости, по-видимому, определяется в основном углублением океана.

Абиссальные эвпелагические глины встречаются в разных подразделениях кайнозоя, но характерны они для квартера и верхнего неогена²⁷, т.е. для позднего этапа развития рассматриваемой части океана. Для талассогена характерны хиатусы, связанные с восточным "языком" холодного донного течения, поступающего в восточную часть океана с юго-запада через глубокие депрессии в архипелаге Лайн. В стратиграфическом разрезе хиатусы распределены неравномерно (рис. 17). Они часто встречаются в верхнем эоцене—нижнем олигоцене (с максимумом на уровне 41—42 млн лет назад), в среднем миоцене (пик встречаемости 11—13 млн лет) и на рубеже плиоцена и квартера. Позднеэоценовые перерывы сильнее выражены на южных участках, а среднемиоценовые на севере [76].

²⁷ Возрастной предел комплекса эвпелагических глин в большинстве случаев определяется очень условно из-за отсутствия органических остатков. Судя по колонковым пробам, верхний слой осадков на абиссальных равнинах всегда представлен "красной глиной".

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Известно, что в океане широко проявлен рудный процесс. Прежде всего это формирование железо-марганцевых конкреций и корок. Сравнительно недавно обнаружен другой тип океанского рудообразования, с которым связаны сульфидные гидротермальные постройки (курильщики), приуроченные к зонам спрединга. Проблеме металлогении океана посвящено много исследований, в данной работе мы ее не касаемся. Вместе с тем, для характеристики фациальных комплексов необходимо коротко остановиться на их металлоносности²⁸. Обогащенные рудным веществом толщи тяготеют к основанию осадочного чехла (базальные или надбазальтовые горизонты), но встречаются и в более высоких частях разрезов.

Надбазальтовые металлоносные отложения чаще всего связаны с талассобатияльными комплексами: карбонатными, глинисто-карбонатными и кремнисто-карбонатными. В разных местах отложения существенно отличаются, как по содержанию и распределению рудного вещества в толще, так и по составу вмещающих пород. Намечается две разновидности, связанные в композиционном отношении переходами. Одна из них представлена чередованием светло-оранжевых и белых нанофоссилийевых илов (мела) иногда с примесью фораминифер и радиолярий (CaCO_3 70% и выше) с коричневыми разных оттенков мергелями и известковыми глинами. Некарбонатный компонент состоит из двух фракций: глины, иногда с небольшой примесью алеврита, в основном эолового происхождения и аморфного рудного вещества, определяющего интенсивность окраски, слоев. Оно образует сферические и полусферические частицы, размером от 0,5 до нескольких десятков микрон. Содержание Fe_2O_3 в разных слоях одной толщи меняется от следов до 45%, а в отдельных случаях до 80% [40, 73]. При пересчете на бескарбонатность получены следующие средние значения из 25 образцов (в %): Fe — 20,07; Mn — 7,44; Cu — 0,079; Zn — 0,047; Ni — 0,046. В обычных пелагических глинах содержание перечисленных элементов много ниже (в %): Fe — 5,06; Mn — 0,4784; Cu — 0,032; Zn — 0,016; Ni — 0,021 [41, 42]. Вместе с тем состав надбазальтовых металлоносных осадков, вскрытых скважинами в разных районах океана, сходен с осадками гребневой части ВТП. Это относится и к литофильным окислам и редким элементам; для обоих случаев характерно низкое содержание алюминия (в скв. 37 в образце, где железо достигает 27,85%, алюминий составляет 0,86—2,82%) [61]. Все это указывает на то, что базальные металлоносные осадки, во всяком случае большая их часть, аналогичны современным хребтовым, представляя собой их аналог; следовательно, металлоносность последних в значительной степени связана с вулканогенным источником.

В толщах металлоносных отложений рудное вещество распределено неравномерно, и хотя оно чаще концентрируется вблизи базальтового основания, но необязательно непосредственно над ним. Так, в скв. 159 осадки, залегающие на базальте, содержат (в %): Fe — 15,96 и

²⁸ Рассматривается металлоносность отложений обоих талассогенов.

Mn — 3,16 (на бескарбонатное вещество), а на 1 м выше Fe — достигает 19,10, Mn — до 5,15. В скв. 38 в основании осадочной толщи развита 9-метровая пачка из смеси примерно в равных количествах рудного и нанофоссилиевого материала, а выше лежит 6-метровый горизонт почти целиком образованный амфорными окислами железа и марганца [61].

Мощность надбазальтовых металлоносных карбонатных отложений варьирует от первых метров до 10—15 м; верхняя граница их не всегда четкая, так как они могут постепенно сменяться нановыми с редкими прослойками, обогащенными окислами Fe и Mn. Если такие части разреза включать в металлоносную толщу, то мощность ее может достигать 40 м.

Другая разновидность базальных отложений отнесена к металлоносным толщам лишь условно. Она представлена светло-оранжевыми и желто-коричневыми нанофоссилиевыми известняками и мергелями²⁹, иногда отделенными от базальта тонким рудным слоем (скв. 160). В известняках (мергелях) присутствуют железо-марганцевые микростяжения (более обильные в низу разреза) или многочисленные марганцевые дендриты, встречающиеся и над силлами (скв. 81, 82) [51].

Металлоносные отложения встречаются на разных стратиграфических уровнях в зависимости от возраста фундамента. Наиболее древние их представители известны в неоконе на северо-западе океана (скв. 303, 304) и связаны с японской системой магнитных аномалий. В восточном талассогене, где металлоносность отмечается в интервале от эоцена до плиоцено-плейстоцена, на некоторых профилях хорошо отражено ее удревание с удалением от центра спрединга (ВТП). Это иллюстрируют, например, скважины 159—162, расположенные на фланге ВТП: в скв. 159, ближе к гребню хребта (в 2000 км от него), возраст фундамента 23 млн лет и металлоносные осадки — позднеолигоценовые, в скв. 162 (3900 км от гребня) возраст фундамента 49 млн лет и металлоносные осадки — среднеэоценовые [75].

Абиссальные надбазальтовые металлоносные отложения связаны с комплексами эвпелагических глин и кремнисто-глинистым. Среди вмещающих коричневых осадков слои, обогащенные рудным веществом, выделяются более темным цветом. Мощность таких слоев разная (указываются цифры от 0,05 до 0,18 м), причем она больше в низу металлоносной пачки, где выше и содержание металлов. Например, в скв. 162, в трех метрах над базальтом содержание (в %): Fe — 30,56, Mn — 9,55; в восьми — соответственно 19,42 и 7,10; в девяти — 9,98 и 2,80; в пятнадцати — 3,87 и 1,03 [75]. Наблюдается и повышение значения Ni, Cu, Zn, Ba, V, As и некоторых других элементов по сравнению с обычными пелагическими осадками [81]. Иногда сравнительно небольшое содержание Fe и Mn в анализах образцов из надбазальтовых слоев связано с разбавляющим влиянием кремнезема (радиолярии) и при пересчете на бескремнистость (опал) выявляется существенное обогащение железом. Железистые осадки вверх по разрезу через железисто-глинистые сменяются обычной эвпелагической глиной, с марганцевыми стяжениями (скв. 37—39).

Надбазальтовые металлоносные глинистые пачки обычно неболь-

²⁹ Содержание Fe — 2—6%, Mn — 0,37—1,1% (без пересчета на бескарбонатность) [75].

шие — 5—10 м, но встречаются и довольно мощные (до 45 м), представляющие глинисто-радиоляриевую ассоциацию с прослоями, обогащенными рудным веществом.

Обнаружены рассмотренные абиссальные отложения на больших глубинах океана, в котловинах: Восточно-Марианской (скв. 801, 802: верхняя юра—неоком), Центральной (скв. 66; верхний мел) и Северо-Восточной (скв. 37—39, 161, 162; эоцен).

Существование бескарбонатных надбазальтовых металлоносных отложений является аномальным и не соответствует актуалистической модели. На современных спрединговых хребтах, где рождается базальтовая кора, первые осадки (в том числе и металлоносные) — карбонатные (согласно батиметрическому контролю) и должны бы проследиваться на поверхности фундамента и на удалении от центра спрединга. Отсутствие известняков в рассмотренных выше металлоносных комплексах может быть связано с какими-то особыми причинами. Чаще всего при этом обращаются к эпизодическому повышению КГК, что хорошо иллюстрирует эоценовый интервал [76]. Если принять такое объяснение, то высокое положение КГК, надо полагать, существовало в поздней юре (скв. 801, 802) и в некоторые моменты мелового периода. Вместе с тем возможно, что не все базальты и покрывающие их осадки имеют "спредингово-хребтовое" происхождение; они могли формироваться и при глубоководных внутриплитных излияниях, создававших группы абиссальных холмов; сопутствующая излияниям гидротермальная активность, вероятно, могла приводить к обогащению абиссальных осадков рудным веществом.

В целом намечается ряд металлоносных базальных отложений: карбонатные с рудными микростяжениями и дендритами — карбонатные с глинистыми металлоносными прослоями—бескарбонатные глинистые и кремнистые неравномерно металлоносные. Такой ряд в значительной мере связан, по-видимому, с глубиной КГК и скоростью фоновой седиментации, особенно карбонатообразования. Строение отложений, неравномерное распределение в разрезах рудных веществ, вероятно, определяется как пульсационным характером гидротермального выноса, так и перераспределением материала течениями (тем более, что в толщах местами отмечаются хватусы).

В некоторых разрезах металлоносные отложения отмечаются не только в основании осадочного чехла, но и в более высокой его части, в 60—100 м над базальтами. Они также ассоциируют с карбонатным и абиссальным глинистым комплексами. Таким образом, иногда в разрезе отмечается два (а изредка и три) уровня обогащения рудным веществом. Верхний имеет менее широкое распространение, чем базальный, и выражен не так четко, но отдельные слои здесь могут содержать до 40% аморфных окислов Fe и Mn (скв. 74); иногда металлоносный горизонт, как таковой, отсутствует, но на определенном уровне илы приобретают коричневую окраску и в них появляются обильные марганцевые стяжения (скв. 42).

"Верхние" металлоносные отложения чаще всего относятся к миоцену, но встречены также в олигоцене (скв. 161) и изредка прослеживаются в плиоцене. Кроме того, в Западном талассогене обогащенные рудным

веществом осадки встречены в кампане (скв. 196, 198, 310) и апте (скв. 307).

Если обогащение металлами базальных слоев справедливо связывают с гидротермальным поступлением из активной зоны ВТП, то происхождение верхних металлоносных осадков менее определено. Они отделены от базальтов основания довольно большим "безрудным" интервалом, что исключает упомянутый хребтовый источник. Местами в районах развития "верхних" металлоносных отложений наблюдается сложный рельеф, где небольшие подводные горы и холмы соседствуют с депрессиями, ограниченными сбросовыми эскарпами.

Возможно рудные компоненты здесь поступали в результате гидротермальной деятельности, сопровождавшей внутриплитные подводные излияния базальтов. В этом отношении обращают на себя внимание данные, полученные при изучении молодого подводного вулкана Лойхи, расположенного у южного окончания Гавайского архипелага [78]. Вулкан имеет высоту > 3 км, его вершина находится на глубине 969 м и осложнена кальдерообразными депрессиями, в пределах которых расположены кратеры. В одной из депрессий установлены гидротермы и поля оранжево-красных гетитовых осадков и нонтронитов. Это "живой пример" формирования гидротермальных металлоносных отложений, не связанных со спрединговым хребтом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главной задачей предпринятого обобщения материалов о составе и условиях образования осадочного чехла океана было выделение и характеристика наиболее распространенных комплексов отложений, с которыми можно сравнивать эвгеосинклинальные формации складчатых областей континентов. Вероятно такое сравнение будет способствовать решению вопроса о том, что собою представляли геосинклинальные бассейны: были ли среди них типичные океаны (в физико-географическом смысле) или в основном они представляли собой образования островодужных систем (в частности краевых морей).

Тихий океан имеет для поставленной задачи особое значение, потому что его западная и восточная части (талассогены) существенно отличаются и морфологией, и набором фациальных комплексов. В плане сравнения это два разных эталона.

Западный талассоген, как мы видели, обладает сложной морфоструктурой и его можно определить как "мозаичный океан" (или мозаичная часть океана). Морфоструктура здесь является главным фактором, определяющим образование и размещение многих фациальных комплексов, хотя климат также влияет на состав отложений (через циркуляцию водной массы и биос).

Восточный талассоген построен проще и на распределение комплексов здесь четче сказывается широтная зональность.

В периферической части океана состав отложений определяется характером континентальной окраины. На западе, где развита островодужная система, в океан поступает только тонкий, преимущественно глинистый материал и формируются гемипелагические и миопелагические толщи; на востоке, при поступлении больших масс терригенных осадков и отсутствии "ловушек" возникают крупные флишоидные накопления.

Глубоководные фации — талассобатинальные и абиссальные — обоих талассогенов весьма сходны, хотя размещение их отличается.

Пространственное соотношение главных фациальных комплексов иллюстрирует карта (см. рис. 16). Она составлена для всего кайнозоя, поэтому границы комплексов несколько условны; они менялись во времени в связи с глобальными и региональными изменениями, но основные, принципиальные черты смены фаций сохранились.

В Восточном талассогене схема распределения комплексов, если исключить детали и локальные осложнения, довольно простая и определяется в общих чертах широтной зональностью. В высокопродуктивной тропическо-экваториальной области, там, где глубины океана примерно 4—4,5 км, преобладают карбонатные и кремнисто-карбонатные комплексы. К северу

они сменяются либо глинисто-карбонатными (при глубинах океана < 5 км), либо абиссальными радиоляриево-глинистыми (глубины > 5 км). Далее расположена халистатическая область с эвпелагическими глинами, сменяющаяся в высоких широтах продуктивной (северный пояс кремнеосаждения), где формировались диатомово-глинистый и диатомово-песчано-глинистый комплексы. Отвлекаясь от местных нарушений, такое распределение комплексов можно определить как "стандартное" для кайнозойского океана.

В пределах Западного талассогена оно нарушается присутствием многочисленных поднятий, с которыми, как мы видели, связаны особые фациальные комплексы. Вместе с тем, черты основного "стандартного фациального фона", хотя иногда несколько измененные, здесь сохраняются. Так, в приэкваториальную часть Центральной котловины продолжается с востока зона высокой продуктивности, но, очевидно, в связи с большей глубиной океана (5 км) и уменьшением продуктивности здесь формируются не кремнисто-карбонатные, а кремнистые отложения. В южной половине Северо-Западной котловины прослеживается халистатическая область с эвпелагическими глинами; далее следует полоса кремнисто (диатомово)-глинистых (миопелагических) отложений.

В целом набор фациальных комплексов обоих талассогенов отличается отсутствием в Западном терригенных флишоидов, а в Восточном мелководных внутриокеанских — карбонатных, вулканогенно-обломочных отложений и их гравититовых производных (табл. 3).

В строении осадочного чехла талассогенов отражены и временные изменения условий седиментации. Кайнозой, как известно, период частых эвстатических и климатических флуктуаций (см. рис. 17), изменений температурного градиента поверхности Земли и тектонических перестроек, влиявших на связи с другими бассейнами (особенно Антарктическим). Все это сказывалось на характере циркуляции, продуктивности поверхностных вод и положении КГК. Колебания уровня моря непосредственно влияли на терригенные накопления периферии океана и на осадкообразование в районах внутриокеанских мелководных поднятий. Состав пелагических талассобатиальных и абиссальных комплексов "не реагировал" существенно на эвстатические колебания уровня моря. Климатические флуктуации сами по себе тоже прямо не сказывались на характере отложений, но через изменение циркуляции, продуктивности и положения КГК оказывали влияние на распространение и скорость формирования (мощность) того или иного типа отложений.

Положение КГК играет большую роль в биогенной пелагической седиментации, определяя соотношение кремнистой и карбонатной составляющих в талассобатиальных комплексах. Низкое ее положение приводило к увеличению скорости карбонатонакопления (и общей скорости седиментации), наоборот, повышение — снижало аккумуляцию известкового материала и увеличивало относительное содержание кремнезема. В экваториальной зоне КГК расположена на 500—800 м ниже, чем в соседних более северных и южных регионах³⁰, что способствовало формированию цент-

³⁰ Различают экваториальную КГК (CCD_{eq}) и общую для Пацифики (CCD_{pac}) [76].

Главные фациальные комплексы

Фациальные комплексы		Талассогены		Примечания
		Западный	Восточный	
Периферические	Терригенный песчано-глинистый флишоидный	—	+++	
	Диатомитово-песчано-глинистый	—	+	Калифорнийское течение и бордерленд
	Диатомитово-глинистый с пеплами	++	—	Течение Курасио
Внутри-океанические	Банково-рифовый и вулканогенно-обломочный, мелководные	++	—	
	Гравититовые — карбонатный, вулканогенно-обломочный, смешанный; склоны и подножия поднятий	++	—	
	Карбонатный, кремнисто-карбонатный, табассобатиальные; котловины, погруженные поднятия	+++	+++	
	Карбонатно-глинистый; зона перехода от талассобатиали к абиссали	+	+	
	Эвпелагических глин; абиссаль, халистатическая область	+++	+++	
	Кремнистый и кремнисто-глинистый (радиоляриевые); абиссаль, продуктивная зона	++	++	

* Процент занимаемой площади по отношению к площади обоих талассогенов: — < 1; + 1—5; ++ 5—10; +++ >10.

рального экваториального максимума или "ядра линзы" высококарбонатных отложений (карбонатный и кремнисто-карбонатный комплексы). Для разных интервалов кайнозоя максимальные значения $V_{\text{сед}}$ были не одинаковы, варьируя от 10—20 до 20—30 Б [76]; менялась также степень карбонатности отложений и ширина экваториальной высококарбонатной зоны — то сужавшейся, то расширявшейся (табл. 4). Небольшая ширина ее была в олигоцене и раннем миоцене. Высокое положение КГК в палеоцене и эоцене ($\text{КГК}_{\text{эвк}} \sim 3200$ м) сказалось на повышенной кремнистости отложений этого возраста; в раннем олигоцене КГК опустилась до 4300 м, а в экваториальной зоне до > 5 км [54], и с конца олигоцена стала постепенно, с флуктуациями, подниматься, но в позднем плиоцене и квартере снизилась. Соответственно с положением КГК, начало олигоцена знаменовалось резким увеличением карбоната накопления в обоих талассогенах (см. рис. 17). Интенсификация карбоната накопления в послезооценовое

**Ширина высококарбонатной экваториальной зоны
и средние высокие значения в ней карбонатов [76]**

Интервалы времени, млн лет назад	Ширина, км*	CaCO ₃ , %**	Интервалы времени, млн лет назад	Ширина, км*	CaCO ₃ , %**
0—1	350	81	18—19	500	87
3—5	275	78	21—22	500	89
6—7	175	81	25—26	300	85
10—11	150	78	28—30	275	87
14—15	225	82	43—46	225	

* Северная половина зоны по долготе 130° з.д.
** Средние значения в пределах 75% контура.

время совпадает с крупной океанографической и климатической перестройками, кардинально изменившими циркуляцию и температурный режим водной массы океанов [1].

Кроме характера распределения карбонатных и кремнистых отложений, строение чехла определяется и размещением абиссальных осадков. Они могут встретиться в любом интервале кайнозоя, но их больше в эоцене и особенно миоцен-квартере, где они слагают определенные фациальные комплексы. В эоцене это обычно эвпелагические глины, чередующиеся с радиоляриевыми илами и, по-видимому, на их распространении сказывается высокое положение КГК. Широкое развитие абиссальных глин в позднем кайнозое указывает на углубление (оседание) котловин, причем происходило это не во время глобальных трансгрессий, а в периоды частых колебаний уровня моря, имевших место на фоне общей регрессивной стадии.

Для кайнозойского океана характерна подводная эрозия, создававшая в разрезах крупные хиатусы; связана она как с механическим размывом осадков донными течениями, так и с растворением карбонатов. Следы перерывов присутствуют во всем чехле океана, но распределены неравномерно, и частота их встречаемости приурочена к определенным интервалам. В Восточном талассогене максимальное количество хиатусов относится ко второй половине эоцена — началу олигоцена (пик частоты встречаемости — 41—42 млн лет т.н.), среднему миоцену (пик — 11—13 млн лет т.н.) и к рубежу плиоцена и квартера. Когда в экваториальной зоне Восточного талассогена хиатусообразование было минимальным, Западный талассоген подвергался интенсивной эрозии (см. рис. 17).

Меловых осадочных образований в Восточном талассогене почти нет; они встречены лишь в единичных пунктах вблизи границы с Западным талассогеном (скв. 163). Сравнение меловых и кайнозойских комплексов последнего было дано выше. В общем они близки по составу и строению, более того, во многих скважинах верхи мела и вышележащие палеогеновые толщи (реже неогеновые) представлены одним и тем же типом отложений (карбонатным, кремнисто-карбонатным или абиссальными глинами).

Для меловых отложений характерна относительно высокая кремнистость и широкое распространение талассобатиального кремнисто-карбонатного комплекса, слагающего иногда весь меловой разрез (скв. 170, 465, 288); чаще, однако, комплекс имеет докампанский возраст. Среди абиссальных образований в мелу тоже преобладают не глинистые, а кремнисто-глинистые фации. В кампан-маастрихте заметно возрастает роль известковых пелагических осадков и во многих разрезах кремнисто-карбонатные комплексы на этом уровне сменяются карбонатными (скв. 305, 466, 310, 167, 463; см. рис. 3, 4); почти всюду такие изменения хорошо выражены на глыбовых поднятиях. По смене более кремнистых толщ известковыми меловой разрез несколько напоминает кайнозойский, где на границе эоцена и олигоцена происходит такое же уменьшение кремнистости за счет увеличения карбонатности. Причины в обоих случаях могут быть разными, но при этом обращает на себя внимание, что и в мелу, и в кайнозое повышение кремнистости совпадает с климатическим оптимумом (эоцен и альб—сантон) [11, 18].

Вероятно, в течение большей части мелового периода положение КГК, хотя и испытывало флуктуации, но располагалось выше, чем в кайнозое, особенно в его второй половине (олигоцен—кватер). В этом отношении обращают на себя внимание разрезы в Восточно-Марианской котловине (скв. 800, 801), где на базальтах фундамента залегают не карбонатные, как обычно, а кремнистые (яшмы) и кремнисто-глинистые толщи келловей-неокомового возраста. Такое соотношение эффузивов и осадков определяется здесь либо глубоким положением гребня хребта, либо высоким уровнем КГК в этом интервале времени.

В кайнозое, как мы видели, хорошо проявляется "стандартная широтная зональность". В мелу она не выражена. Возможно, это связано со сложным перемещением плит (блоков), нарушившим первоначальное соотношение отложений, но наверное сказывается и иной температурный режим мелового океана (более теплого), что могло отрицательно сказаться на контрастности широтной зональности.

* * *

Данные о составе и строении осадочного чехла океана могут использоваться при реконструкции эвгеосинклинальных бассейнов (энсиматических), отложения которых развиты в складчатых областях континентов. Очевидно, что эти данные непосредственно применимы лишь к меловым и кайнозойским объектам, учитывая специфический состав пелагических породообразующих биогенных остатков, являющихся одним из существенных компонентов позднемезозойско-кайнозойского петрофонда.

В периферической зоне океана, в зависимости от характера континентальных окраин, распространены либо терригенные флишoidы, либо гемипелагические глинистые отложения с небольшим количеством пеплов (если океан ограничен островадушной системой).

Обширные пространства внутренней части океана заняты биогенными пелагическими карбонатными и кремнисто-карбонатными илами, с разной, но обычно небольшой примесью глины. Такие отложения в неогене Восточного талассогена составляют примерно 20—25% площади океана, а в

Западной около 10%. Если брать не площадь, а объем, то они будут главной составляющей осадочного чехла. Второе место по площади распространения принадлежит абиссальным фациям: глинистым и радиоляриево-глинистым (около 20%), но мощности их небольшие (20—200 м; малые — связаны с эвпелагическими глинами, повышенные — с радиоляриево-глинистыми комплексами). В высоких широтах появляется мощный кремнисто (диатомово)-терригенный комплекс. В Западном талассогене помимо рассмотренных "фоновых" отложений, существенное развитие имеют мелководные известняки и связанные с ними карбонатные турбидиты; занимаемая ими площадь всего около 15%, но мощности (объемы) могут быть очень большими (рифовая фация). Кроме того, для талассогена характерно присутствие щелочных вулканитов и продуктов их разрушения.

Широтная зональность и батиметрия в конечном счете определяют характер разрезов во внутренней части океана. Многие из них, расположенные в низких широтах, целиком образованы карбонатным и кремнисто-карбонатным комплексами (см. рис. 2, 3, 15, 16). На поднятиях, таких как Шатского и Хесса, известковые пелагические осадки достигают высоких широт (скв. 310, 36°52' с.ш., глубина 3520 м). При перемещении плиты к северу и погружению ниже КГК, в верхней части разрезов появляются абиссальные фации (см. рис. 2, 7). В южной продуктивной зоне они представлены радиоляриево-глинистыми и радиоляриевыми отложениями, а в северной — диатомово-глинистыми.

Такой состав и строение океанского чехла можно рассматривать как эталон при определении природы меловых и кайнозойских формаций складчатых поясов. Аналоги океанских отложений здесь должны быть представлены в большинстве случаев пелагическими известняками, часто с прослоями кремней (последние особенно характерны для мела и эоцена); меньшее значение имеют эвпелагические глины (учитывая их малые мощности), но радиоляриево-глинистые комплексы следует ожидать достаточно хорошо выраженными, так как мощности их значительны (до 200 м). Одним из признаков пелагической седиментации в океане являются железо-марганцевые конкреции (ЖМК), концентрация которых приурочена главным образом к области развития эвпелагических глин и кремнисто-глинистых илов; возраст конкреций обычно голоценовый и плейстоценовый, но встречаются и более древние ЖМК (миоцен—эоцен); в некоторых скважинах мелкие рудные конкреции и микростяжения обнаружены в абиссальных глинах мела (скв. 66, 196, 198, 801).

В высоких широтах вблизи островных дуг, даже при сравнительно небольшой глубине океана, осадочный чехол представлен мощным, почти бескарбонатным, кремнисто-глинистым гемипелагическим комплексом с пеплами (скв. 192, 53° с.ш., глубина 3014 м). Он мог бы служить эталоном океанских образований высоких широт, но при этом необходима известная осторожность, так как сходные отложения слагают осадочный чехол и в краевом Беринговом море (скв. 190, 191).

При обобщении материала использовался формационный метод, так, как его понимает автор. Существует много специальных теоретических исследований, посвященных разным аспектам проблемы формаций, начиная с основополагающих работ Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова, Н.М. Страхова [25, 26, 32, 33] и кончая недавно вышедшими специальными сборниками [4].

В данной работе касаться принципиальных вопросов, связанных с проблемой, мы не будем, и лишь кратко (как опыт) остановимся на формационном анализе осадочного чехла талассогенов.

Несколько слов о принятой иерархии формациеобразующих единиц. Как во всех классических определениях, "низшей" единицей является порода; следующей — "породная ассоциация" (сочетание определенных типов пород). И те, и другие выделяются в значительной степени эмпирически, хотя в их определении и, тем более при характеристике, элементы генезиса присутствуют (особенно при современных знаниях о породах).

Следующая "ранговая единица" — фациальный комплекс отложений; он состоит из близких породных ассоциаций, или даже одной, но его выделение уже обязательно требует выяснения седиментационной обстановки образования (шельф, батиналь, абиссаль и т.д.), происхождения вещества и механизма его отложения; таким образом здесь генетический подход становится ведущим. Сходные фациальные комплексы могут встречаться в разных морфоструктурах, а существенно различные — в однотипной или даже одной морфоструктуре. Поэтому, а также имея в виду постулируемую обычно связь формаций с тектоническими структурами и климатическими условиями, представляется целесообразным объединить фациальные комплексы в формации, соответствующие определенным структурным единицам океана; если последние охватывают обширную часть океана (как, например, Северо-Восточная котловина), пересекая разные климатические пояса и области с разным питанием осадочным веществом, то и в пределах одной структуры рационально выделить не одну, а несколько формаций.

Принимая такую ранговую соподчиненность в осадочном чехле рассмотренной части Тихого океана, выделяются следующие формации:

1. Терригенная приконтинентальной части открытого океана — склона и его подножия. Она представлена песчано-глинистым флишоидным комплексом и комплексом гемипелагических глин, представляющими градации одной формации. В периферических частях ее могут появляться эв- или миопелагические глины, если дистальные части формации достигают абиссальной равнины. В определенных условиях (северный пояс кремненакопления и зона течения) в формации появляются диатомовые илы.

2. Кремнисто (диатомово)-терригенная бордерленда, композиционно и латерально связанная с предыдущей. Она образована фациально изменчивыми отложениями, главным образом песчано-глинистым флишом и диатомово-терригенными накоплениями. Подчиненное значение имеют карбонатно-глинистые и карбонатно-кремнистые отложения, а локально пачки пепловых и пемзовых туфов.

3. Кремнисто-глинистая приостроводужной части океана; образована

геми- и миопелагическими глинами; выделяются две взаимосвязанные переходами градации: радиоляриево-диатомовая (более южная) и диатомовая (северная).

4. Карбонатная внутриокеанских архипелагов, главной составляющей которой является мелководный банково-рифовый комплекс и гравититы: известняковые и вулканитово-известняковые; локально встречаются грубообломочные вулканитовые отложения, кластика которых включает щелочные породы. На пониженных участках рельефа могут присутствовать планктоногенные карбонатные толщи.

5. Кремнисто-карбонатная внутриокеанских глыбовых поднятий; она включает талассобатиальные карбонатный и кремнисто-карбонатный комплексы, локально углеродистые и многоцветные их разновидности. Существенное значение имеют известняковые турбидитно-контуритные отложения (в осложняющих депрессиях и на склонах поднятий). Можно выделить две подформации: карбонатную и кремнисто-карбонатную.

6. Кремнисто-глинистая малых котловин; она включает комплексы: абиссальный радиоляритово-глинистый, карбонатно-глинистый и турбидитные: известняковый и вулканитовый.

7. Кремнисто-карбонатная крупных котловин и флангов срединно-океанских хребтов. Основной ее составляющей являются комплексы: карбонатный, кремнисто-карбонатный и кремнистый (радиоляриевый). Формация особенно характерна для высокопродуктивного экваториального пояса.

8. Кремнисто-глинистая крупных котловин — представлена в основном абиссальным кремнисто(радиоляриево)-глинистым комплексом. Характерна для абиссальных равнин, расположенных в тропической продуктивной зоне.

9. Эвпелагических глин абиссальных равнин (крупных котловин) малопродуктивной области океана (халистазы).

Формации образуют закономерно сменяющие друг друга латеральные ряды, особенно четко проявленные в кайнозой Восточного талассогена. Смена формаций определяется здесь батиметрией и широтной зональностью. В пределах Западного талассогена, как мы видели, латеральное соотношение формаций более сложное.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Басов И. А.* Геологические события мела—кайнозоя северо-западной части Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 59—68.
2. *Басов И. А.* Эрозионная деятельность в северо-западном секторе Тихого океана в позднем мезозое и кайнозое // Тихоокеан. геология. 1988. С. 14—25.
3. *Безруков П. Л.* Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане // Тр. Океаногр. комис. 1962. Т. 10, вып. 3. С. 3—8.
4. Геологические формации и закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Недра, 1990. 100 с.
5. *Головкинский В. И.* Тектоника Тихого океана. М: Недра, 1985. 198 с.
6. *Зоненшайн Л. П., Волокитина Л. П., Седов А. П.* Значение глубоководного бурения для палеодинамических и палеобатиметрических реконструкций // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 143—152.
7. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И.* Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28—45.
8. *Красный Л. И.* Система глобального раздробления Восточной Азии и западной части Тихого океана // ДАН СССР. 1974. Т. 214, № 2. С. 414—417.
9. *Красный Л. И.* О великом тихоокеанском георазделе // Там же. 1978. Т. 242, № 1. С. 1148—1151.
10. *Крашенинников В. А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя: (Тихий и Атлантический океаны) // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1978. Вып. 21. С. 42—161.
11. *Крашенинников В. А., Лебедев Е. Л., Басов И. А.* О глобальных изменениях климата в альбское—поздне меловое время // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С. 3—13.
12. *Лисицын А. П.* Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Недра, 1966. С. 90—191.
13. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
14. *Меланхолина Е. Н.* Тектоника северо-западной Пацифики. М.: Наука, 1988. 212 с. (Тр. ГИИН АН СССР; Вып. 434).
15. *Мурдмаа И. О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
16. *Пушаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
17. *Пушаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д.* Системы разломов в Тихом океане // Геотектоника. 1980. № 2. С. 3—12.
18. *Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н.* Тектоника северо-западной части Тихого океана // Там же. 1981. № 1. С. 5—18.
19. *Пушаровский Ю. М., Разницын Ю. Н.* Тектоника Каролинской океанической ступени: (Юго-запад Тихого океана) // Там же. 1986. № 6. С. 40—54.
20. *Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н., Кудрявцев Д. И.* и др. Вещественный состав океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан) // Там же. 1983. № 3. С. 3—14.
21. *Савостин Л. А., Волокитина Л. П., Зоненшайн Л. П.* Палеобатиметрия Тихого океана в позднем мелу // Океанология. 1980. Т. 20, № 5. С. 871—881.
22. *Сафонов В. Г.* Некоторые типы обломочных пород подводных гор Маркус-Неккер // Там же. 1978. Т. 18, № 2. С. 276—282.
23. *Свальнов В. И., Ушакова М. Г., Чеховская М. П.* и др. Новые данные о геологии подводных гор Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 78—89.
24. *Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г.* и др. Донные отложения и

- вулканические породы полигона в южной котловине Тихого океана // Там же. 1973. № 1. С. 17—28.
25. *Страхов Н.М.* Типы осадочного процесса и формации осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 3—21.
 26. *Страхов Н.М.* К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 6. С. 3—30.
 27. Стрoение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 229 с.
 28. *Тимофеев П.П., Ратеев М.А., Ренгартен Н.В.* и др. Проблемы Мирового океана: Литология и геохимия Тихого океана. М.: Наука, 1983. 215 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 387).
 29. *Удинцев Г.Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
 30. *Удинцев Г.Б.* Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 237 с.
 31. *Хаим В.Е.* Региональная геотектоника: Океаны: Синтез. М.: Недра, 1985. 290 с.
 32. *Херасков Н.П.* Геологические формации: (Опыт определения) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. 27, вып. 5. С. 31—52.
 33. *Шатский Н.С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещ. по осадоч. породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Вып. 2. С. 7—100.
 34. *Adachi M., Yamamoto K., Sugisaki R.* Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity // *Sediment. Geol.* 1986. Vol. 47, N 1. P. 125—148.
 35. *Aissaoui D.M.* Magnesian calcite cements and their diagenesis: Dissolution and dolomitization Mururoa Atoll // *Sedimentology.* 1988. Vol. 35, N 5. P. 821—841.
 36. *Andrews J.E., Packham G., Eade J.V.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1975. Vol. 30. 753 p.
 37. *Arthur M.A., Schlanger S.O.* Cretaceous "oceanic anoxic events" in development reef-reservoired giant oil field // *Bull. Amer. Assoc. Petrol.* 1979. Vol. 63, N 6. P. 870—885.
 38. *Barnay I., Karson J.A.* Basaltic breccias of the Clipperton fracture zone (east Pacific): Sedimentation and tectonics in a fast-slipping oceanic transform // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1989. Vol. 101, N 2. P. 204—220.
 39. *Bramlette M.N.* Monterey formation of California and origin of its siliceous rocks // *Geol. Surv. Prof. Pap.* 1946. N 212. P. 1—57.
 40. *Crager J.S., Scholl D.W., Bouce R.E.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1973. Vol. 19. 915 p.
 41. *Cronan D.S.* Basal ferruginous sediments cored during Leg 16, Deep Sea Drilling Project // Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): 1970. Vol. 16. P. 601—604.
 42. *Cronan D.S.* Basal metalliferous sediments from the Eastern Pacific // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87, N 6. P. 928—934.
 43. *Douglas R.G., Mouldade M.* Age of basal sediments on the Shatsky Rise, western North Pacific Ocean // *Ibid.* 1972. Vol. 83, N 4. P. 1163—1168.
 44. *Eittrem S.L., Piper D.Z., Chezar H.* et al. Observations on cretaceous abyssal hills in the Northeast Pacific // *Mar. Geol.* 1984. Vol. 56, N 1/4. P. 41—64.
 45. *Emery O.K.* The sea off Southern California. N.Y.: Wiley, 1960. 366 p.
 46. *Fischer A.G., Heezen B.C., Boyce R.E.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1971. Vol. 6. 1329 p.
 47. *Frakes L.A.* Climates throughout geologic time. Amsterdam: Elsevier, 1979. 310 p.
 48. *Hamilton E.L.* Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1956. N 64. P. 1—97.
 49. *Hamilton E.L.* Marine geology of the Aleutian Abyssal Plain // *Mar. Geol.* 1973. Vol. 14, N 5. P. 295—326.
 50. *Haq B.U., Hardenboe J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science.* 1987. Vol. 235, N 4793. P. 1156—1167.
 51. *Hays J.D., Cook M.E., Jenkins D.G.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1972. Vol. 9. 1205 p.
 52. *Heezen B.C., McGregor I.D., Foreman H.P.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1973. Vol. 20. 958 p.
 53. *Jackson E.D., Koizumi I., Avdeiko G.* Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1980. Vol. 55. 868 p.
 54. *Kulm L.D., Von Huene R., Duncan J.R.* et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1973. Vol. 18. 1077 p.

55. Ladd H.S., Schlanger S.O. Drilling operations on Eniwetok Atoll // Geol. Surv. Prof. Pap. 1960. N 260. P. 863—903.
56. Larson R.L., Moberly R., Bukry D. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1975. Vol. 30. 980 p.
57. Larson R.L., Schlanger S.O., Batiza R. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1981. Vol. 61. 885 p.
58. Lonsdale P., Normark W.R., Newman W.A. Sedimentation and erosion on Horison Guyot // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 84, N 2. P. 289—316.
59. Lonsdale P. Paleogene history Kula Plate: Offshore evidence and onshore implications // Ibid. 1988. Vol. 100, N 5. P. 733—754.
60. McGowan B. Silica burp in the Eocene ocean // Geology. 1989. Vol. 17, N 9. P. 857—860.
61. McManus D.A., Burns R.E., Weser O. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1970. Vol. 5. 827 p.
62. Menard H.W. Marine geology of Pacific. N.Y.: McGraw-Hill, 1964. 225 p.
63. Moore J.G., Clague D.A., Holcomb R.T. et al. Prodigios submarine landslides on the Hawaiian Ridge // J. Geophys. Res. B. 1989. Vol. 94, N 12. P. 17465—17484.
64. Rea D.K., Dixon J.M. Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65, N 1. P. 145—166.
65. Rea D.K., Naugler F.P. Musician seamount province and related crustal structures north of the Hawaiian Ridge // Mar. Geol. 1971. Vol. 10, N 2. P. 98—111.
66. Rea D.K., Vallier T. Two Cretaceous volcanic episodes in the western Pacific Ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94, N 11. P. 1430—1437.
67. Rosendale B.R., Moberly R., Halunen A.J., Kroenke L.W. Geological and geophysical studies of Canton Trough region // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80, N 17. P. 2565—2574.
68. Schlanger S.O., Jackson E.D. Cretaceous oceanic anoxis events: Causes and consequences // Geol. mijnbouw. 1976. Vol. 55, N 34. P. 179—184.
69. Schlanger S.O., Jackson E.D., Bouce R.E. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1976. Vol. 33. 973 p.
70. Schlanger S.O., Jenks H.C., Premoli-Silva I. Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Creceous transgressions // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52, N 2. P. 435—449.
71. Tamaki K., Joshima M., Larson R.L. Remnent Early Cretaceous spreading center in Central Pacific Basin // J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84, N 9. P. 4501—4509.
72. Thiede J., Vallier T.L., Adelseck Ch.G. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1981. Vol. 62. 1120 p.
73. Tracey J.J., Von der Borch C.C., Nesteroff W.D. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1971. Vol. 8. 1037 p.
74. Trichert J., Repellin P., Oustriere P. Stratigraphy and subsidence of the Mururoa Atoll (French Polynesia) // Mar. Geol. 1984. Vol. 56, N 1/4. P. 241—257.
75. Van Andel T.H., Heath G.R., Bennett R.H. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1973. Vol. 16. 945 p.
76. Van Andel T.H., Heath G.R., Moore T.C. Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific Ocean // Geol. Soc. Amer. Mem. 1975. N 143. P. 1—134
77. Vogt P.R. Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water: A possible factor in carbonate-bank/reef demise and benthic faunal extinctions? // Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. Vol. 101, N 10. P. 1225—1248.
78. Volcanism in Hawaii // Geol. Surv. Prof. Pap. 1987. N 1350. P. 1—839.
79. Winterer E.L., Ewing J.J., Douglas R.G. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1978. Vol. 17. 930 p.
80. Winterer E.L., Lonsdale P.F., Matthews J.L. et al. Structure and acoustic stratigraphy of the Manihiki Plateau // Deep-Sea Res. 1974. Vol. 21, N 10. P. 793—814.
81. Winterer E.L., Riedel W.R., Brounimann P. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1971. Vol. 7, pt 1. 841 p.
82. Yeats R.S., Haw B.U., Barron J.A. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): US gov. print. off., 1981. Vol. 63. 967 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
Северо-Западный талассоген	4
Краткие сведения о морфологии и структуре	4
Главные фациальные комплексы	8
Размещение фациальных комплексов в основных морфоструктурах.....	23
Мезозой	23
Кайнозой	38
Северо-Восточный талассоген	54
Краткие сведения о морфологии и структуре	54
Главные фациальные комплексы	58
Размещение фациальных комплексов	65
Металлоносные отложения.....	74
Заключение.....	78
Литература	86

CONTENTS

Introduction	3
North-Western talassogen.....	4
Short data on morphology and structure	4
Main facial complexes.....	8
Distribution of facial complexes in the main morphostructures	23
Mesozoic	23
Cenozoic.....	38
North-Eastern talassogen.....	54
Short data on morphology and structure	54
Main facial complexes.....	58
Distribution of facial complexes.....	65
Metalliferous deposits	74
Conclusions.....	78
References.....	86

The northern half of the Pacific Ocean consists of two parts: Western and Eastern talassogens. The first is a mosaic of basins and rises, the second has a simpler structure. The paper considers the characteristics of sedimentary rock associations and their formations. In the Western talassogen there are abundant shallow-marine limestones and calcareous turbidites; in the Eastern one common pelagic sediments are predominant. The examined material showed two different types of oceanic realms. One is named a "mosaic ocean" the other represents a relatively simple, spreading structure. It is thus necessary to take into consideration the difference in oceanic environments when paleogeographic reconstructions of eugeosynclinal basins are being made.

X-180407000-139
042(02)-93 209-93, I полугодие

ISBN 5-02-002340-X

© И.В. Хворова, 1993

© Российская академия наук, 1993

Научное издание

Хворова Ирина Васильевна

**ДВА ТИПА ТИХООКЕАНСКИХ
ТАЛАССОГЕНОВ
И ИХ ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Труды, вып. 490

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом РАН*

Редактор *Т.А. Никитина*

Художник *Е.А. Волков*

Художественный редактор *Н.Н. Михайлова*

Технический редактор *Г.П. Каренина*

Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве
на компьютерной технике

Подписано к печати 14.05.93. Формат 60х90 1/16
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 6,0 +0,3 вкл. Усл.кр.-отт. 6,6 Уч.-изд.л. 7,0
Тираж 330 экз. Тип. зак. 213.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного
Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12