

ГЕОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ по данным глубоководного бурения



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ ПО ПРОБЛЕМАМ МИРОВОГО ОКЕАНА

ГЕОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ по данным глубоководного бурения

Ответственные редакторы:

Доктор геолого-минералогических наук *Н. А. БОГДАНОВ*,
член-корреспондент АН СССР *Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1984

Academy of Sciences of the USSR
Commission on the World Ocean Problems
GEOLOGY OF THE OCEAN FLOOR
AND DEEP SEA SCIENTIFIC DRILLING

Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. 176 с.

В книге обобщены материалы, полученные советскими учеными за время участия в работах б/с «Гломар Челленджер». Включены результаты работ по стратиграфии и литологии осадочного чехла, петрографии и геохимии магматических пород океанской коры, дан современный анализ геофизической структуры океанской коры и тектонического строения дна океанов.

Рецензенты:

И. П. Карташов, В. Д. Чехович

Reviewers:

I. P. Kartashov, V. D. Tshehovich

Editor-in-chief:

Doctor of Geology and Mineralogy *N. A. Bogdanov*,
Corresponding Member of the USSR
Academy of Sciences *Y. M. Pushcharovsky*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Всесоюзная школа «Геология дна океана по данным глубоководного бурения» состоялась 2—6 марта 1981 г. в г. Звенигороде. На ней были подведены итоги исследований советских ученых в рамках Международной программы глубоководного бурения в океанах за последние семь лет. В работе приняло участие 220 специалистов из Москвы, Ленинграда, Владивостока и других городов Советского Союза, представлявших 29 научно-исследовательских и производственных организаций.

Результаты экспедиционных работ советских ученых на американском буровом судне «Гломар Челленджер» по Международному проекту глубоководного бурения имеют исключительно важное значение для развития морской геологии, позволяя использовать уникальные технические средства. Советские геолого-геофизические экспедиции в морях и океанах внесли весомый вклад в изучение и уточнение мест бурения, а также в комплексную интерпретацию всех данных. Полученные буровые материалы обрабатываются во многих институтах АН СССР и других ведомств, что существенно способствует развитию всех основных наук геолого-геофизического цикла, а также разработке проблем прикладной геологии.

Благодаря планомерной и непрерывной работе судна «Гломар Челленджер» геологи располагают сведениями о возрасте, составе и площадном распространении мезозойско-кайнозойских отложений осадочного чехла в Мировом океане. При этом были открыты новые группы микрофауны, разработаны новые методы микропалеонтологических исследований, которые позволили в комплексе с магнитостратиграфией создать детальную хроностратиграфическую шкалу. Изучение строения и состава осадочной оболочки океанов, покрывающих более 70% площади нашей планеты, впервые открыло возможность изучения Земли в целом и проведения глобальной корреляции геологических событий за последние 100—150 млн. лет ее истории. Серьезные успехи достигнуты и в изучении органического вещества в океанских осадках. Широкое площадное бурение океанского дна доказало, что осадки подстилаются в основном толентовыми базальтами, которые слагают второй слой океанской коры и могут включать осадочные отложения. Детальные исследования базальтов различных морфоструктур позволили перейти к петро-геохимическому районированию ложа океана и установить, что процессы преобразования базальтов зависят от глубины их залегания, температуры и состава трещинных вод.

Результаты изучения геологического строения первого (осадочного) и второго (базальтового) слоёв океанской коры позволяют перейти к составлению геологической и тектонической карт дна Мирового океана. Степень детальности подводного геологического картирования в большой мере зависит от интерпретации сейсмоакустических, магнитометрических и других геофизических данных, которая в результате глубоководного бурения достигла большой точности. Значительные успехи в этом направлении получены благодаря широкому внедрению скважинных геофизических измерений, которые позволяют изучать физические параметры пород непосредственно в условиях их залегания. Комплекс геолого-геофизических данных и геологическое картирование уже сейчас позволяет ставить задачи поисков месторождений углеводородов и рудных скоплений на дне морей и океанов.

Учеными на океанском дне были установлены области скоплений железо-марганцевых конкреций, содержащих высокие концентрации ряда редких элементов, таких как кобальт, ванадий и др. Уже сейчас промышленность ряда стран приступает к их практической разработке. Кроме того, в зонах быстрого спрединга, вначале в Красном море, а в последние годы практически во всех океанах, наблюдались гидротермальные источники, выносящие на дно океанов и морей полиметаллы, которые образуют в осадках промышленные скопления. Глубоководное бурение оказывает уже сейчас большое влияние на разработку фундаментальной теории о происхождении этих рудных залежей, которая необходима для постановки геологоразведочных работ на ближайшее будущее, и об их добыче.

Геологосъемочными и разведочными работами уже доказано, что потенциально наиболее богатыми районами для поисков нефти и газа являются районы континентальных окраин, в пределах которых находится более половины всех осадочных пород Земли. Уже сейчас со дна океанской акватории извлекается около $\frac{1}{3}$ мировой добычи углеводородов, запасы которых здесь определяются во много миллиардов тонн и триллионов кубических метров. Только совместные буровые и глубинные геофизические исследования помогут получить ответы на сложные вопросы истории формирования океанской коры и наметить целенаправленную разведку полезных ископаемых в пределах этой обширной области нашей планеты.

Н. А. Богданов, Ю. М. Пушаровский

Н. А. БОГДАНОВ

ГЛУБОКОВОДНОЕ БУРЕНИЕ — ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И НАПРАВЛЕНИЕ РАБОТ НА БУДУЩЕЕ

Работы по Международному проекту глубоководного бурения дна океанов продолжают уже второе десятилетие. При этом его актуальность со временем не уменьшается, а возрастает.

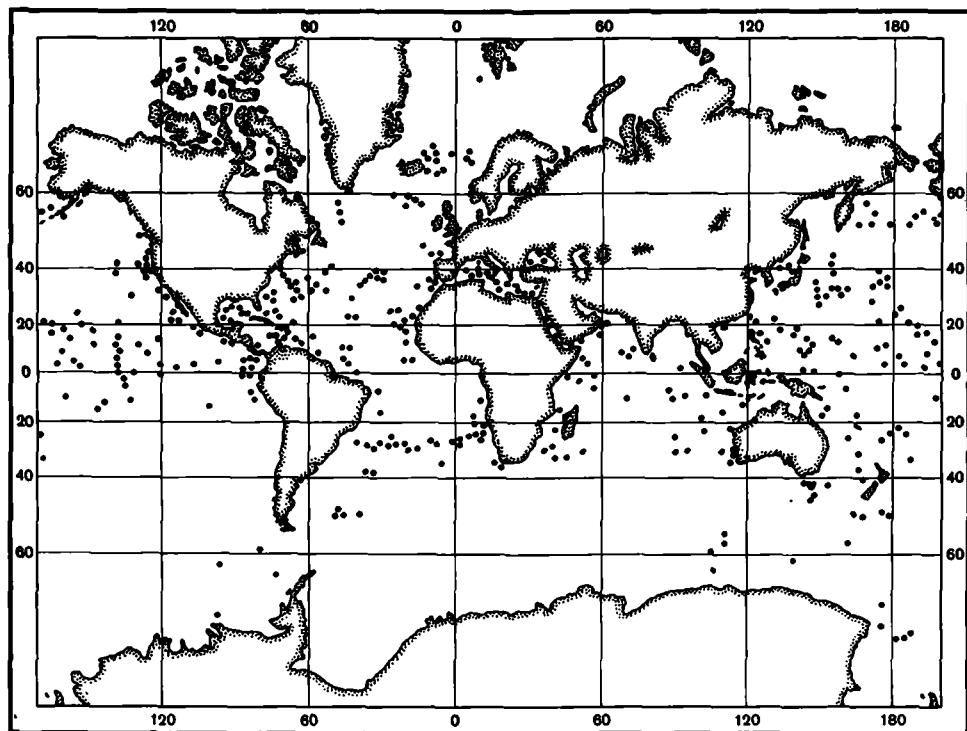
Результаты исследований, выполненных в рамках проекта глубоководного бурения в океанах, остаются одними из наиболее интересных и составляют почти половину важнейших достижений геологии в познании процессов на нашей планете. Это связано с тем, что наряду с развитием и совершенствованием буровой техники и аппаратуры на американском судне «Гломар Челленджер» непрерывно на основании новых данных развиваются научные идеи об эволюции отдельных районов океанского дна и предлагаются современные оригинальные методы в изучении осадков и базальтов океанской коры.

Проект зародился в 1968 г. и основной целью на первом этапе его выполнения была проверка бурением теории тектоники плит. Пробуренные скважины (рис. 1, 2) на 95% подтвердили правильность идей Дж. Моргана и Кс. Ле Пишона о спрединге океанской коры, возрасте осадочного чехла, направлении движения и положении литосферных плит. Данные бурения в окраинных морях, наоборот, заставили ученых отказаться от механического применения тектоники плит к этим регионам. Иными словами, плодотворные творческие исследования с использованием метода глубоководного бурения влекут за собой развитие науки о строении океанского дна, заставляя ученых решать все новые научные задачи.

С момента организации Проекта в 1968 г. в его работе участвовали советские ученые. В первые годы они привлекались в качестве гостей, а с 1974—1975 гг., когда Академия наук СССР и вслед за ней научные центры Англии, Франции, ФРГ и Японии вошли в ДЖОИДЕС¹ в качестве полноправных его членов, участие ученых нашей страны приняло достаточно широкий характер. Советские представители входили в состав консультативных комиссий и руководящих комитетов Проекта, внося свой вклад в составление научных программ глубоководного бурения. Более 60 наших ученых работали на борту судна «Гломар Челленджер», а Г. Б. Удинцев, Ю. П. Непрочнов, Л. В. Дмитриев и В. А. Крашенинников были соначальниками рейсов. В обработке материала бурения принимали участие представители 11 институтов АН СССР, Министерства геологии СССР и Министерства газовой промышленности. Значительное количество кернов осадков и базальтов было получено из центров-хранилищ образцов глубоководного бурения для научной обработки в нашей стране. Поэтому доля выполненных советскими специалистами работ в общих результатах Проекта глубоководного бурения весьма заметна. Изучением материалов, полученных со дна океана с помощью бурения, продолжают заниматься и сейчас научные коллективы Москвы, Ленинграда, Владивостока, Киева и других городов нашей страны.

Ниже мы кратко остановимся на тех направлениях в изучении геологии дна океана, в которых сделаны наиболее крупные достижения, а также рассмотрим задачи научных исследований, намеченных на ближайшее время, вплоть до 1987 г.

¹ ДЖОИДЕС (JOIDES) — Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling — Объединение океанографических институтов США, возглавляющее глубоководное бурение. — *Прим. ред.*

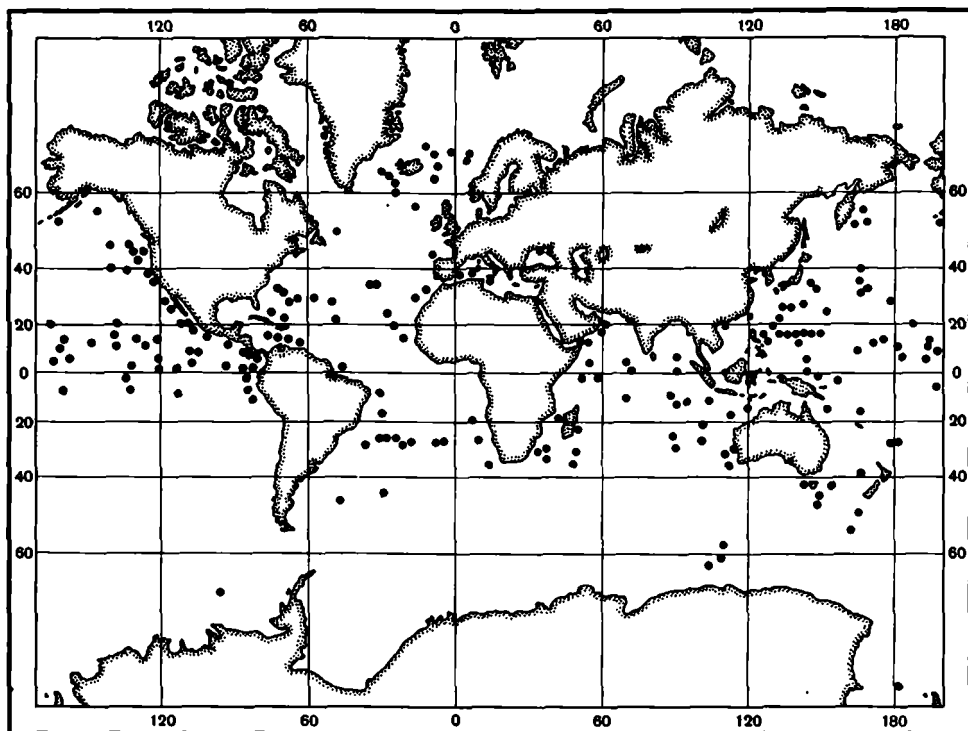


Р и с. 1. Расположение скважин, пробуренных на океанском дне к концу 1981 г.

Научным достижениям Проекта глубоководного бурения дна океанов посвящено большое количество статей и монографий. Они касаются, как правило, отдельных специальных вопросов и значительно реже — глобальных проблем геологии, для решения которых результаты Проекта играют важную роль. Остановимся на некоторых из них.

С начала бурения в океане на основании детального изучения планктонной и бентосной микрофауны составлялась детальная биостратиграфическая шкала. Учитывая, что в океанских условиях разные климатические зоны связаны между собой постепенными переходами, а эндемичные формы фауны находят свое положение в общих стратиграфических подразделениях, постепенно была создана единая биостратиграфическая шкала для всего Мирового океана. Такая шкала для кайнозойских и верхнемеловых океанских отложений более детальна, чем для стратиграфических подразделений, выделенных на отдельных континентах.

Буровые работы в Атлантическом и Тихом океанах установили, что в пределах срединно-океанских хребтов преобладают относительно мелководные карбонатные илы, которые по направлению к континентам сменяются все более глубоководными осадками. Эта закономерность сохраняется для образований третичного и мелового возраста. Бурение подтвердило, что так же, как и линейные магнитные аномалии, осадки по направлению к рифтовой долине срединно-океанских хребтов постепенно омолаживаются и границей распространения пород определенного возраста как бы служат аномалии того же геологического времени. Интересно, что за пределами срединных хребтов в осадках океанского чехла наблюдается одинаковая горизонтальная и вертикальная последовательность смены вещественного состава осадков. На базальтах залегают относительно мелководные илы, накопившиеся на глубине 1000—1500 м, которые сменяются все более глубоководными отложениями. Но по вертикали такая последовательность фаций пересекает возрастные уровни. Таким образом, изменение условий седиментации в осадочном чехле океана прекрасно подтверждает спрединг в срединно-океанских хребтах и образование новых порций океанической коры.



Р и с. 2. Расположение скважин, достигших базальтового слоя океанской коры

Во второй половине 60-х годов академиком А. В. Пейве и рядом зарубежных ученых независимо друг от друга было высказано предположение, что встречающиеся в пределах складчатых областей континентов покровы офиолитов представляют собой фрагменты океанской коры геологического прошлого. Лучшие разрезы офиолитового комплекса известны в Альпийском поясе Средиземноморья, где они впервые были описаны австрийским геологом Г. Штейманом в 1927 г.

В результате детальных исследований офиолитов континентов ученые сделали ряд принципиальных выводов, которые учитывались при составлении научных программ для различных фаз глубоководного бурения в океанах. Так, ими было установлено, что ультрабазиты, или породы верхней мантии, несут следы перекристаллизации и деформаций, которые произошли до формирования вышележащих слоев, сложенных габброидами и базальтами. На основании этого была предложена модель глубинной дифференциации вещества верхней мантии, согласно которой выплавление магмы основного состава происходит на глубинах 20—40 км под рифтовой зоной срединно-океанского хребта. При своем продвижении к поверхности магма могла заполнять несколько промежуточных камер, последняя из которых располагалась не глубже 1—2 км под зоной спрединга. Зона спрединга непрерывно прослеживается на тысячи километров, достигая в ширину всего 10—20 км. Одновременно вдоль рифтовой зоны образовывалась не одна магматическая камера, а несколько десятков, причем размеры каждой не превышали в длину 30—40 км. Они были разделены небольшими (до 10—15 км) пространствами, где в тот момент не было магматической активности. Следовательно, базальтовый слой океана, который послужил одним из основных предметов изучения во время глубоководного бурения, не может быть однородным вдоль оси рифтовой зоны. Он несет следы происхождения из разных магматических очагов и — с известной вероятностью — с различных глубин первоначального плавления мантийного ультрабазитового вещества.

Одно из главных преимуществ глубоководного бурения заключается в возмож-

ности изучения базальтов не только в срединных хребтах, где они непосредственно контактируют с морской водой, но и в пределах океанских впадин, где эти породы погребены под мощным слоем осадочного чехла. Бурение позволило получить прямые данные о закономерностях изменения состава базальтов, а изучая их — сделать выводы о характере физико-химических процессов, протекающих в глубоких недрах Земли. Так как в базальтах океанского дна сохраняется повышенный тепловой поток и сквозь них проходят гидротермальные разрывы, то направленное исследование магматических пород позволяет перейти к решению вопросов об изменении солевого состава водных масс океана и концентрации редких элементов и рудных залежей в океанских породах.

Сопоставление разрезов базальтов разных участков бурения, даже находящихся на расстоянии всего нескольких десятков морских миль друг от друга, указывает на большое многообразие различных типов лавовых потоков. Эти вариации могут быть объяснены тем, что или происходила кристаллизация различных типов базальтовых магм, или имело место поглощение вмещающих пород магматическими расплавами в неглубоких промежуточных камерах. Были установлены различные по составу лавовые потоки, которые чередуются между собой, поглощая и слои осадков. Часто смена лавовых потоков сопоставляется с изменением характера магнитного поля Земли. Все данные указывают на пульсирующее (импульсное) излияние базальтов на дне океана из временных магматических камер, а не о каком-либо непрерывном процессе подтока их к поверхности и постоянном извержении базальтовых магм. Пульсирующий процесс излияния базальтов в рифтовых долинах срединно-океанских хребтов обусловлен, скорее всего, растяжениями, которые в масштабах геологического времени выглядят для нас непрерывными, тогда как пульсации происходили с перерывами в десятки или первые тысячи лет.

Несколько скважин, которые были пробурены недалеко от осевой рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, вскрыли под покровами базальтов тектонические брекчии, состоящие из рассланцованных ультраосновных пород, габброидов и осадков. Такие же образования широко известны на континентах в основании тектонических покровов офиолитов. Они, видимо, свидетельствуют о пульсирующем растяжении при образовании новых порций океанской коры, так как неодинаковыми скоростями перемещения блоков коры океанов в стороны от осевой зоны хребтов можно объяснить образование тектонических покровов в этих структурах.

В настоящее время накоплен огромный багаж геофизических данных по формам структур верхних слоев дна океана, однако ученые далеко не всегда могут верно определить их генетическую природу. В первые годы работы судна «Гломар Челленджер» было установлено, что купола протыкания на дне океана, несмотря на их внешнее сходство на сейсмоакустических профилях, имеют совершенно разное происхождение. Так, в Мексиканском заливе такие структуры оказались соляными диапирами, а у о-вов Зеленого Мыса на востоке Атлантики — магмоподводящими каналами молодых вулканов. В данном случае вопрос идентификации природы структур океанского дна касался весьма специфических форм, которые встречаются довольно редко. Не менее важно было установить на сейсмоакустических профилях возраст и характер отражающих поверхностей; некоторые из них прослеживаются на тысячи миль от континентального склона до абиссальных равнин. Благодаря значительному выходу керна осадков глубоководное бурение позволяет точно фиксировать причину возникновения этих разделов. А если учесть, что в рамках работы одного только Проекта глубоководного бурения получено 1,5 млн. км сейсмоакустических профилей, то в результате привязки к ним данных бурения ученые смогут перейти к составлению геологической карты дна Мирового океана, которая по своей точности и достоверности превзойдет результаты геологосъемочных работ в ряде районов на континентах.

Изучение образцов керна из скважин, которые пересекли несколько различных лавовых потоков, позволило магнитологам установить неоднородности магнитоактивного слоя по вертикальному разрезу океанской коры, которые имеют важное значение для выяснения природы магнитных аномалий. Советским ученым В. Н. Пономаревым был разработан скважинный магнитометр, который опускался в скважины с борта

«Гломар Челленджера». С помощью этого прибора прямо в скважинах были установлены базальты с разнополярной намагниченностью, а кроме того восстановлены направления полного вектора магнитного поля геологического прошлого, необходимые при построении палеотектонических реконструкций дна океанов. С помощью магнитометра можно фиксировать границы не только между осадочными и магматическими породами, но и различными типами как тех, так и других.

В рейсах судна «Гломар Челленджер» применялся весь комплекс стандартного каротажа, включающий звуковой, плотностной, индукционный, нейтронный, температурный и гамма-каротаж. С помощью этих методов устанавливались следующие свойства пород: пористость и наличие каверн, проницаемость, плотность, электрическое сопротивление и температура. Комплекс подобных сведений позволил сделать ряд важных научных выводов. Например, в верхних горизонтах базальтов были прослежены многочисленные слои осадочных пород. Сравнительный анализ плотности молодой (слой 2А) и древней (слой 2В) океанской коры показывает, что более древние породы обладают большей плотностью. Это объясняется заполнением трещин в базальтах вторичными минералами, образованными в результате гидротермальных воздействий. Изучение изменений температур в скважинах свидетельствует об устойчивости теплового потока на дне океана. Так, в скв. 393А вторичное изменение температур через пять лет после бурения дало те же показатели: 22 °С при температуре морской воды у океанского дна 2 °С.

В последние годы широкое применение в геологическом изучении дна океана получили глубоководные батискафы. С подводного батискафа «Алвин» (США) в 1978 г. в районе Багамской банки к северо-востоку от Багамских островов на глубине 2765 м была обследована скважина, пробуренная в 1970 г. Изучение стенок скважины и акустическое эхолотирование ее ствола показали, что в подводных условиях скважины не заваливаются осадками, а остаются открытыми, что позволяет их использовать для длительных геофизических измерений. Первые эксперименты с внутрискважинными сейсмометрами в районах Калифорнийского залива и Азорских островов дали интересные результаты. Они позволили установить, что уровень посторонних шумов, воздействующих на гидрофон в этих условиях, уменьшается почти в 20 раз. Гидрофоны в скважинах прекрасно фиксируют мелкие землетрясения в земной коре и позволяют получить очень высокое качество сейсмических записей, которые дают возможность судить о напряжениях, существующих в океанской коре.

Полученные за последние годы результаты геофизических внутрискважинных измерений заметно расширили наши знания о строении земной коры океана и процессах, протекающих в ней. Большое их распространение по площади, а также увеличение продолжительности сейсмических исследований с использованием скважин несомненно дадут толчок к новым формам исследования океанской литосферы и помогут получить материал для критической оценки ряда общепринятых геофизических концепций.

Хотя Проект глубоководного бурения в океанах может быть смело отнесен к наиболее продуктивным и выдающимся международным программам нашего столетия в области наук о Земле, тем не менее на ближайшее десятилетие перед ним стоят многие важные научные проблемы, которые еще ждут своего решения. Остановимся на некоторых из них.

Технические усовершенствования, внесенные в буровой инструмент (гидравлический и герметический керноотборники), позволяют получать до 90% керна осадков и осадочных пород. Они значительно расширили диапазон работ судна «Гломар Челленджер» с целью изучения палеогеографии океанов.

Одним из важнейших вопросов для расшифровки палеогеографических условий накопления океанских осадков является реконструкция палеоклиматов. С помощью герметического керноотборника можно доставать со дна океана ненарушенный керн осадков плиоцена, плейстоцена и голоцена. Благодаря этому ученые имеют возможность проследить все ледниковые циклы за последние 3 млн. лет, учитывая изменение температур морской воды и изменение скоростей осадконакопления в ледниковые эпохи и межледниковья. Такие исследования по стабильным изотопам кислорода

и углерода, давшие интересные результаты, проводились Писайсом и Муром по керну, полученному с плато Онтонг-Ява ($3^{\circ}5'$ с. ш. и 159° в. д.). Они показали, что заметные ритмичные климатические колебания происходили каждые 50 тыс. лет. Исключение составляют последние 800 тыс. лет, когда резкое похолодание привело к возникновению материкового оледенения в северном полушарии. Таким образом, без сомнения, в природе существуют климатические циклы. Сейчас стоит задача выявить макро- и микроциклы для кайнозоя и дать их точную возрастную датировку. С помощью стабильных изотопов имеется возможность установить и размеры климатических колебаний. Большинство крупных скачков температур, которые приводят к биологическим изменениям в составе планктона и химического состава поверхностных морских вод, вызвано астрономическими причинами (изменениями в орбите вращения нашей планеты) или радикальными перемещениями континентальных плит. Перед учеными стоит задача установить точно эти причины, включая возможные вариации в орбитальном вращении Земли.

Несомненно, влияние на климатические изменения в океанах оказывали и другие причины, например глобальные колебания уровня моря в мезозое, установление стабильной циркуляции подводных течений, образование проливов или открытых связей между океанами и др. Некоторые из них имели чисто региональное значение, но тем не менее оказали заметное влияние на эволюцию морской биоты океанских бассейнов. За время бурения в океанах собран уже значительный материал. Теперь необходимо его систематизировать, для того чтобы составить общую картину причинной закономерности климатических изменений и связать их с эволюцией складчатых поясов континентов.

Бурение осадочного чехла океанской коры позволило установить общую картину фациальных изменений осадков. Однако во многих районах, главным образом вдоль континентальных склонов, в последние годы были обнаружены явления, происхождение которых не поддается объяснению с общих позиций. К ним относятся крупные подводные оползни, наличие шлейфов относительно крупнозернистых осадков вдоль интенсивных придонных течений и обширные глубоководные конусы выноса, идущие от подводных каньонов. Мощности осадков в этих областях резко возрастают по сравнению с сопредельными с ними районами абиссальных равнин.

В результате континентального дрейфа некоторые из этих районов интенсивного накопления осадочного материала переместились далеко от первоначальных областей сноса и сейчас важно установить для общей палеоокеанологии не только условия, в которых они формировались, но и причины, приведшие к образованию подводных оползней и огромных (площадь в несколько тысяч квадратных километров) глубоководных конусов выноса. Для этого необходимо выяснить условия седиментации в подводных океанских течениях, включая воздействие отдельных турбидитных потоков и разнос ими взвешенного глинистого материала.

С воздействием подводных течений связывают также и перерывы в океанском осадконакоплении. В геологическом времени эти перерывы часто совпадают с эпохами трансгрессий и регрессий моря на континентах. Бурение дна океана поможет ученым связать эти явления и, возможно, объяснить генезис подводных течений изменениями уровня моря в различные геологические эпохи.

Как известно, черные углеродистые сланцы на континентах иногда содержат промышленные концентрации многих металлов, в том числе золота, урана и других компонентов. На примере Черного моря и других замкнутых и полузамкнутых бассейнов известно, что аналогичные осадки образуются в бескислородной среде в результате деятельности анаэробных бактерий. Необходимо было выяснить, какие условия существовали вдоль побережья Западной Африки в меловое время, когда там формировалась черносланцевая формация. В результате буровых работ 75 и 79-го рейсов в Ангольском бассейне и у берегов Марокко удалось установить, что здесь отложения, богатые органическим углеродом, формировались в полузамкнутых бассейнах еще до возникновения единой акватории Атлантического океана. В них в результате расслоения водной массы из-за неоднородной солености и температуры кислород не проникал в придонные слои. Подобные условия, но уже в более открытых бассейнах, характерны

для седиментации обогащенных органикой поздне-третичных и четвертичных отложений в Мексиканском заливе и Карибском море. Специалистам еще предстоит выяснить типы органического вещества, сохраняемые в условиях кислородного минимума, изучить геохимию водной среды, питающей черные сланцы ценными металлами и влияние на их формирование климатических изменений.

В изучении процессов образования и эволюции второго и третьего слоев океанской коры перед учеными, работающими по Проекту глубоководного бурения, по-прежнему одной из наиболее важных задач является выяснение механизма спрединга в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов и характера вулканических процессов. Необходимо выяснить, что предшествует вулканическим излияниям и как соотносятся во времени извержения, происходящие в рифтовых долинах, с изменениями базальтов вдоль трансформных разломов, которые их пересекают. Неясным остается вопрос о зависимости глубины образования магматических расплавов от скорости спрединга.

Одним из важнейших вопросов петрологии и геохимии базальтовых магм является проблема непосредственных контактов между магматическими камерами и морской водой. Установленные в последние годы в рифтовых долинах горячие фумаролы с температурой до 350 °С, обогащенные сульфидами железа, меди и цинка, скорее всего возникают в результате глубокого проникновения морской воды в океанскую кору вдоль тектонических трещин. В результате происходит не только химическое выщелачивание ряда компонентов из базальтов, но и обменные реакции между корой и морской водой, оказывающие влияние на состав последней. Фактически мы переходим к решению проблемы об изменении химического состава морской воды в течение геологического времени.

При помощи бурения ученые могут проникнуть сквозь породы второго геофизического слоя и установить, чем сложен третий слой океанской коры. Такая попытка была сделана в конце 1981 г. в пределах хребта Коста-Рика в Тихом океане во время повторного бурения скв. 504В. Здесь были пройдены базальты, нижняя часть слоя которых изменена до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма и содержит штокверковые жилы пирита и халькопирита, и начато бурение слоя, сложенного параллельными дайками базальтов и диабазов. Мощность собственно базальтов в океанской коре в этом районе достигает 600 м. Эти данные подтверждают идею об идентичности структуры и состава океанской коры и офиолитовых комплексов складчатых поясов. В хребте Коста-Рика были пробурены базальты плиоцена. Намечено бурение океанской коры мезозойского возраста, где мощность второго слоя несколько увеличивается, а также в трансформных разломах. Каждая из таких скважин будет служить придонной лабораторией для восстановления процессов, происходящих при образовании коры океанов и ее изменении во времени.

В области тектоники и эволюции дна океанов и морей остается еще много вопросов, решение которых может быть достигнуто с помощью глубоководного бурения. В пределах континентальных окраин наименее изучена ранняя стадия их образования. В основании осадочного чехла сейсмоакустикой установлены ступенчатые структуры и глубокие грабены, образование которых предшествовало опусканию континентальной окраины. Морфологически такие структурные формы на континентах с обеих сторон Атлантического океана очень сходны, однако не установлено, образовались ли они в одну и ту же геологическую эпоху или нет. Неясно, что предопределяет развитие глубоких каньонов, пересекающих пассивные континентальные окраины: всегда ли они приурочены к поперечным тектоническим разломам или определяются направлениями подводных эродирующих потоков.

Наибольшее количество научных проблем стоит перед специалистами, изучающими активные окраины океанов. В последние годы в ряде окраинных морей — Японском, Беринговом, Филиппинском, Тасмановом и других — установлены местные зоны спрединга. Океанская кора в этих бассейнах образовалась в ряде случаев уже после того, как возникла островная дуга и сопряженный с ней глубоководный желоб. В связи с этим общая модель субдукции океанской коры вдоль глубоководных желобов, формирования над зонами субдукции островных дуг и аккреционных призм из скученных океанических осадков заметно усложнилась.

Бурение, проведенное вдоль океанских склонов островных дуг Центральной Америки, Японии и Марианских островов, показало, что пакет тектонических пластин, располагающийся перед фронтом дуги, сложен главным образом островодужным обломочным материалом. Среди комплексов горных пород здесь важная роль принадлежит олистостромам. Другими словами, перемещение островных дуг в сторону океана происходило быстрее, чем погружение под них океанского ложа. Зоны скучивания были установлены и вдоль континентальных бортов островных дуг, которые получили название зон сжатия. Таким образом, парные пояса метаморфизма, по А. Миасиро, получают совершенно иное толкование — как образовавшиеся в результате кратковременных эпох быстрого спрединга в тылу островных дуг, а не в процессе субдукции океанской коры.

Бурение аккреционных призм на океанских островодужных бортах преследует цель выяснить время и условия их образования. Первые скважины, пробуренные к востоку от Японских островов, показали, что периоды аккреции (или скучивания) сменяются эпохами тектонической эрозии. Последняя объясняется либо вертикальными поднятиями этой зоны и ее размывом, либо образованием обширных оползней, когда пластичные покровы и чешуи осадочных пород соскальзывали к основанию дуг, образуя олистостры. Для более полного представления о тектонических явлениях, происходящих в пределах желобов и островных дуг, необходимо кроме детальных сейсмоакустических исследований провести буровые работы по нескольким пересечениям. Они позволят проследить подводные структуры одного возрастного диапазона и установить тектонический механизм, который привел к их образованию.

В центральных частях океанов глубоководное бурение на ближайшее будущее преследует цель выяснить взаимоотношение вертикальных и горизонтальных тектонических движений вдоль зон трансформных разломов. При этом особый интерес представляют районы, прилегающие к современным вулканически активным рифтовым зонам. По данным бурения в районе Азорских островов здесь образуются тектонические покровы в результате надвигания блоков, сложенных молодой океанской корой, на более древние образования. В связи с этим интересно выяснить внутренние сейсмические напряжения в молодых базальтовых потоках. Возможность таких наблюдений была показана летом 1981 г. во время эксперимента с внутрискважинным сейсмометром на Срединно-Атлантическом хребте.

Глубоководные буровые работы в океанах позволили получить важный материал для более полного понимания их истории. Сейчас разработан план буровых работ, в результате выполнения которого будет решен ряд научных задач, перечисленных выше. Содружество ученых разных специальностей из многих стран, принимающих участие в буровых работах в океанах, служит хорошей основой для успешного претворения этих планов в жизнь.

УДК 551.242.2:553.068.22

А. П. ЛИСИЦЫН

ОСАДОЧНОЕ ТЕЛО ОКЕАНА

Данные глубоководного бурения в сочетании с геофизическими исследованиями впервые позволили судить об осадочном теле океана — его строении и составе. В настоящее время можно определить мощность, объем и массу океанских отложений, скорости осадконакопления, абсолютные массы и многие другие важнейшие показатели осадочного процесса для последних 150 млн. лет. Удалось показать, что распределение осадочного материала в современных и древних океанах исключительно неравномерно. Выявлены участки, где длительное время накапливаются огромные массы осадочного вещества с образованием толщи отложений мощностью до 10—16 км — области лавинной седиментации, расположенные по периферии океана. В пелагических частях океана мощности обычно не превышают 1 км, а чаще всего составляют первые

сотни метров. В обширных аридных зонах океанов мощность отложений даже меньше 100 м, широко распространены участки, вообще не прикрытые осадочным чехлом. Средняя мощность осадочных отложений на дне Мирового океана, по нашим определениям, составляет всего 459 м. Неожиданными оказались многочисленные перерывы в толще глубоководных осадков, следы переотложения, разнообразная слоистость, свидетельствующие об изменении условий глубоководного осадконакопления.

Данные о среднем составе осадочных отложений на дне океана вопреки представлениям классической литологии показывают огромное, решающее значение биогенной седиментации в океане — на его долю приходится более половины осадочного вещества кернов бурения.

В последние годы со ссылкой на материалы бурения начала развиваться концепция, названная «глобальной концепцией глинообразования в океане», согласно которой решающее значение в формировании глинистых минералов океана принадлежит базальтам ложа и базальтовому вулканизму [Коссовская, 1976]. В настоящей статье делается попытка в сжатой форме показать главнейшие результаты, полученные при изучении осадков дна океана с помощью глубоководного бурения и описать важнейшие закономерности, сопоставить эти данные с традиционными представлениями и с «новой глобальной концепцией глинообразования».

МОЩНОСТЬ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ОКЕАНА

Общие закономерности распределения мощностей в пелагиали океана. За последние 10—15 лет в представлениях о мощности осадочных отложений на дне морей и океанов и в закономерностях их распределения произошли кардинальные изменения. Дело в том, что только в самые последние годы удалось разработать достаточно крупные сейсмические системы, которые дали возможность определить реальные мощности осадочных толщ в местах максимального накопления осадочного материала, где они достигают, как выяснилось, огромных значений — 10—15 км. В то же время данные глубоководного бурения в сочетании с непрерывным сейсмическим профилированием и методами сейсмической стратиграфии позволили как бы «просветить» всю осадочную толщу океана в пелагических его областях, выявить многочисленные маркирующие горизонты, проследить отдельные слои на многие тысячи километров и даже датировать их.

Представления о мощности основаны теперь не на косвенных методах и теоретических построениях, а на точных количественных данных. Их синтез позволяет определить мощности осадочных отложений как для отдельных морей, так и для океанов с прилегающими морями. Сводная карта для Мирового океана была построена автором совместно с В. Н. Лукашиным с использованием всех доступных материалов глубоководного и нефтяного бурения, а также данных сейсмических исследований и многочисленных частных карт, построенных для отдельных океанов и районов океана (рис. 1, см. вкл., табл. 1).

Мощность осадочной толщи была определена бурением более чем в 600 точках, причем в пелагиали океана многие скважины проникли через всю осадочную толщу и закончены в базальтах ложа. В районах, прилегающих к континентам, где мощность отложений значительно больше, полностью пройти ее бурением обычно не удается.

Значения мощностей осадочной толщи океана колеблются в значительных пределах — от менее 100 м (нередки области, лишенные осадочного покрова, с выходом базальтов на поверхность дна) до максимальных значений 15—16 км. Высокие значения мощностей встречаются только по периферии океана и никогда не выявляются в пелагиали.

Главная закономерность, которая следует из анализа распределения мощностей — это исключительно сильная глобальная неравномерность распределения осадочного вещества. В пелагиали, как видим, мощность отложений нигде не превышает 1 км, обычно 0,1—0,5 и менее 0,1 км. Главная часть (более 9/10) осадочного вещества осаждается не на огромных площадях дна океанов, как этого можно было ожидать исходя из концепций классической литологии, а на локальных, очень ограниченных по площади участках. Эти участки так малы, что не выражаются в пределах общей карты, они будут

Таблица 1

Мощность, объем и площадь осадков на дне океанов

Градация мощности, км	Океан			
	Атлантический		Индийский	
	площадь, млн. км ²	объем, млн. км ³	площадь, млн. км ²	объем, млн. км ³
<0,1	11,46	0,573	18,21	0,910
0,1—0,3	7,99	1,198	14,17	2,834
0,3—0,5	17,47	6,115	11,92	4,768
0,5—1	13,65	10,238	7,58	5,685
1—2	13,52	20,280	3,39	5,085
2—4	7,83	23,460	1,89	5,670
>4	—	—	0,15	1,200
Сумма	71,92	61,864 (46,5) *	57,31	26,152 (19,7) *
Полная площадь океана (без морей, млн. км ²)	82,48 (87,2) **		73,35 (78,1) **	
Средняя мощность осадочной толщи, м		860		456
Современный твердый сток (реки + ледники), млрд. т/год [Лисицын, 1974]		3,5 (17,9) *		8,5 (43,4) *

* В % от общего объема или стока.

** Учетная или подсчитанная площадь, в % от общей.

Таблица 1 (окончание)

Градация мощности, км	Океан			
	Тихий		Мировой	
	площадь, млн. км ²	объем, млн. км ³	площадь, млн. км ²	объем, млн. км ³
<0,1	53,22	2,661	82,89	4,144
0,1—0,3	51,80	10,360	73,96	14,392
0,3—0,5	28,19	11,276	57,58	22,159
0,5—1	27,29	20,468	48,52	36,391
1—2	0,14	0,210	17,05	25,575
2—4	—	—	9,71	29,130
>4	—	—	0,15	1,200
Сумма	160,64	44,975 (33,8) *	289,86 (88,9) *	132,991 (100) *
Полная площадь океана (без морей, млн. км ²)	164,8 (97,5) **		325,69 (89) **	
Средняя мощность осадочной толщи, м		280		459
Современный твердый сток (реки + ледники), млрд. т/год [Лисицын, 1974]		7,5 (99,5) *		19,6 (38,2) *

рассмотрены ниже. Здесь осадочного вещества поступает так много, что происходит изостатическая компенсация ураганно быстро накапливающихся толщ, прогибание земной коры — система осадочно-породного бассейна авторегулируется. Эти участки, названные автором областями лавинной седиментации, отличаются не только количественно — по огромным (более 100 Б) скоростям седиментации и мощности, но и по особенностям состава (высокое содержание органики вследствие высоких скоростей захоронения), особым структурам и текстурам осадочной толщи (широкое развитие текстур горизонтальной седиментации) и другим свойствам.

По данным геофизики и бурения, на всей огромной площади развития океанской коры осадочное тело океана подстилается только одной породой — океанскими базаль-

тами, которые называют акустическим фундаментом (или слоем В), или базальтами ложа океана. Возраст этих базальтов в пределах точности методов отвечает возрасту самого нижнего (базального) слоя осадочной толщи и нигде не превышает 150—160 млн. лет. Таким образом, мощность осадочной толщи, определяемая скоростью накопления и возрастом, лимитируется значениями возраста ложа (нигде не древнее поздней юры). Никаких палеозойских и более древних пород под осадочной толщей бурением в пределах области развития коры океанского типа не обнаружено; нет также отложений раннего мезозоя.

Возраст базальтового ложа океанов изменяется закономерно от нулевых значений в срединных активных хребтах (зонах генерации океанской коры, спрединга) до максимальных по периферии океана, т. е. изменяется в пределах двух порядков и более. Поскольку скорость седиментации в океанах находится в пределах 1—10 мм/1000 лет [Лисицын, 1974], т. е. в пределах одного порядка, то возраст ложа океана оказывается доминирующим фактором, определяющим закономерности распределения мощностей. В соответствии с возрастом ложа мощности оказываются минимальными близ срединных хребтов и максимальными по периферии океана, где возраст ложа наибольший (см. рис. 1). Это главная закономерность распределения мощностей в областях развития океанской коры. Поскольку возраст ложа маркируется линейными магнитными аномалиями, т. е. известен во всех районах Мирового океана (и проверен бурением более чем в 600 точках), то, зная возраст и среднюю скорость седиментации, можно ориентировочно прогнозировать мощность в любом районе океана. Это новая закономерность. Таких закономерностей распределения мощностей не установлено для континентов.

Таким образом, в пелагиали существует тесная связь между мощностью и расстоянием точки наблюдения от оси активного хребта (см. рис. 1, врезка). Эта связь определяется тем, что расстояние от хребта определяется возрастом пород ложа и средней скоростью спрединга. Иначе говоря, чем древнее участок океанской коры и чем быстрее он отодвигается от оси спрединга, тем больше мощность осадочной толщи. Поскольку скорость спрединга в среднем для длительного развития океанов может быть принята равной 3 см/год, то связь мощности с возрастом и расстоянием от хребта совершенно очевидна. Возраст ложа, а также скорость спрединга обусловлены тектоническими факторами. Итак, первая группа факторов, определяющих значение мощностей в пелагиали океана — это факторы тектонические. Закономерное распределение мощности осадочной толщи океана (см. рис. 1) по мере удаления от оси активного хребта носит название тектонической зональности. Одновременно с уходом от оси спрединга и удревнением пород ложа происходит также утолщение и утяжеление океанской коры, что приводит к ее погружению, т. е. закономерному увеличению глубин, что в свою очередь влияет на скорость седиментации и на мощность. Кривая закономерного изменения глубин по мере удаления от оси спрединга носит название кривой Склейтера. Тектоническая зональность, таким образом, влияет на мощность осадочной толщи: 1) закономерным изменением возраста пород ложа по нормали от активного хребта; 2) закономерным увеличением глубин при удалении от оси спрединга; 3) возможностью сохранения мощности только в областях пассивных окраин океана и поглощения осадочных отложений на активных окраинах (область субдукции).

Вторая важнейшая закономерность определяется тем простым правилом, что больше всего осадочного вещества отлагается в непосредственной близости от его источника. Поскольку главная часть осадочного материала поступает с континентов, а также в результате деятельности биоса (вулканогенный материал, как было показано А. П. Лисицыным [1974—1978], имеет второстепенное значение), то именно близ континентов и мест богатого развития жизни должны быть такие скопления. Действительно, они встречаются по окраинам материков, создавая в непосредственной близости от них бордюр повышенных мощностей. В пределах бордюра распределение мощностей также закономерно: они быстро возрастают в сторону континентов и обычно достигают максимальных значений близ главных магистралей транспортировки осадочного вещества —

в устьях крупных рек, в подводных конусах выноса, протягивающихся от дельт на шельфе или смещающихся на второй глобальный уровень — к основанию материкового склона. Эта закономерность названа циркумконтинентальной зональностью распределения осадочного вещества. Из-за значительных колебаний уровня океана в геологическом прошлом существенная часть осадочного вещества, накапливающегося сейчас на верхнем уровне (близ устьев рек), при снижении уровня была смещена вниз по материковому склону и в конечном счете накопилась у основания склона. Как следует из анализа скоростей седиментации, главная часть осадочного вещества на современном этапе накапливается в устьях рек (50—80% от ежегодного твердого стока, т. е. около 25 млрд. т), а в геологическом прошлом (учитывая колебания уровня, вызывающие смещение вещества на нижний глобальный уровень) — отлагалось у основания склона (до 70—80%). Именно здесь сочетаются условия наиболее древней океанской коры по периферии океана и близости континентального источника вещества. Такие условия существуют далеко не на всех окраинах океана, они типичны только для одной их тектонической разновидности — для окраин пассивного типа, которые наиболее развиты в Атлантическом (поэтому нередко называются окраинами атлантического типа) и Индийском океанах. Активные окраины (островодужные или андийского типа) — это области поглощения (субдукции) осадочного вещества и подстилающих его магматических пород океанской коры. Окраины этого типа более всего развиты в Тихом океане и нередко называются тихоокеанскими. Это, как отмечалось, одна из разновидностей тектонического контроля распределения мощностей в океане: на пассивных окраинах максимальные значения мощностей сохраняются (в некоторых местах до 150 млн. лет), на активных — исчезают.

Разрез осадочного тела океана, проведенный от берега до берега, очень необычен. Максимальные мощности осадков сосредоточены по периферии; к центральной части океана, где проходит срединный хребет, мощность снижается, а в области хребта приближается к нулевым значениям. В отличие от малых и средних водоемов, где максимальные значения мощностей осадков обычно приурочены к центральным их частям, в океанах мощности здесь минимальны, что обусловлено главным образом совместным влиянием тектонического фактора (незначительного возраста океанской коры в области срединных хребтов) и циркумконтинентальной зональности. Распределение мощностей однозначно доказывает справедливость представлений тектоники литосферных плит. Закономерности распределения мощностей по этой причине (разная продолжительность седиментации), как увидим ниже, отличаются от закономерностей распределения скоростей седиментации.

Существует еще два вида зональности — климатическая и вертикальная, которые проявляются в распределении мощностей осадков на дне.

Климатическая зональность, как будет подробно показано в разделе о скоростях седиментации, проявляется в том, что поставка осадочного вещества (терригенного и биогенного) резко неоднородна в разных климатических зонах. Достаточно сказать, что экваториальная гумидная зона, которая занимает только 26% поверхности континента, поставляет 76% от общего твердого стока с континентов (19 млрд. т из общего смыва 25,1 млрд. т). Умеренные гумидные зоны поставляют еще 12% общего количества терригенного вещества в океан, т. е. на долю гумидных зон приходится более 3/4 от общей поставки терригенного вещества, которое в тех же зонах накапливается, создавая резкую неоднородность в картине распределения мощностей [Лисицын, 1974, 1978]. На долю двух аридных и двух ледовых зон приходится в сумме всего 12% от общей поставки, чем и определяются условия замедленной седиментации сравнительно с гумидными. Ранее было показано, что широтный, т. е. по простиранию климатических зон, перенос в океане приблизительно в 10 раз сильнее меридионального — поперек простирания климатических зон, и этим обеспечивается то, что главная часть осадочного материала, подаваемого с суши в океан, накапливается в океане в пределах той же климатической зоны, в которой они подготавливаются на континентах. Таким образом, резкая неравномерность поставки осадочного вещества с суши сохраняется и в океане, сохраняется и «климатическая марка» этого вещества (минеральный, химический, изотопный состав [Лисицын, 1974, 1978]).

С климатической зональностью тесно связан и другой важнейший источник осадочного вещества в океане — биогенный материал. Его вклад — более 50% от пелагических осадков. Подавляющая часть (более 90%) биогенного вещества, поступающего в осадки, приурочена к гумидным зонам, что доказывается не только распределением первичной продукции фитопланктона и биомасс, но и прямыми измерениями в толще вод и в осадках: данными определения абсолютных значений потока биогенного вещества в седиментационных ловушках, концентрациями взвеси в столбе воды, абсолютными массами CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$ в донных осадках [Лисицын, 1978; Виноградов, Лисицын, 1981; Лисицын, Виноградов, 1982]. Максимальные абсолютные массы терригенного и биогенного вещества при прочих равных условиях приурочены в океане к гумидным зонам. Отсюда и мощности отложений (также при прочих равных условиях) оказываются максимальными также в гумидных зонах, минимальными — в аридных и ледовых. Это доказано прямыми определениями. Особенно ярко это можно видеть на примере экваториальной части Тихого океана (между Гавайскими и Маркизскими островами). Здесь, по данным глубоководного бурения, мощность осадочной толщи достигает 800—1000 м, а на ст. 167 — даже 1185 м, при обычных значениях в аридных зонах, лежащих севернее и южнее экваториальной, — менее 100 м. Экваториальное осадочное тело имеет вид узкой полосы, протягивающейся по экватору или чуть севернее. Изучение состава осадков в кернах однозначно доказывает, что главной их составляющей являются диатомеи, радиолярии и фораминиферы.

Полоса мощных экваториальных отложений совпадает по положению с полосой высокой первичной продукции современного фитопланктона. Скорости седиментации в современной экваториальной зоне в 5—10 раз выше, чем в соседних аридных. Климатическая зональность распределения мощностей отложений, таким образом, определяется климатической зональностью скорости седиментации.

4171
Наконец, четвертый вид зональности — вертикальная — определяется тем, что с ростом глубины (в пределах 0—11 км) растет время пребывания частиц в агрессивной водной среде. Особенно большое значение вертикальная зональность имеет для CaCO_3 (важнейшей составной части глубоководных осадков) и $\text{C}_{\text{орг}}$, а также для $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$. Поскольку, как будет показано дальше, глубоководные осадки более чем на 50% состоят из биогенного материала, то и его сохранность, в значительной мере определяемая глубиной, зависит от значений глубин. В общем случае чем больше глубина, тем меньше сохранность биогенного материала, тем меньшая его часть достигает дна и идет на формирование мощности осадочной толщи [Лисицын, 1978; Богданов и др., 1979; Лисицын, Виноградов, 1982].

Для $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$ растворение с ростом глубин возрастает в общем постепенно, а для CaCO_3 с определенных глубин растворение резко ускоряется, поэтому карбонатный материал глубже этих глубин, называемых критическими, не проникает. Критическая глубина (обычно более 4500 м) определяется по снижению концентрации CaCO_3 в пелагических осадках до менее 10%. Выше располагается глубина лизоклина, на которой начинается растворение карбонатных раковин фораминифер, что дает возможность определять лизоклины отдельных видов и таксоценозов, реконструировать положение критических глубин в отложениях геологического прошлого. Одновременно со снижением скорости и мощности с изменением глубины меняется и тип осадка; ниже критических глубин залегают осадки бескарбонатные.

Сочетание указанных четырех видов зональности — тектонической, климатической, циркумконтинентальной и вертикальной — и определяют всю наблюдавшуюся сложную и крайне неравномерную картину распределения мощностей. На основе установленных количественных закономерностей удастся прогнозировать распределение мощностей для Мирового океана. Законы зональности распределения осадочного вещества тесно связаны с законами зональности распределения жизни в океане (биологическая структура океана, или связь распределения планктона и бентоса с климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностью), которые были разработаны Л. А. Жинкевичем и В. Г. Богоровым. Эти законы зонального распределения осадочного вещества (терригенного и биогенного) и биологические для океана есть частные выражения

общего для планеты закона зональности, разработанного В. В. Докучаевым; это только его частные приложения для живой и неживой природы океана.

До появления современных сейсмических методов и глубоководного бурения определения толщины осадочной толщи дна океана выполнялись разного рода косвенными методами. Результаты этих определений вошли в учебники, широко используются в настоящее время и поэтому коротко должны быть оценены с точки зрения их надежности.

В «Морской геологии» Кюнена [Kuenen, 1950] описаны три способа косвенного подсчета мощности осадочных отложений на дне океана.

Первый способ — по средней скорости седиментации в океане. Кюнен считал, что средняя скорость находится в пределах 5 — 8 мм/1000 лет со средним значением около 3 мм/1000 лет. Тогда отложение твердой фазы осадка (без воды) будет около 2 мм/1000 лет. Принимая возраст котловин океанов в 2 млрд. лет (это допущение, как мы сейчас знаем, неверно), Ф. Кюнен полагал, что объем осадочной толщи, полученный умножением средней скорости седиментации на возраст и на площадь дна океана, будет 900×10^6 км³. Средняя мощность слоя твердого вещества на дне океана тогда составит около 3 км.

Второй способ основан на общих геохимических подсчетах. По данным классических определений Кларка [Clarke, 1924], при выветривании магматических пород получается следующее соотношение осадочных образований — глинистые сланцы: песчаники: известняки = 20 : 3 : 2¹. Изучая соотношения этих пород в разрезах геологического прошлого, Кюнен установил, что для них типично иное соотношение — 20 : 12 : 14, что можно связать с переносом обломочного вещества (сланцы и песчаники) с континентов в океан. Кюнен определил среднюю мощность осадочного чехла для континентов в 1,2 км, а объем всех известных на континентах осадочных отложений, по его данным, составляет 200×10^6 км³. Далее следует допущение, противоречащее современным данным. Ф. Кюнен считал, что в океан сносятся в 3 раза больше осадочного материала, чем его сохраняется на континентах, т. е. 600×10^6 км³. Учитывая отложение также и карбонатного вещества биосом, Кюнен принимает объем отложений на дне океана в 850×10^6 км³, т. е. очень близким к определенному первым способом. Поэтому и средняя мощность оказывается очень близкой — 2,5—3 км твердого вещества (или 5—6 км осадка с влажностью в среднем около 50%).

Третий способ — на основании определений скорости денудации континентов и поставки вулканогенного вещества в океан. По этому методу объем осадочной толщи океана, накопленной с конца докембрия, составляет 250×10^6 км³, а докембрийских — 1000×10^6 км³, т. е. всего 1250×10^6 км³. Исходя из этих значений, средняя мощность осадочной толщи должна быть еще больше — более 6 км в твердой фазе и более 12 км в осадочном веществе с влажностью 50%.

Мощностей, определенных Ф. Кюненом, не встречается в океане. Исходные данные для подсчетов выбраны неверно, на базе фиксизмских представлений об одновозрастности дна океана и их большой древности. Фактические материалы, полученные бурением и изучением линейных магнитных аномалий, оказались настолько убедительными, что споры о неодновозрастности дна, на котором идет осадконакопление, уже отошли в прошлое. Однако, к сожалению, литологические подсчеты, сделанные исходя из представлений фиксизма, оказались очень живучими.

На основе детальных карт мощностей осадочной толщи могут быть выявлены распределение разных значений мощностей в каждом океане, частота распределения разных мощностей (объемы осадочных отложений в этих пределах мощностей), а также средняя мощность осадочных отложений по океанам и наконец средние ее значения для Мирового океана.

Все эти подсчеты, это необходимо подчеркнуть, сделаны нами не на основании косвенных методов и допущений, а прямыми измерениями по картам мощностей.

Имеется ли связь мощностей осадков с вулканизмом океана? В распределении мощностей осадочной толщи повсеместно прослеживается одна закономерность: мини-

¹ Эти соотношения и по другим данным [Holmes, 1913; Leith, Mead, 1915; Wickman, 1954] равны 20 : 3 : 2, а по данным Петтиджона [Pettijohn, 1957] — 20 : 16 : 9.

мальные значения мощностей приурочены к областям максимального подводного вулканизма — к активным срединным хребтам, т. е. связь обратная. Если бы подводный базальтовый вулканизм был главным источником осадочного вещества в пелагиали, как это считает А. Г. Коссовская (1976), то картина должна была бы быть иной — мощности осадочной толщи возрастали бы по мере приближения к источнику — очагу вулканизма (срединному хребту). Таким образом, рассмотрение реальной картины распределения мощностей осадочных отложений не убеждает в правильности концепции А. Г. Коссовской, что подтверждается и другими независимыми данными, представленными ниже.

По мере приближения к надводным вулканам океанской коры в ряде мест мощности возрастают как за счет пирокластики, так в основном и за счет вулканогенно-осадочного материала — продуктов выветривания и размыва вулканических островов (точечные питающие провинции океана). Итак, главные закономерности распределения мощностей в областях океанской коры определяются тектонической, климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональностью, их порой очень сложным сочетанием.

Закономерности распределения мощностей в областях лавинной седиментации. Выше отмечалось, что на небольших, обычно незаметных в масштабах карт дна Мирового океана площадях, прилегающих к устьям рек (дельты и эстуарии), а также к основанию материкового склона, мощности осадочной толщи по сравнению с пелагиалью возрастают в десятки и сотни раз и достигают значений, типичных для древних геосинклиналей, — до 10—15 км, а в ряде случаев, по-видимому, и более. Последняя оговорка связана с тем, что далеко не во всех областях лавинной седиментации удастся «пробить» геофизическими методами всю громадную мощность вплоть до пород ложа. Эти места крупных скоплений осадочного вещества известны довольно давно, но только в самые последние годы удалось установить их действительные грандиозные масштабы и общие закономерности формирования [Лисицын, 1982].

В зависимости от происхождения осадочного материала мы выделяем четыре типа лавинной седиментации: терригенный, биогенный, хемогенный и вулканогенный. Наиболее распространен терригенный тип, что определяется структурой стока. Биогенная лавинная седиментация связана с огромными скоростями накопления в коралловых рифах, в апвеллингах, а также в продуктивных областях океана. Хемогенный тип имеет несравненно меньшее распространение и возникает главным образом в аридных зонах (эвалпориты, химико-биологическое накопление арагонита на Багамских отмелях), вулканогенный — наиболее характерен для зон интенсивного вулканизма и активных окраин океана, в областях, прилегающих к островным дугам.

Переход количества в качество при росте скоростей седиментации и мощностей происходит скачкообразно: при значениях скоростей седиментации более 100 Б, абсолютных массах более $5 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$, что приблизительно соответствует концентрации взвеси в воде более 10 мг/л. Для возникновения лавинных мощностей необходимо сочетание высоких скоростей седиментации с длительностью осадконакопления, что приводит не только к возникновению гигантских мощностей, но и к быстрому прогибанию земной коры в таких районах (изостатическая компенсация), к возникновению особых термобарических условий в нижней части толщи, особых текстур осадочных образований.

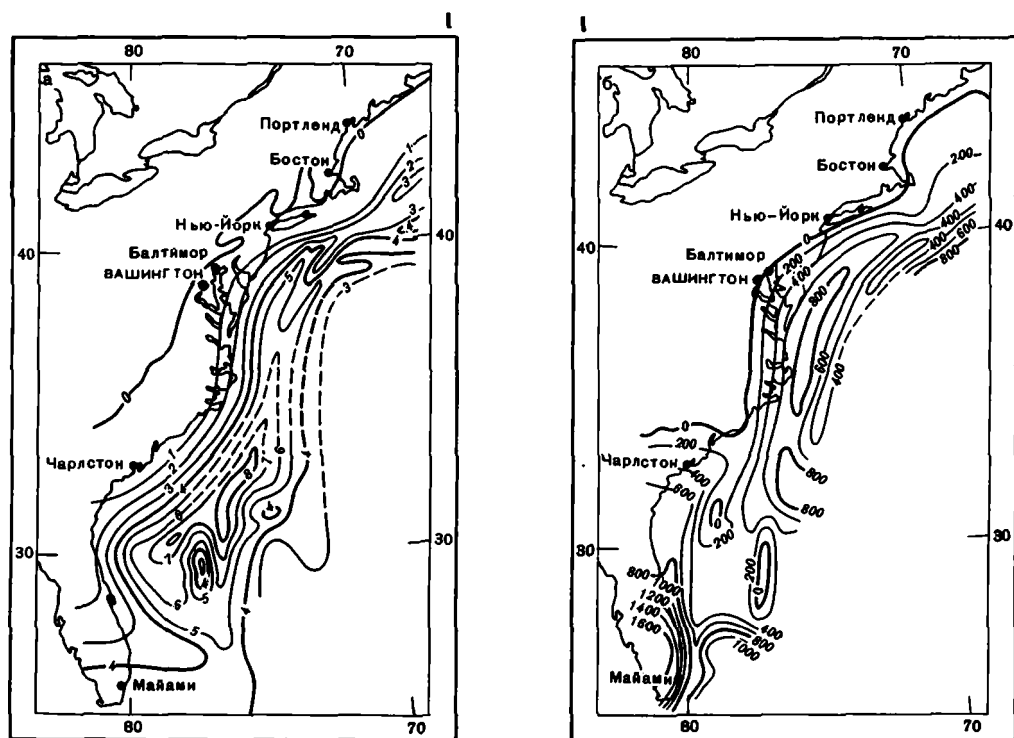
Итак, лавинным процесс бывает только при значительной его длительности (иначе мощность недостаточна для изостатического прогибания), при достаточно крупных масштабах возникающих осадочных тел (размером в поперечнике не менее 100 км, иначе нагрузка на кору недостаточна для изостатического прогибания). Нетрудно видеть, что обстановка седиментации в таких областях, которые называют осадочно-породными бассейнами (ОПБ), очень специфична, что сказывается как на составе, так и текстурах и структурах отложений. Таким образом, в конечном водоеме стока, главным образом по его периферии, близ мест главного поступления осадочного материала располагаются отдельные ОПБ, седиментация в которых имеет лавинный характер, в отличие от «нормальной» седиментации за пределами этих бассейнов.

Современное определение ОПБ, которые возникают при лавинной седиментации, принадлежит Н. Б. Вассоевичу и др. [1972]: это автономно развивающиеся целостные системы, характеризующиеся взаимосвязью всех их элементов, прежде всего пород

и насыщающих их вод, и являющиеся родиной нефти и основной массы углеводородных газов. При благоприятных условиях ОПБ превращаются в нефтегазоносные бассейны. Особенно важной представляется автономия этих бассейнов, специфика осадочного процесса в них резко отлична от таковой конечного водоема стока в целом. В соответствии с концепциями теоретической литологии, развивавшимися Н. М. Страховым, «поступающий с суши материал разносится по всей акватории бассейна и осваивается им» [Страхов, 1963, с. 55]. Учение о лавинной седиментации и ОПБ трактует этот процесс, как видим, совершенно иначе, что находится в соответствии с новыми фактами.

Принципиальное значение имеет то, что при быстрой седиментации в многих ОПБ происходит захоронение органического вещества. При медленной седиментации органика не сохраняется. Далее при изостатическом погружении на глубины около 1,5 км ниже поверхности дна температура достигает 60 °С и более, и в интервале температур 60—200 °С органика преобразуется: происходит нефте- и газообразование. С областями лавинной седиментации связано также и угленакопление, образование ряда других месторождений осадочных полезных ископаемых.

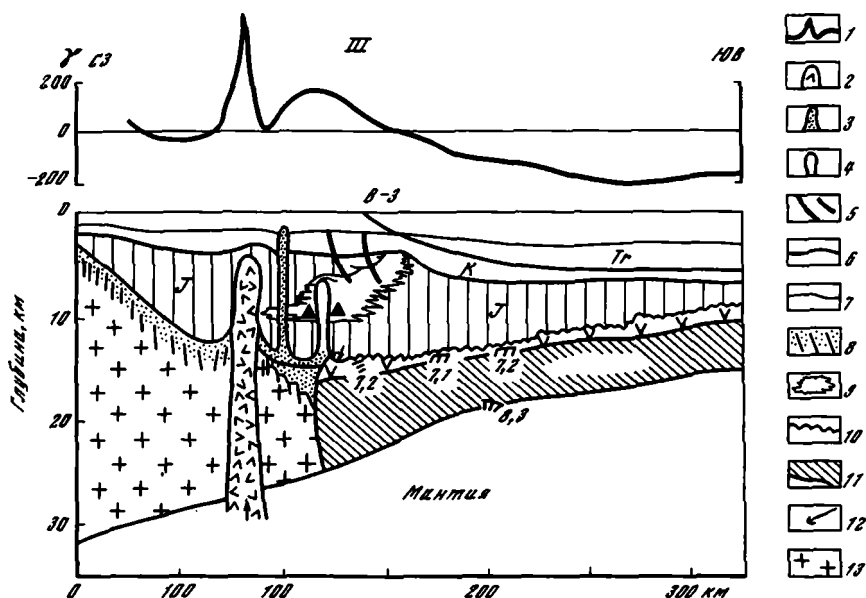
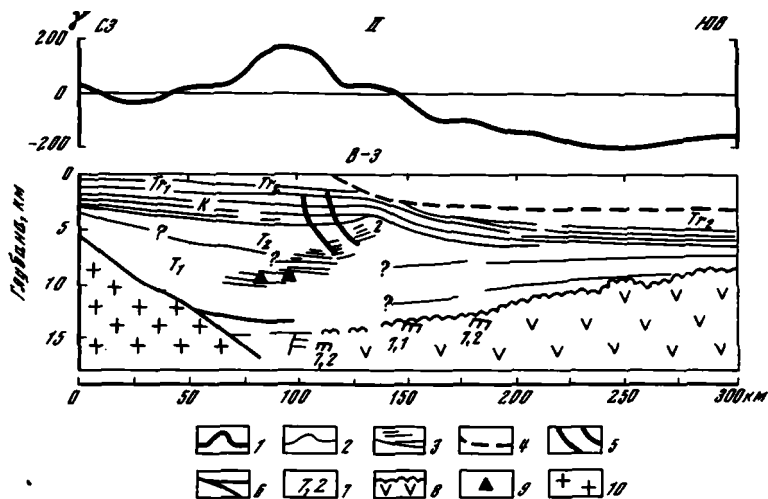
Автор этих строк установил, что распределение областей лавинной седиментации наиболее обычного терригенного типа тесно связано с закономерностями вертикального расчленения земной поверхности — с гипсографической кривой Земли. В масштабе планеты эти области возникают в местах перегиба гипсографической кривой, ее выполаживания: 1) на границе суши и моря (первый глобальный уровень лавинной седиментации по А. П. Лисицыну [1982]); 2) у основания континентального склона (второй глобальный уровень) и 3) в самых углубленных частях океана — на дне глубоководных желобов. Это те места, где живая сила потока, возникающая вследствие перепада высот, резко



Р и с. 2. Области лавинной седиментации и ОПБ второго глобального уровня

Мощность осадочных отложений и разрезы через пассивную окраину Атлантического океана [Етегу, 1967]

1 — мощность осадочного слоя у берегов Северной Америки: а — суммарная мощность осадочной толщи (в км): на суше — по данным бурения и геофизики, в океане — в основном по сейсмическим данным и бурению; б — мощность кайнозойской части отложений (в м).



Р и с. 2 (окончание)

II, III — геофизические разрезы через атлантическую окраину Северной Америки [Talwani, Langseth, 1981];

II — разрез от Атлантик-Сити (штат Нью-Джерси), на востоке, выполненный многоканальным сейсмическим профилированием и бурением: 1 — магнитная аномалия восточного побережья; 2 — положение края шельфа в поздней юре — раннем мелу; 3 — олигоценное несогласие; 4 — поверхность дна океана; 5 — разломы, достигающие пород карбонатной банки или рифа; 6 — триасовый грабен (?); 7 — скорость распространения звука (в км/с) по данным метода преломленных волн; 8 — поверхность базальтового ложа океана; 9 — глубина вероятной дайки по магнитным определениям; 10 — континентальная кора. В-3 — скважина, прошедшая верхнюю часть разреза;

III — разрез на юго-восток от каньона Балтимор: 1 — магнитная аномалия восточного побережья; 2 — раннемеловая вулканическая интрузия; 3 — соляной диапир; 4 — соляная интрузия; 5 — разломы; 6 — положение края шельфа в поздней юре — раннем мелу; 7 — поверхность дна; 8 — триасовые красноцветы с вулканитами и эвапоритами; 9 — карбонатная банка или риф; 10 — поверхность базальтового ложа океана (слой 2); 11 — поверхность Мохоровичича; 12 — глубина вероятной дайки по магнитным данным; 13 — континентальная кора. Граница кора — мантия определена по гравиметрическим данным. В-3 — скважина, прошедшая верхнюю часть разреза

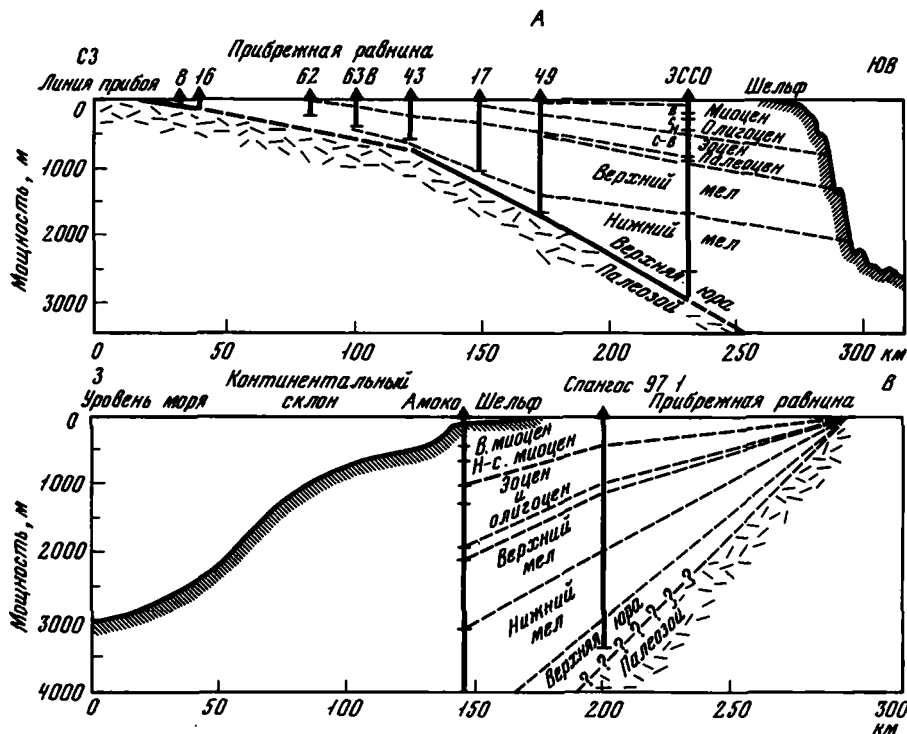


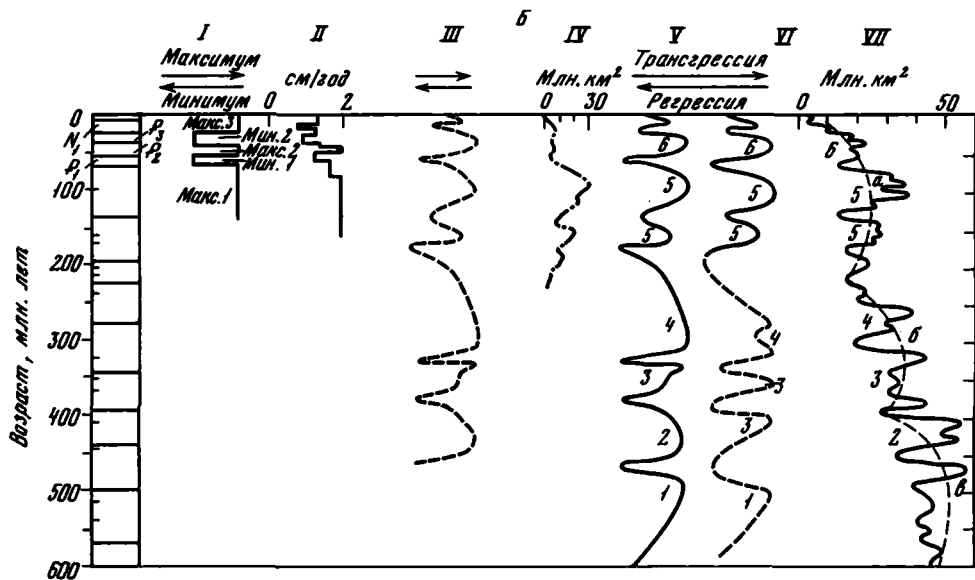
Рис. 3. Сопоставление мощностей осадочной толщи по берегам Атлантического океана (Северная Америка и Западная Африка) со скоростью спрединга, скоростью седиментации на шельфе и эвстатическими колебаниями уровня океана [Rona, 1973]

А — разрез береговых равнин Северной Америки и Западной Африки, а также отложений прилегающих частей Атлантического океана по данным бурения на континенте и в океане. Б — связь скорости спрединга, эвстатического изменения уровня океана и скорости седиментации на шельфах Северной Америки и Западной Африки: I — средняя скорость осадконакопления на шельфе; II — полускорость спрединга в Северной Атлантике; III — относительные изменения спрединга для Мирового океана (ускорение и замедление), изменение объема срединных хребтов в зависимости от скорости спрединга (вправо — увеличение объема хребтов при росте скорости спрединга, что приводит к повышению уровня океана); IV — изменение площади, занятой морем в Северной Америке, во времени (в связи с эвстатическими колебаниями уровня океана); V — трансгрессии (I—6) и регрессии моря в Северной Америке по данным стратиграфических исследований; VI — то же для Африки; VII — изменения площади, занятой морем для Земли в целом по данным стратиграфических исследований. Циклы (пунктир): а — альпийский, б — герцинский, в — каледонский

ослабевает и происходит массовое выпадение осадочного материала, его лавинное накопление.

Первый глобальный уровень лавинной седиментации (река—море). По логике вещей максимальные значения мощности должны возникать близ источников осадочного материала, которыми являются реки, в местах, где высокие скорости совпадают с длительностью седиментации. Последнее обстоятельство определяется тектоническими факторами: длительная седиментация возможна только на пассивных окраинах океана и маловероятна на активных, в зонах субдукции (рис. 2, 3).

Как видно на рис. 2 и 3, на разрезах через шельфы Северной Америки и Западной Африки, мощности здесь (до верхней юры) достигают 3—4 тыс. м, причем значения мощностей возрастают в сторону континентального склона. Однако наибольшие значения мощностей характерны не для шельфов, а для отдельных ОПБ, располагающихся близ устьев рек (рис. 4), разделенных между собой обширными участками шельфов со средними и малыми мощностями. Главная разгрузка осадочного материала, приносимого в океан с суши, происходит в устьях рек. Именно здесь в настоящее время накапливается более 50—70% всего осадочного материала, сносимого с суши. Долгое время



Р и с. 3 (окончание)

проводились главным образом географические исследования надводных частей дельт, и только в последние годы с помощью глубинного бурения и геофизики удалось изучить и глубинные части дельт, оказавшиеся нефте- и газоносными. Установлено, что площади и мощности осадочных отложений подводных частей дельт в десятки и сотни раз больше, чем надводных. Кроме терригенного вещества, в формировании осадочных тел большой мощности на границе река — море имеет значение и биогенный материал. В зоне смещения пресных и морских вод продуктивность планктона достигает колоссальных значений. Эстуарии — ловушки биогенных веществ, области очень высокой продуктивности и развития жизни.

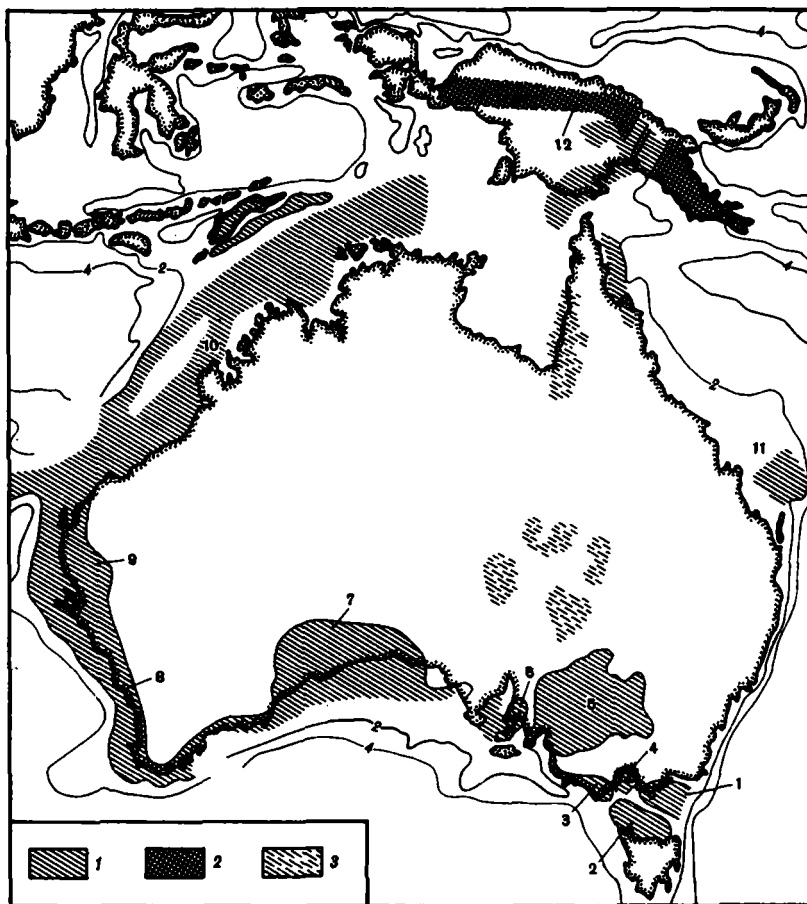
Быстрое осадконакопление в устьях крупнейших рек совпадает здесь с длительностью седиментационного процесса: возраст нижних слоев многих дельт достигает 10—15 млн. лет и более.

Как видно на рис. 5, в подводной дельте р. Амазонки мощность отложений составляет, по данным геофизики, 13—15 км, внешняя часть подводного конуса этой реки достигает склонов Срединно-Атлантического хребта [Damuth, Kumar, 1975; Milliman, 1979].

По твердому стоку р. Амазонка уступает рекам Гангу и Брахмапутре, Янцзы, Хуанхэ. Твердый сток Ганга и Брахмапутры — 2,18 млрд. т/год — максимальный из известных на Земле. Конус выноса этих двух рек-гигантов и ряда других более мелких рек Индостана заполняет весь Бенгальский залив и далеко уходит за его пределы. Протяженность конуса с севера на юг превышает 2500 км, т. е. подводная часть дельты в 25 раз больше надводной. Эти реки дренируют Гималаи и потому история их стока определяется историей этой горной системы. Гималаи возникли около 40 млн. лет назад. Сочетание больших скоростей седиментации с длительностью осадочного процесса и здесь приводит к тому, что мощность в подводной дельте достигает 15 км (рис. 6). Глубоководным бурением пока удалось пройти только около 1,5 км, т. е. около 1/10 полной мощности конуса [Curray, Moore, 1971; Moore et al. 1974].

В пределах Мексиканского залива выделяются три ОПБ, из них самый крупный с мощностями только плейстоценовой (1,8 млн. лет) толщи более 1 км, а в депоцентре — более 5 км, и два других с мощностями плейстоцена более 0,7 км (рис. 7). Общая мощность осадочной толщи в устье Миссисиппи превышает 4—5 км [Stuart, Coughley, 1977].

В дельте р. Нигер площадью около 105 тыс. км² проведены обширные геофизические исследования и пробурено более 1000 скважин. Установлено, что в центральной части дельты мощность достигает 9—12 км [Evamy et al., 1978].



Р и с. 4. Прибрежный пояс лавинной седиментации — высоких скоростей осадконакопления, первый глобальный уровень

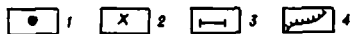
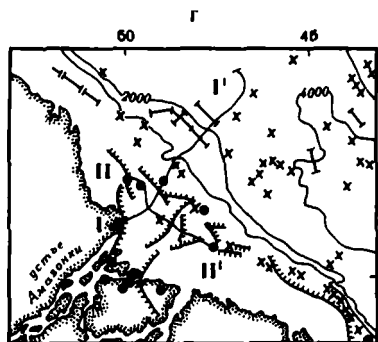
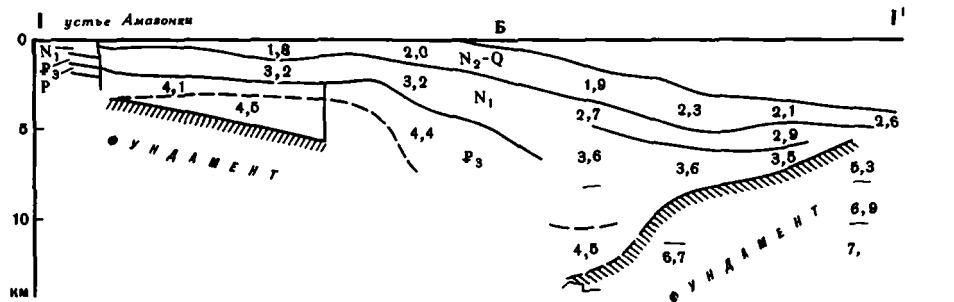
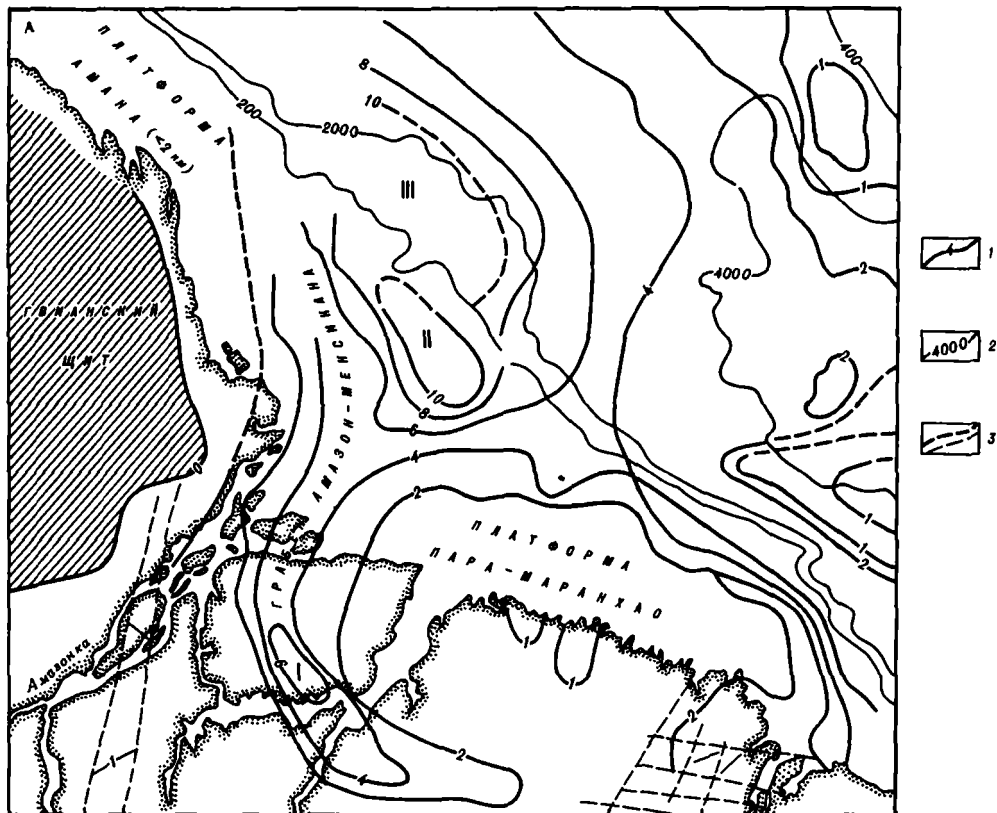
Типы бассейнов: 1 — морские осадочные, 2 — морские осадочно-вулканогенные, 3 — континентальные. Кайнозойские ОПБ Австралии [Loutit, Kennett, 1981]: 1 — Гиллсленд; 2 — Басов; 3 — Отуэй; 4 — Порт Филипп; 5 — Меррей; 6 — Сент-Винсент; 7 — Эукла; 8 — Перт; 9 — Карийрвон; 10 — северо-западного шельфа; 11 — Каприкорн; 12 — вулканогенно-осадочный бассейн мобильного пояса Новой Гвиней. Изопахиты — в км.

В дельте р. Нил к настоящему времени пробурены более 20 скважин, которые прошли 4 км дельтовых отложений и не достигли подстилающих дельту пород [Rizzini et al., 1978].

Второй глобальный уровень лавинной седиментации. Приведенных примеров достаточно, чтобы показать колоссальные скопления осадочного вещества, которые возникают

Р и с. 5. Области лавинной седиментации и ОПБ первого глобального уровня.

Распределение мощностей осадочной толщи в устье р. Амазонки [Milliman, 1979]. А — распределение мощностей, положение главнейших тектонических разломов и ОПБ: 1 — Марайо (мощность более 6 км); II — Амазонки (во внешней части шельфа мощность более 10 км); III — подводного конуса выноса (ОПБ второго уровня, мощность более 10 км); 1 — изопахиты (в км); 2 — изобаты (в м); 3 — разломы. Б — продольный разрез от устья Амазонки к подводному конусу; максимальная мощность до 12—13 км; в средней части разреза породы фундамента не достигнуты. Цифры — скорости звука (в км/с) (положение разреза см. на Г). В — поперечный разрез через подводную часть дельты Амазонки. Скорость звука в разновозрастных отложениях (в км/с): эоцен — 4,6—5,2, олигоцен — 3,8—4,4, миоцен — 2,5—3,5, плиоцен — 1,7—2,1. Цифры — конкретные значения скорости звука (в км/с). Г — положение разрезов и их обеспечение данными: 1 — точки бурения; 2 — места определений мощности с помощью акустических буев; 3 — работы с двух судов методом преломленных волн; 4 — предполагаемые разломы



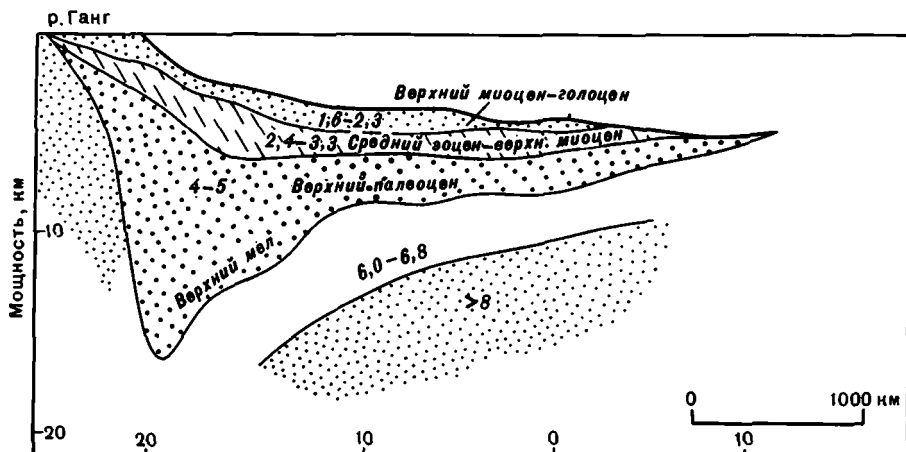


Рис. 6. Области лавинной седиментации и ОПБ первого глобального уровня

Продольный разрез через конус выноса рек Ганг и Брахмапутра на юг [Moore et al., 1974]. Максимальная мощность — более 15 км. Цифры — скорость звука (в км/с)

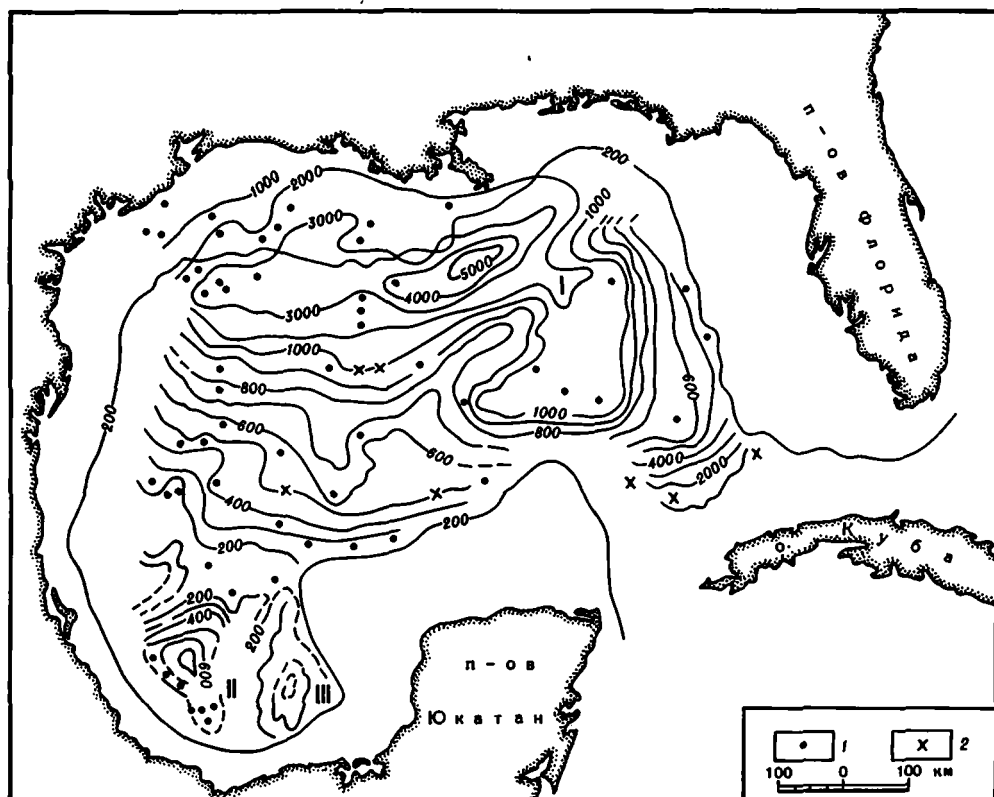


Рис. 7. Мощность осадочной толщи плейстоцена (в м) и ОПБ первого и второго глобальных уровней в Мексиканском заливе [Stuart, Coughley, 1977]

1 — точки определения мощности сейсмическими методами; 2 — скважины глубоководного бурения. Скорость звука 2300 м/с. Дана изобата 200 м. ОПБ: I — Миссисипи, II — Веракруз, III — Кампече

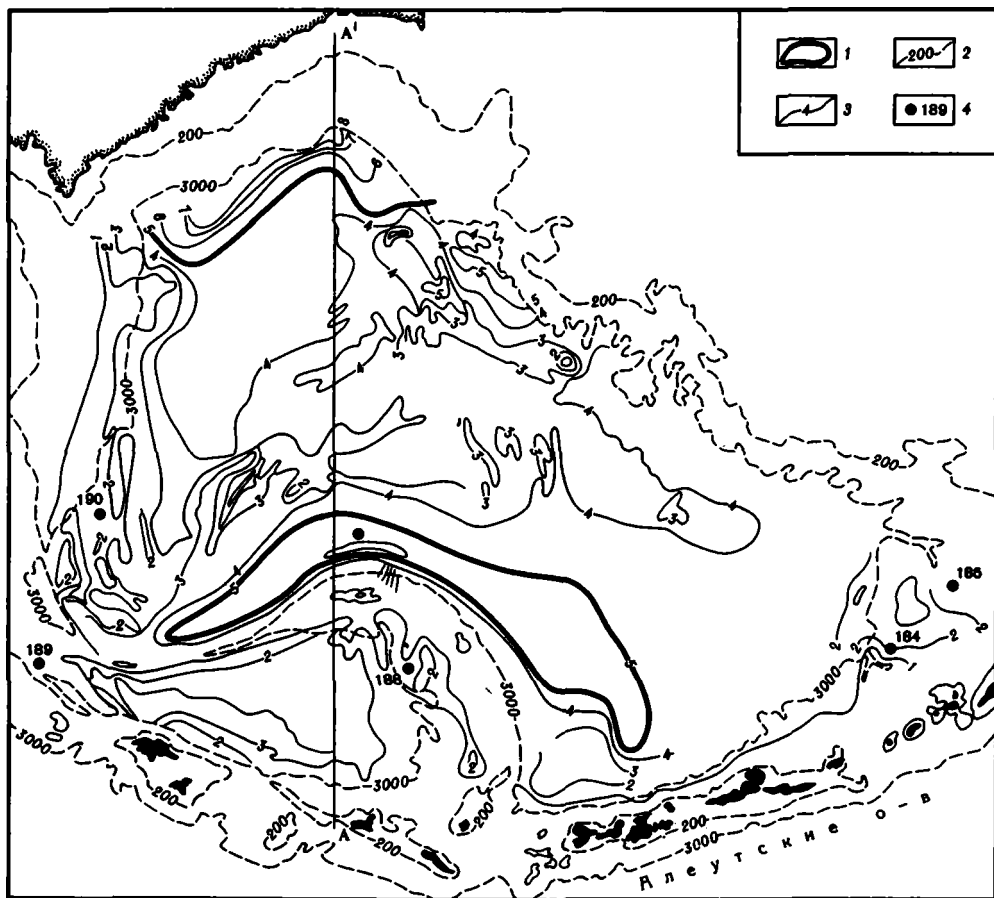


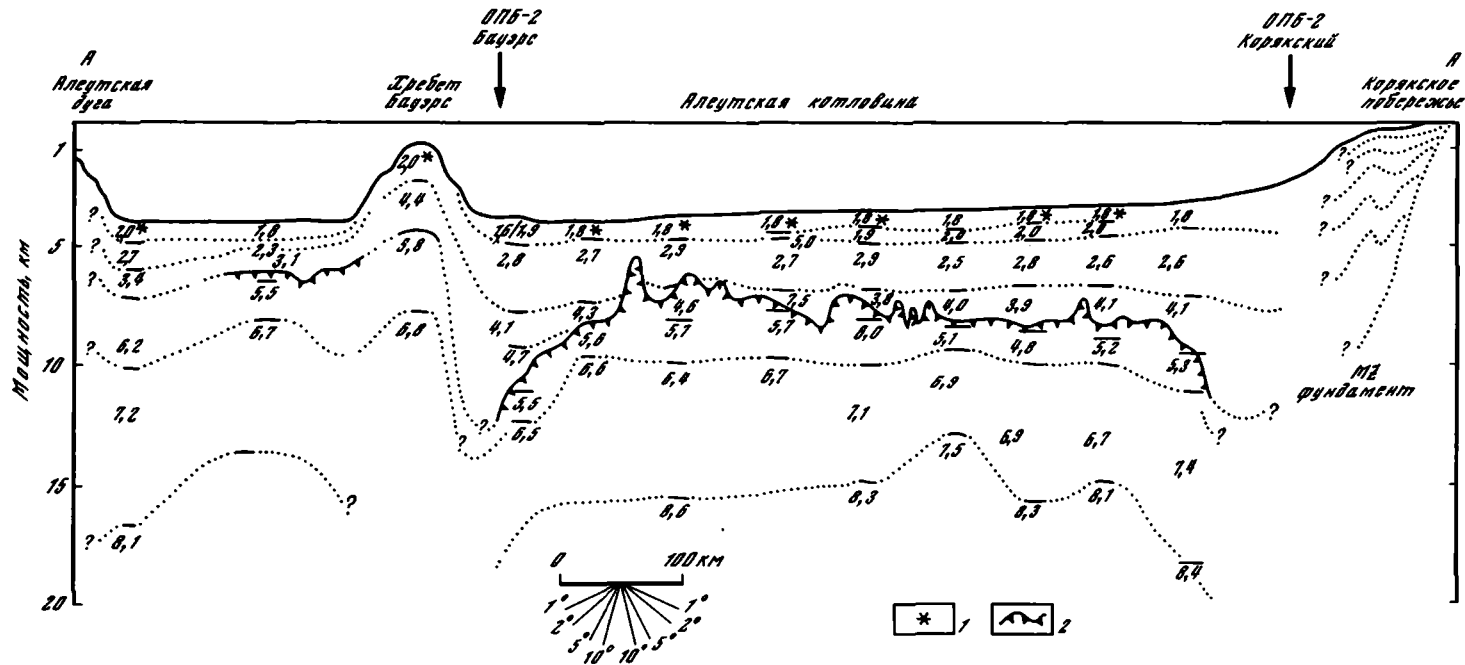
Рис. 8. Карта мощности (в км) осадочной толщи Берингова моря, залегающей на акустическом фундаменте (базальтах ложа) [Cooper et al., 1979]

1 — ОПБ второго глобального уровня осадков мощностью более 5 км (максимальная мощность более 8 км); 2 — изобаты (в м); 3 — изопакиты (в км); 4 — скважины глубоководного бурения, и их номера

на глобальном уровне река — море. На современном этапе — это главный пояс скопления осадочного вещества Земли, но в геологическом прошлом главная его часть накапливалась на следующем, втором, батиметрическом уровне — у основания континентального склона, в области развития подводных конусов выноса (рис. 8—10). Кажущееся противоречие связано с тем, что в геологическом прошлом имели место значительные колебания уровня океана, в том числе снижение его на 350 — 400 м [Vail et al., 1977; Vail, Hardenbol, 1979], что приводило к снижению базиса эрозии и массовому перемещению рыхлого осадочного материала с первого глобального уровня река — море, на котором осаждался его главная часть сейчас, на более низкий второй уровень.

В некоторых местах (Мексиканский, Бенгальский заливы и др.) в результате поступления громадных количеств осадочного вещества и изменений уровня океана отложения верхнего и нижнего глобальных уровней сливаются, но чаще всего они разделены по вертикали более чем на 3 км. Подводные конусы выноса питаются за счет эстуариев и дельт, а также за счет осадочного вещества шельфов, которое через систему каньонов проходит транзитом через крутой склон и накапливается у его основания. Для этой системы шельф и прибрежная область являются питающими провинциями.

Высокая обводненность осадков, возникающая при быстром их отложении, приводит к возникновению здесь особого механизма транспортировки осадочного материала — горизонтальной седиментации, резко отличной от обычной (нормальной, или вертикаль-

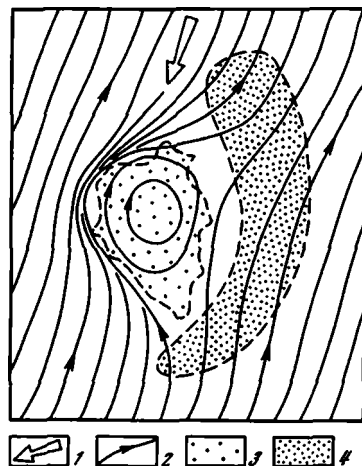


Р и с 9. Меридиональный разрез по линии А—А' через Берингово море (см. рис. 8)

1 — принятые значения скоростей звука; 2 — акустический фундамент (возможно, базальты ложа со скоростью 4,8—6 км/с). Ниже — океанский слой (скорости 6,4—7,4 км/с) и породы мантии (скорости 7,5—8,6 км/с)

Р и с. 10. Асимметричное осадконакопление с образованием ОПБ второго глобального уровня близ океанской подводной горы Метеор (Атлантический океан)

1 -- направление поверхностных течений; 2 -- направление придонного течения, связанного с антарктическими водами (обратное поверхностному); 3 -- область глубин меньше 2000 м, лишенная осадочного материала или со следами осадков; 4 -- область максимального накопления осадков (ОПБ Метеор) в зоне минимальных скоростей придонных течений (динамическая тень) со смещением под влиянием силы Кориолиса. Вершина, склоны и области сильных придонных течений западнее горы -- участки размыва, где осадки не накапливаются



ной, т. е. связанной с отложением частиц сверху). Для горизонтальной седиментации наиболее характерны три вида автокинетической транспортировки: турбидиты (или суспензионные потоки), пастообразные и зерновые потоки. Здесь широко распространены также гравитационные перемещения крупных осадочных блоков без нарушения их целостности: оползни, обвалы, а при очень крупных размерах -- олистостромы. Таким образом, и в этом случае быстро накапливающиеся отложения имеют специфический состав и текстуры.

Мощность осадочных отложений у основания склона достигает 8--12 км, т. е. и здесь обязательна изостатическая компенсация, без которой склоны были бы быстро выровнены отсыпкой из осадочного материала. У основания склона, как показывают геофизические исследования, имеются своеобразные прогибы, «осадочные карманы», отвечающие участкам лавинной седиментации и изостатического прогибания дна.

В ряде мест у основания склона параллельно ему протягиваются сплошные пояса осадков большой мощности, которые могут возникнуть только на пассивных окраинах. Чем больше возраст пассивной окраины океана, тем при прочих равных условиях больше мощность осадочной толщи. На молодых окраинах даже при значительных скоростях седиментации заметная толща отложений не успевает сформироваться. И в этом случае, как и для дельт, важно сочетание сочетания высоких (лавинных) скоростей седиментации с длительностью процесса. При благоприятном их сочетании возникают ОПБ второго глобального уровня с мощным покровом осадков, также представляющие интерес в отношении поисков нефти и газа.

Третий глобальный уровень лавинной седиментации. Третий глобальный пояс отвечает самому нижнему гипсометрическому уровню Земли -- глубинам более 6--7 тыс. м, т. е. глубоководным желобам, располагающимся по активным окраинам океанов. Накоплению мощных осадочных тел здесь препятствует субдукция -- поглощение коры и залегающих на ней осадков, и поэтому на этом уровне даже при наличии значительных скоростей седиментации мощности повышены лишь незначительно.

Для лавинной седиментации при всей ее специфике важное значение имеет климатическая зональность, которая определяет скорости седиментации.

Итак, распределение мощностей осадочных отложений океана происходит по-разному в его периферических частях, где широко развиты области лавинной седиментации, возникают отдельные осадочно-породные бассейны с очень мощными отложениями (в десятки и сотни раз превышающими по мощности отложения пелагиали) и пелагические отложения океанов, где мощности не превышают 1 км, а чаще всего составляют сотни метров.

ОБЪЕМ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ОКЕАНА, МАССА ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ

Многочисленные данные по мощностям отложений, полученные сейсмическими методами, а также материалы глубоководного и нефтяного бурения позволяют в первом приближении оценить объем осадочного тела океана. Для подсчета автором совместно с В. Н. Лукашиным была использована серия карт, составленных для отдельных океанов в масштабе 1 : 15 000 000 до 1 : 25 000 000, для которых методом взвешивания с введением необходимых поправок [Ларина, 1975] были определены объемы осадков в пределах изопакит 0,1; 0,3; 0,5; 1,2 и более 2 км. Данные подсчетов по отдельным океанам были затем просуммированы, что позволило определить объем осадочного тела океана в целом (табл. 2; рис. 11; см. также табл. 1). Данные получены для площади дна океана до глубин около 3 км, составляющей около 90% (около 290 млн. км²) океана, т. е. они отвечают главной части пелагиали. В подсчет не включены шельфы, заливы и устья рек, внутренние и окраинные моря и Северный Ледовитый океан.

Наибольший объем осадков — в Атлантическом океане, хотя он по площади в 2 раза меньше Тихого океана.

Для глубоководных котловин В. Е. Хаин и др. [1971] приводят цифры объема осадочных отложений 114 млн. км³, а для отложений шельфа и материкового склона океанов 163 млн. км³ (в целом для океанов 277 млн. км³). Ранее К. О. Эмери определял объем отложений шельфов в 150 млн. км³. По подсчетам А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [1976], объем осадков глубоководных котловин океана — 120 млн. км³, а для шельфа и материкового склона — 190 млн. км³, т. е. в сумме 310 млн. км³. По нашим определениям, объем отложений пелагиали — 133 млн. км³, т. е. объем отложений в областях лавинной седиментации должен быть приблизительно в 10 раз больше (1330 млн. км³). Значительные расхождения с данными других авторов обусловлены тем, что только в последние годы стала ясной огромная мощность отложений первого и второго глобального поясов лавинной седиментации.

Исходя из объема пелагических осадков, определенного Ф. Кюненом, и площади пелагиали 268 млн. км², Полдерварт [Poldervaart, 1955] определил среднюю мощность рыхлых отложений на дне океана около 600 м, что, как видим, близко к значению, полученному нами в результате прямых измерений по картам. Если принять среднюю пористость осадков на поверхности 70%, а на глубине около 600 м — 35%, то для всей толщи среднее значение пористости может быть около 50%, т. е. 600 м рыхлого осадка соответствует около 300 м твердой породы.

Т а б л и ц а 2

Объемы (в млн. км²) и массы * (в 10¹⁵ т) осадков в океанах

Объемы и массы океанских осадков	Океан							
	Атлантический, S = 71,91 млн. км ²		Индийский, S = 57,31 млн. км ²		Тихий, S = 160,64 млн. км ²		Мировой S = 289,86 млн. км ²	
	объем	масса	объем	масса	объем	масса	объем	масса
Измеренные по картам изопакит	61,78	46,4	26,15	19,6	44,98	33,7	133,00	99,7
Накопившиеся за 150 млн. лет при скорости 4 мм/1000 лет	43,2	32,4	34,2	25,6	96,4	72,3	173,8	130,3
Ушедшие в зоны субдукции со скоростью 3 см/год, мощностью 0,5 км **	4,8	3,6	8,8	6,6	54,2	40,6	67,8	50,8

S — учтенная площадь океанов, для которой производился расчет.

* Массы рассчитывались при плотности влажных осадков 1,5 г/см³ и влажности 50% (приведены для сухого вещества осадков).

** Общая длина активных окраин: Тихий океан — 23 970 км, Индийский — 3900 км, Атлантический — 2120 км.

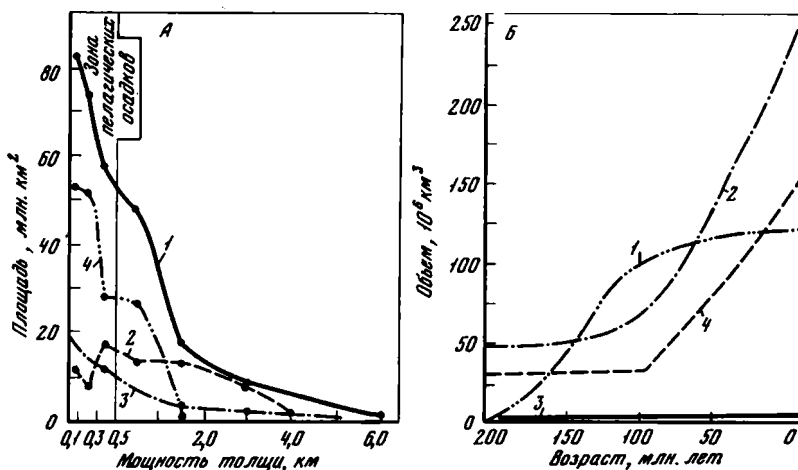
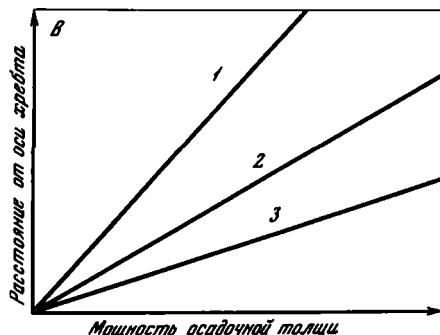


Рис. 11. Распределение мощностей осадочной толщи в Мировом океане и изменение ее объема во времени

А — мощность и площадь осадочной толщи океана: 1 — среднее для Мирового океана; 2 — для Атлантического, 3 — Индийского и 4 — Тихого океанов.

Б — изменение объема осадочных отложений океана во времени: 1 — шельф; 2 — континентальный склон; 3 — глубоководные желоба; 4 — пелагические области.

В — изменение мощности океанских осадков во времени (в млн. лет возраста ложа океана или по расстоянию от активного хребта при средней скорости спрединга 3 см/год) с учетом климатической зональности (раздельно для гумидных и аридных зон) и в среднем для Мирового океана: 1 — гумидная зона; 2 — среднее для океана; 3 — аридная зона



По определениям А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [1967, 1976], средняя мощность пелагических рыхлых отложений 0,4—0,5 км. За среднее значение пористости они принимают 40%. По данным Соутхема и Хей [Southam, Hay, 1977], средняя мощность пелагических отложений 0,5 км, а средняя пористость около 35%.

Как видно из табл. 1 и 2, общий объем осадочных отложений на дне океана (до базальтов ложа) равен 133 млн. км³. Если учесть, что современное поступление всех видов осадочного материала в океан (терригенного, биогенного, вулканогенного и хемогенного) составляет около 27 млрд. т, или около 18 км³, и что максимальные значения возраста ложа океанов достигают 150 млн. лет, то за это время на дне должно было бы накопиться 2700 млн. км³ осадков. Это в 20 раз меньше, чем получается при прямых измерениях объема по карте изопохит. Одно из объяснений такого расхождения состоит в том, что в геологическом прошлом темпы седиментации в океане были в 20 раз ниже современных. Однако прямые определения скоростей седиментации по данным бурения и картирование их для разных возрастных срезов [Лисицын, 1980б] убеждают нас в том, что скорости седиментации были того же порядка, что и современные. Главная причина заключается в том, что подавляющая часть осадочного материала в пелагиаль не проникает, а осаждается по периферии океана, в областях лавинной седиментации. Количественное подтверждение этого впервые получено при определении абсолютных масс осадочного материала [Лисицын, 1977б]. Оказалось, что в пелагиаль океанов глубже 3 км проникает только 7—8% от общей массы вещества, поставляемого с суши.

Другая часть осадочного вещества поглощается в зонах субдукции. Ее приблизительно можно определить по площади дна океана, ежегодно поглощаемой в зонах

субдукции — около 3 км^2 и по средней мощности осадков океана, равной, по нашим определениям, $0,5 \text{ км}$ (см. табл. 1). Тогда в областях субдукции ежегодно поглощается около $1,5 \text{ км}^3$ осадочного вещества, что почти равно объему осадочного материала, отлагающегося в пелагиали океана, т. е. пелагическое осадконакопление почти уравнивается уходом осадков в зоны субдукции. Эти два обстоятельства и объясняют удивительно малые объемы и мощности осадочной толщи в пелагиали океана, широкое развитие участков дна, вообще не покрытых осадками.

Изложенные закономерности распределения мощностей, объемов и масс осадочного материала в океанах для пелагического и лавинного типов седиментации с учетом четырех видов зональности и влияния вулканизма разработаны автором на основании глубоководного бурения и данных геофизики, а также широкого комплекса литологических исследований. Они тесно связаны с закономерностями распространения скоростей современного и древнего осадкообразования.

СКОРОСТИ И АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Как было отмечено, мощность отложений, залегающих на дне, зависит от двух главных факторов — от скорости седиментации и от возраста пород ложа, т. е. от времени седиментации. Последний фактор обычно является определяющим, и потому необходимо найти метод, который позволил бы более объективно выражать напряженность осадочного процесса в разных частях океана. Таким методом является количественное выражение процесса через скорость седиментации или абсолютные массы. Автором предложены единицы для стандартного определения этих показателей через $\text{мм}/1000 \text{ лет}$ или $\text{м}/\text{млн. лет}$ (единица Бубнова, Б), а абсолютных масс — через $\text{г}/\text{см}^2/1000 \text{ лет}$ (единица Страхова, С) [Лисицын, 1974].

При оперировании данными по скоростям и абсолютным массам можно судить о скорости заполнения отдельных участков дна океана осадочным веществом, о напряженности осадочного процесса на разных этапах геологической истории.

Составленные впервые для Мирового океана и ряда морей карты скоростей современного осадкообразования (для интервала времени от $0,7$ до 0 млн. лет) [Лисицын, 1974] показали, что осадочный материал накапливается с резко отличными скоростями в разных частях океанов и морей. Значения скоростей колеблются от менее 1Б до $10\,000\text{Б}$ и выше, т. е. на 4 — 5 порядков.

На первый взгляд распределение величин на картах скоростей современной и древней седиментации [Лисицын, 1971, 1973, 1974, 1980б; Davies et al., 1977; Worsley, Davies, 1979], а также абсолютных масс осадков в целом и их компонентов [Лисицын, 1974, 1975, 1980б] поражает пестротой (рис. 12). Однако при более внимательном рассмотрении удастся выделить четкие закономерности, управляющие осадочным процессом. В центральных частях океанов скорости колеблются от менее 1Б до 10Б , редко до 30Б ; более высокие значения отмечаются только по периферии океанов, но особенно большие (более 100Б) цифры типичны для областей лавинной седиментации первого и второго глобальных поясов (рис. 13).

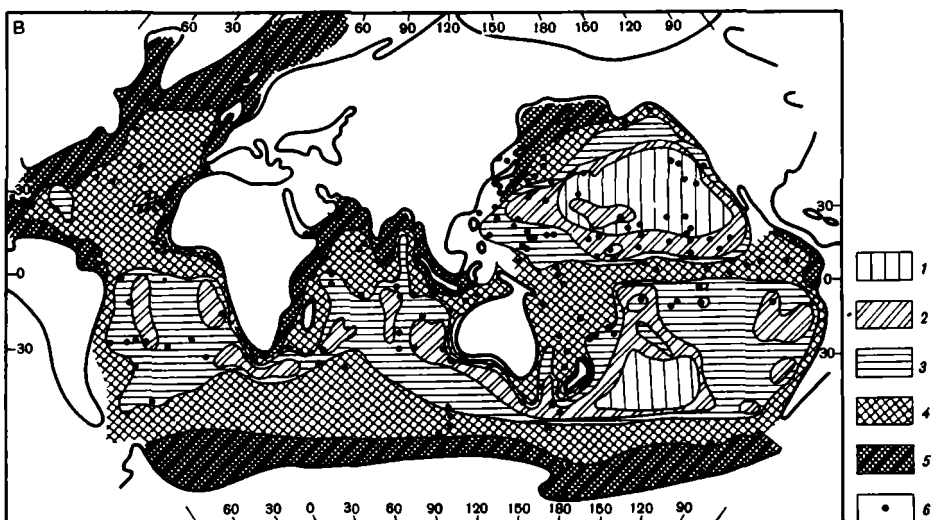
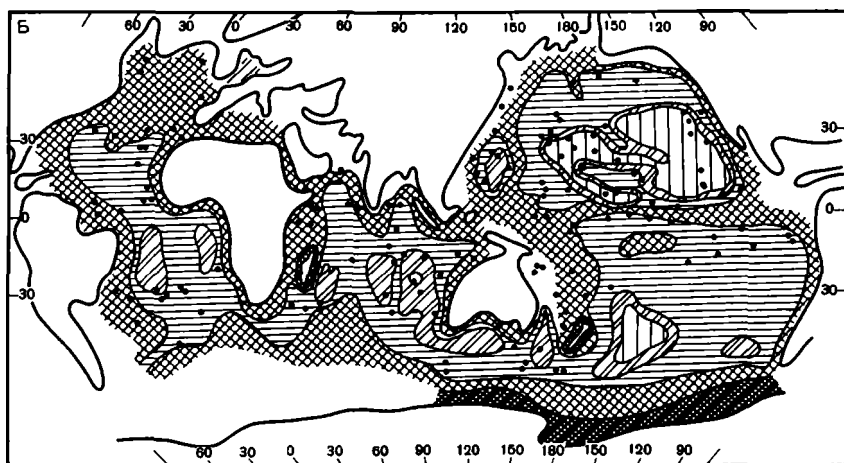
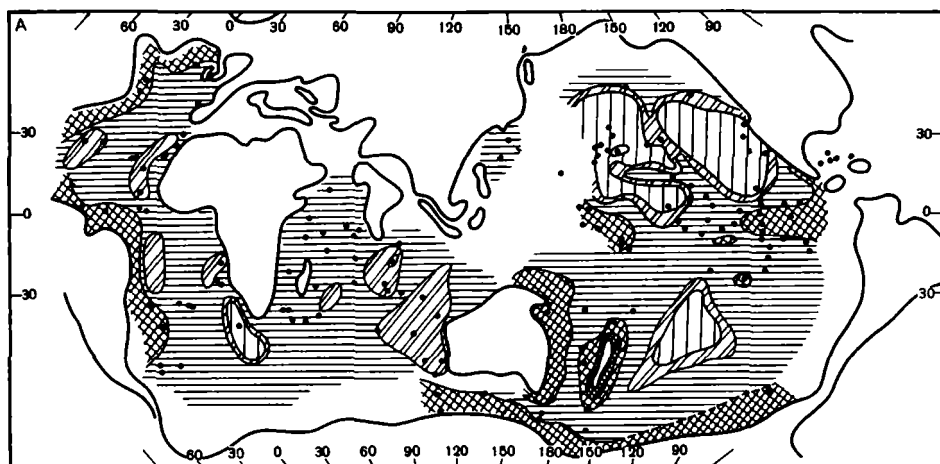
В областях лавинной седиментации, как и для мощностей, а в ряде случаев и отчетливее, отмечается тесная связь поставки осадочного материала с климатической зональностью среды [Лисицын 1974, 1977а, б, 1978, 1979, 1980а; Виноградов, Лисицын, 1981; Лисицын, Виноградов, 1982].

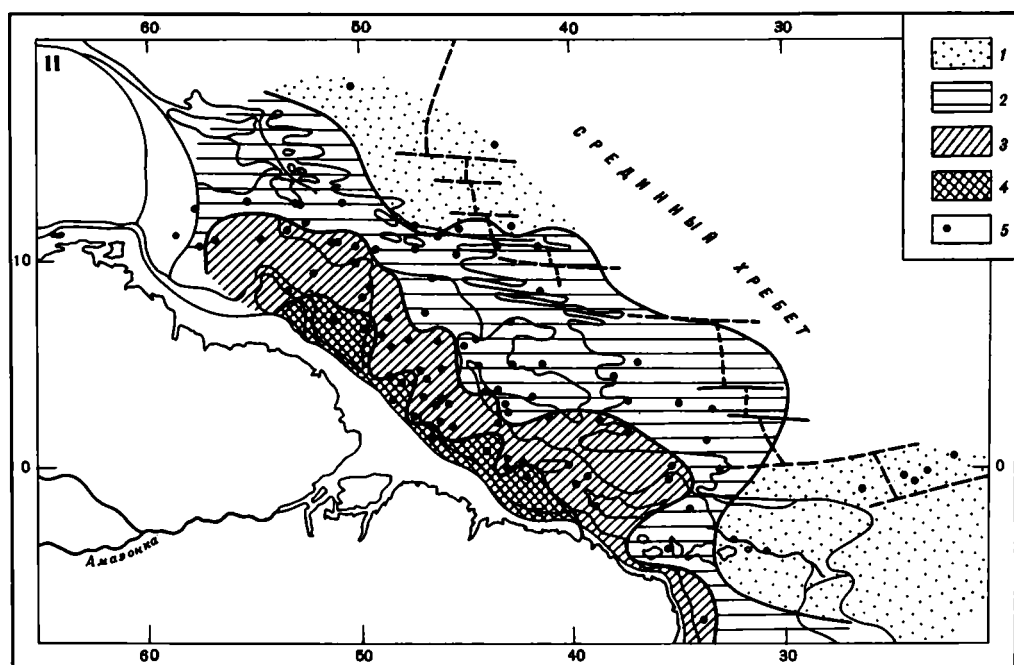
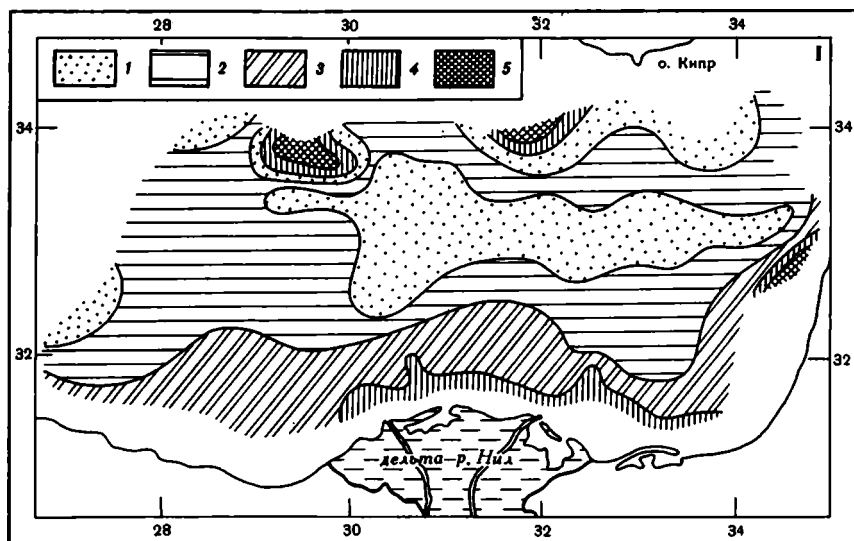
Скорости и абсолютные массы осадочного материала также определяются четырьмя видами зональности — климатической, тектонической, циркумконтинентальной и вертикальной.

Рис. 12. Глобальные закономерности изменения скоростей седиментации в океанах в мезозое и кайнозое

А—В — скорости седиментации: А — для позднего мела, В — для олигоцена ($37,5$ — $22,5$ млн. лет), В — для миоцена ($22,5$ — 5 млн. лет).

Скорости (в $\text{мм}/1000 \text{ лет}$): 1 — менее 1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—30; 5 — более 30; 6 — скважины глубоководного бурения.





Р и с. 13. Примеры высоких скоростей седиментации в осадочно-породных бассейнах первого глобального уровня

I — скорости седиментации в подводном конусе р. Нил (в мм/1000 лет) в интервале от 5700 лет назад поныне [Stanley, Maldonado, 1977]: 1 — менее 40; 2 — 40—80; 3 — 80—160; 4 — 160—320; 5 — более 320. II — скорости седиментации в подводном конусе р. Амазонки, современный этап [Damuth, Kumar, 1975]: 1 — менее 20; 2 — 20—40; 3 — 40—60; 4 — более 60; 5 — станции наблюдения

Как и для мощности, максимальные значения скоростей и абсолютных масс обнаруживаются по периферии океана, главным образом в гумидных зонах, куда поступает основная часть осадочного вещества суши. Действительно, из общей площади водосбора суши 148,2 млн. км² на ледовые области приходится 14,9% [Лисицын, 1982]. Однако вклад осадочного материала, поступающего в океан из этих областей, не соответ-

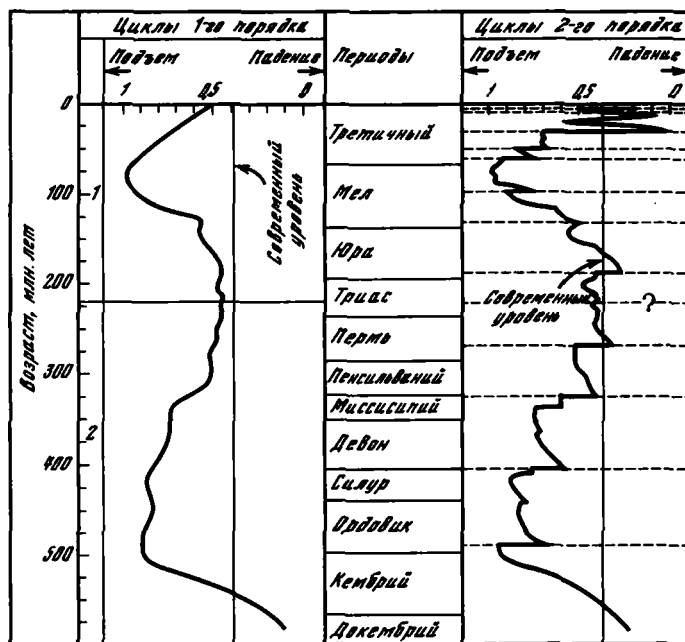
ствуется, занимаемым ими площадям. На современном этапе главная часть осадочного вещества (76% от общего его количества) поступает из экваториальной гумидной зоны и всего около 12% из умеренных гумидных и по 6% из аридных и ледовых зон. Климатическая зональность стока и определяет то, что наиболее крупные осадочные образования возникают в экваториальной зоне, именно здесь лавинная седиментация имеет наибольшее развитие. Такие крупные осадочные тела отсутствуют или крайне редки в аридных и ледовых зонах и ограничены в распространении в умеренных гумидных. Подобная картина типична не только для современного этапа, она, как показывает анализ кернов глубоководного бурения, типична для всего последнего этапа геологической истории Земли с развитием оледенения (первые ледники появились в Антарктиде и вышли к берегам океана около 38 млн. лет назад). Сходная картина имела место и в палеозое во время Гондванского и более ранних оледенений, когда климатическая зональность была контрастной.

В мезозое, когда климатические зоны были выражены слабее, резкие контрасты в распределении осадочного вещества ослабевали, возрастал снос из умеренных гумидных зон, а ледовые зоны, видимо, исчезали или были сосредоточены у полюсов. На основании изучения кернов бурения автором были построены карты скоростей седиментации для разных этапов мезозоя и кайнозоя, а также для кайнозоя и мезозоя в целом [Лисицын, 1973, 1982].

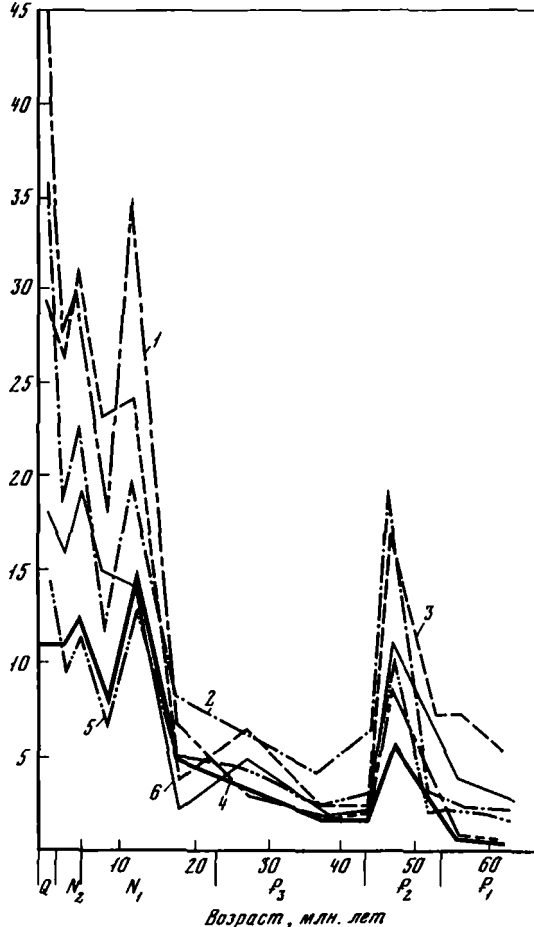
Для мезозоя данных несравненно меньше, чем для более поздних этапов, и схема может быть построена только для позднемелового времени. Как следует из этой схемы, значения скоростей в пелагиали океанов были того же порядка, что и современные. Также выделяются и две аридные зоны со скоростями менее 1Б и разделяющая их экваториальная гумидная со скоростями 3—30Б.

В мезозойской истории Атлантического океана особую роль играл тектонический фактор: раскрытие этого океана в юре — раннем мелу (прохождение стадии Красного моря) приводило к ускорению темпов седиментации (весь океан перекрывался циркумконтинентальными зонами). Существенное значение в меловое время имело повышение уровня океана, которое началось на границе юры и мела и достигло максимальных значений в позднем мелу. При этом базис эрозии повысился, по определениям разных авторов, от +350 до +600 м, что привело к затоплению значительных площадей суши, т. е. к сокращению питающих провинций и усилению роли биогенной седиментации сравнительно с терригенной. При столь значительном повышении базиса эрозии области лавинной седиментации сместились в сторону суши. На границе мела и палеогена происходили значительные осцилляции уровня океана, при этом уровень постепенно снижался и в середине олигоцена особенно резко снизился не только до современного своего положения, но и до 375 м ниже его. Произошло резкое усиление эрозии и вклада терригенного вещества.

Для пелагической седиментации, как мы уже знаем, значение имеет не только амплитуда изменений уровня океана, но и частота таких изменений. В самом деле, при длительном постоянном положении уровня океана главная часть (более 70%) осадочного вещества осаждается в ОПБ близ устьев рек. Этот осадочный материал может быть сброшен в пелагиаль (на второй глобальный уровень) в значительных количествах только при снижении уровня океана. Чем чаще такие снижения и больше их амплитуда, тем больше сброс вещества с первого на второй глобальный уровень. Рассматривая кривую относительных изменений уровня океана (рис. 14), построенную на основе сейсмических данных Вайла и др. [Vail et al., 1977], можно выделить этап довольно постоянного высокого стояния океана в позднем мелу, который сменился этапом резких осцилляций в палеогене, возмставших далее в миоцен-четвертичное время. Кроме обычных факторов тектонической природы, вызывавших изменения уровня океана (изменение объема срединных хребтов в связи с изменением скорости спрединга во времени), стали действовать и факторы, связанные с оледенением (изъятие из океана в ледниковые области значительных количеств воды для образования льда и возврат их в межледниковья). По логике вещей можно было бы предполагать для пелагиали низкие значения скоростей седиментации в позднем мелу, повышение в палеогене и очень быстрое повышение в неоген-четвертичное время.



мм / 1000 лет
45



Р и с. 14. Изменения уровня океана в фанерозое по данным сейсмических исследований и бурения [Vail et al., 1977]

Слева — кривая изменений уровня с циклами 1-го порядка, справа — 2-го порядка. Шкала изменений уровня — относительная. Для построения кривой учтены результаты детальных исследований 48 прибрежных районов Мирового океана

Р и с. 15 Глобальные закономерности изменения средних скоростей океанской седиментации для последних 60 млн. лет (в мм / 1000 лет) [Davies, Hay, 1977]

1—3 — суммарно, включая бескарбонатный и карбонатный материал: 1 — Атлантический, 2 — Тихий и 3 — Индийский океаны; 4—6 — только для карбонатных осадков: 4 — Атлантический, 5 — Тихий и 6 — Индийский океаны

На рис. 15 приведены кривые средних скоростей пелагической седиментации на основе анализа материалов 334 станций бурения для 13 временных срезов [Davies et al., 1977]. Нами выполнены соответствующие подсчеты абсолютных масс для отдельных океанов и в среднем для Мирового океана, а также составлена серия карт для соответствующих возрастов. Из рассмотрения рис. 13—15 следует несколько важных выводов.

1. Изменения скорости седиментации во времени, несмотря на отклонения в каждом океане, в общем синхронны для всех трех океанов, т. е. они отвечают крупнейшим изменениям в развитии осадочного процесса на Земле.

2. Отмечается общий рост скоростей — с отклонениями — минимальных (менее 5 мм/1000 лет) в раннем мелу и палеоцене до максимальных в четвертичное время.

3. На фоне общего увеличения скоростей седиментации во времени ярко выделяются два максимума и два минимума. Первый из максимумов отвечает эоцену, когда скорости в среднем составляли от 10 до 15—18 Б, а второй — неоген-четвертичному времени, когда они превышали даже 15—20 Б, достигая в Атлантическом океане 30 Б и более. Современный и четвертичный этапы — время наибольших скоростей седиментации в пелагиали за последние 150 млн. лет развития океанов!

Этапы высоких скоростей были довольно кратковременными: эоценовый продолжался около 10 млн. лет и сменился спадом общей продолжительностью около 20 млн. лет. Последнее по времени резкое увеличение скоростей имеет продолжительность около 20 млн. лет и связано с оледенениями и миоцен-четвертичными колебаниями уровня. Против мелового и олигоценового фона со скоростями 2—7 Б для первого максимума (эоцен) отмечено увеличение скоростей в 2 раза, для последнего — в 2—4 раза.

4. Интересно отметить синхронность изменений скорости накопления осадочного материала в целом и карбонатной его части. При этом ясно видно, что начиная с позднего мела — палеоцена разрыв между вкладом карбонатов и терригенного вещества увеличивается. В палеоцене и олигоцене кривые скорости накопления осадочного материала в целом и карбонатного вещества очень близки, вклад карбоната накопления очень велик. Во время максимумов скоростей разрыв между этими кривыми, как правило, увеличивается. Видно, что увеличение скорости седиментации карбонатного материала для двух «пиковых» этапов также происходит, но главный прирост скоростей идет все-таки за счет терригенного материала. В особенности ярко это видно для неоген-четвертичного этапа.

Из описанной выше модели следует, что главное значение для сноса осадочного вещества в океаны имеет, безусловно, экваториальная зона. Палеоклиматические данные бурения показывают, что условия в экваториальной зоне за последние 150 млн. лет изменялись мало, температура и влажность здесь были близки к современным. Главные изменения касались ледовых и умеренных зон. Большое значение имеет, конечно, и изменение уровня океана, о котором говорилось выше. Сочетание этих двух главнейших факторов и приводило к существенным изменениям скоростей седиментации во времени.

Поступление осадочного вещества из экваториальной зоны определяется площадью суши, располагающейся в ней в различные геологические эпохи. Чем больше территория континентов в экваториальной зоне, уникальной в смысле скоростей денудации, тем больше общее поступление осадочного материала в океан и скорости седиментации. Коэффициент участия экваториальной зоны сейчас невелик, значительная ее часть занята не сушей, а морями и океанами и, таким образом, в подготовке осадочного материала не участвует. Коэффициент участия значительно менялся во времени под влиянием тех же двух факторов: изменений уровня океана и движения литосферных плит.

Из анализа палеоокеанологических карт [Лисицын и др., 1980а] нетрудно видеть, что в позднем мелу и эоцене главная часть экваториальной зоны была занята морями и океаном (Тетис), т. е. соотношение водосборных бассейнов и конечных водоемов стока было характерным для талассократической эпохи. В позднем мелу — раннем эоцене только незначительная часть Африки и Южной Америки поставляла осадочный материал, в палеоцене приблизилась с юга к экватору Индийская плита. Это слабое использование экваториальной зоны для подготовки осадочного вещества усиливалось в это время еще и трансгрессией. В итоге значительная часть находившихся в экваториальной

полосе водосборов оказалась под водой, т. е. вышла из сферы денудации. Совершенно естественно, это было время широкого — уникального для мезозойско-кайнозойской истории — распространения карбонатных отложений с очень малым содержанием терригенного вещества. В эоцене при снижении уровня океана произошло значительное расширение площади континентов в экваториальной зоне, т. е. возросла поставка терригенного вещества, что видно и по увеличению площадей развития терригенных и слабокарбонатных осадков [Лисицын и др., 1980].

Существенное значение для сохранения осадочных отложений имеет и тектонический фактор, в частности существование пассивных или активных окраин океанов. В Индийском океане (северная часть) в мелу — олигоцене существовала активная окраина, которая в конце кайнозоя сменилась пассивной. В Тихом океане (восточная часть) в это же время происходило расширение активных окраин вдоль берегов Северной и Южной Америки.

Указанные закономерности хорошо дополняются картиной распределения абсолютных масс терригенного (абиогенного) материала, а также распределением CaCO_3 , $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$ и $\text{C}_{\text{орг}}$ картами распределения глинистых и других тонкодисперсных минералов для разных временных срезов [Богданов, Левитан, 1980; Горбунова, 1980; Левитан, Богданов, 1980а,б; Лисицын, 1980б].

В заключение отметим, что никакого заметного увеличения скоростей и абсолютных масс в океане по мере приближения к срединным хребтам — главной области поставки вулканогенного материала на дно — не отмечается ни для современного этапа, ни для геологического прошлого. Скорости седиментации увеличиваются лишь близ активных окраин океана, где развит не базальтовый вулканизм, а риолит-андезитовый. Таким образом, данные о скоростях и абсолютных массах осадков не дают подтверждений точке зрения А. Г. Коссовской о решающей роли базальтового вулканизма в накоплении океанских осадков.

ПЕРЕРЫВЫ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ, РАЗМЫВ И ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ

Одним из неожиданных открытий глубоководного бурения было установление факта широкого распространения перерывов не только в отдельных кернах, но и в группах кернов, полученных с больших площадей дна океана. Ранее считалось, что перерывы наиболее характерны для неритических осадков и возникают они обычно при поднятии дна до уровня моря или даже при его воздымании над этим уровнем, причем денудацией уничтожается часть отложившегося осадка. При этом возникают поверхности размыва, угловые несогласия и другие признаки перерывов.

В пелагических областях океанов данные изучения состава осадочного материала, а также микрофлоры и микрофауны позволяют утверждать, что такого рода механизм подъема дна к поверхности не имеет места. Наиболее обычен обратный механизм: постепенное погружение поверхности дна по мере его удаления от срединного хребта и утяжеления при наращивании коры (кривая Слейтера). Зная возраст того или иного участка базальтового ложа, можно, пользуясь кривой, установить его теоретическую глубину, а для разных этапов геологического прошлого методом обратной прокладки можно проследить последовательные изменения глубин. Как правило, темпы роста глубин составляют 40—50 м в 1 млн. лет, т. е. участок дна, который в конце позднего мела находился в срединном хребте на глубине 3 км, к настоящему времени опустится до глубины 5,8—6,5 км. Это погружение, однако, постепенное и на возникновение перерывов может влиять только в случае отложения карбонатных осадков, которые, проходя критические глубины, растворяются (главная часть осадочного материала — карбонаты — при этом не накапливается).

Перерывы в седиментации — интервалы времени большей либо меньшей продолжительности, когда или не накапливается (нулевое осадконакопление) осадочный материал, или происходит размыв и удаление осадков, отложившихся ранее.

Главная причина образования перерывов в осадконакоплении в пелагиали динамическая. Перерывы возникают под действием сильных придонных течений, которые воздействуют на рыхлые несцементированные осадки, залегающие на поверхности дна. Они

легко размываются и перемещаются в затишные области, где накапливаются в виде переотложенных осадков. В других случаях скорость течения недостаточна для размыва связных осадков (наиболее распространенных на больших глубинах глинистых илов), но достаточна для неотложения тонких взвешенных частиц, находящихся в воде в придонном слое. Напомним, что в соответствии с кривой Хьюлестрема скорость течений, препятствующих осаждению (из-за вертикальной составляющей турбулентного потока), значительно меньше, чем скорость, необходимая для размыва уже отложившихся осадков.

Чтобы воспрепятствовать осаждению частиц песка на дно, нужны скорости течения всего 2 см/с, а для пелита 0,03 см/с. Чтобы размывать уже отложившийся осадок на дне требуются значительно большие скорости: для песка 10—60 см/с, а для пелита 2—6 см/с [Холлистер, Хизен, 1974].

Перерывы и участки нулевого осадконакопления широко распространены и в современных осадках. Придонные течения в океане в настоящее время связаны с распространением холодных и тяжелых антарктических и арктических вод. Эти воды возникают при переохлаждении и утяжелении поверхностных вод на шельфах Антарктики и в Арктике, где их температура снижается до $-1,5^{\circ}\text{C}$, чаще всего от $-0,5$ до -1°C . Они опускаются по материковым склонам ледовых областей и ведут себя в океане подобно тяжелым жидкостям, образуя придонные течения Мирового океана (рис. 16). Эти воды проникают вплоть до экватора, заполняя все понижения и обходя поднятия. Только за счет разности плотностей (без учета препятствий) средняя скорость этих течений составляет 0,1—1 см/с, т. е. запрещает седиментацию не только пелитов, но и алевроитов.

Придонные течения могут резко усиливаться или ослабляться под влиянием приливно-отливных течений, проникающих до дна, внутренних волн, а также волн цунами — подводных землетрясений, возникающих по активным окраинам океанов. Отдельные данные показывают, что после цунами происходит взмучивание глубинных вод. В частности, автор наблюдал после цунами резкое увеличение концентрации глубинной взвеси в районе Курило-Камчатской впадины [Лисицын, 1974]. Резко увеличивается скорость придонных течений при их встрече с препятствиями, когда живое сечение потока сокращается. Имеются наблюдения по размыву в узких желобах, соединяющих отдельные котловины океана, в частности в районе поднятия Риу-Гранди и в других местах, где скорость течения у дна достигает 20—25 см/с, происходит современная эрозия (рис. 17), возникает региональный перерыв [Johnson, 1972a, 6; Ledbetter, Johnson, 1976].

Интереснейшие данные, объясняющие широкое распространение перерывов в осадочной толще, получены в Атлантическом океане к северу от Бермудского поднятия [Gardner, Sullivan, 1981]. Здесь на глубине 4868 м в 20 м от дна одновременно с седиментационной ловушкой был установлен нефелометр, определяющий мутность придонных вод. Определения проводились 78 сут (с 23 сентября до 10 декабря 1977 г.) с интервалом в 4 ч. Запись показала очень значительные изменения мутности в придонном слое вод, которые можно связать с процессами взмучивания и переноса донных осадков (рис. 18). Кривая показала возникновение придонных штормов с возрастанием концентрации взвеси в отдельных случаях до 20 раз и с обычными колебаниями в 5—10 раз. Оказалось, что периоды возникновения придонных штормов и взмучивания донных осадков совпадают с прохождением тропических ураганов вблизи района исследований. Ураган «Эвелин» 14—15 октября проходил ближе всего к месту установки прибора (в 40 км) и вызвал придонный шторм наибольшей силы, второй безымянный ураган проходил в 250 км от установки 30 октября и также вызвал придонный шторм с пиковым значением взвеси.

Эти данные показывают, что не только постоянные и приливно-отливные течения, но и циклоны в атмосфере могут вызвать взмучивание донных осадков на глубинах до 5 км. Эти наблюдения получают косвенные подтверждения и в наших исследованиях взвесей в придонном слое. Таким образом, на современном этапе истории океана существуют многочисленные факторы, вызывающие неотложение осадков на больших площадях дна, а также взмучивание уже отложенного материала со дна. При этом возникают перерывы в осадконакоплении, тем более крупные, чем больше продолжительность

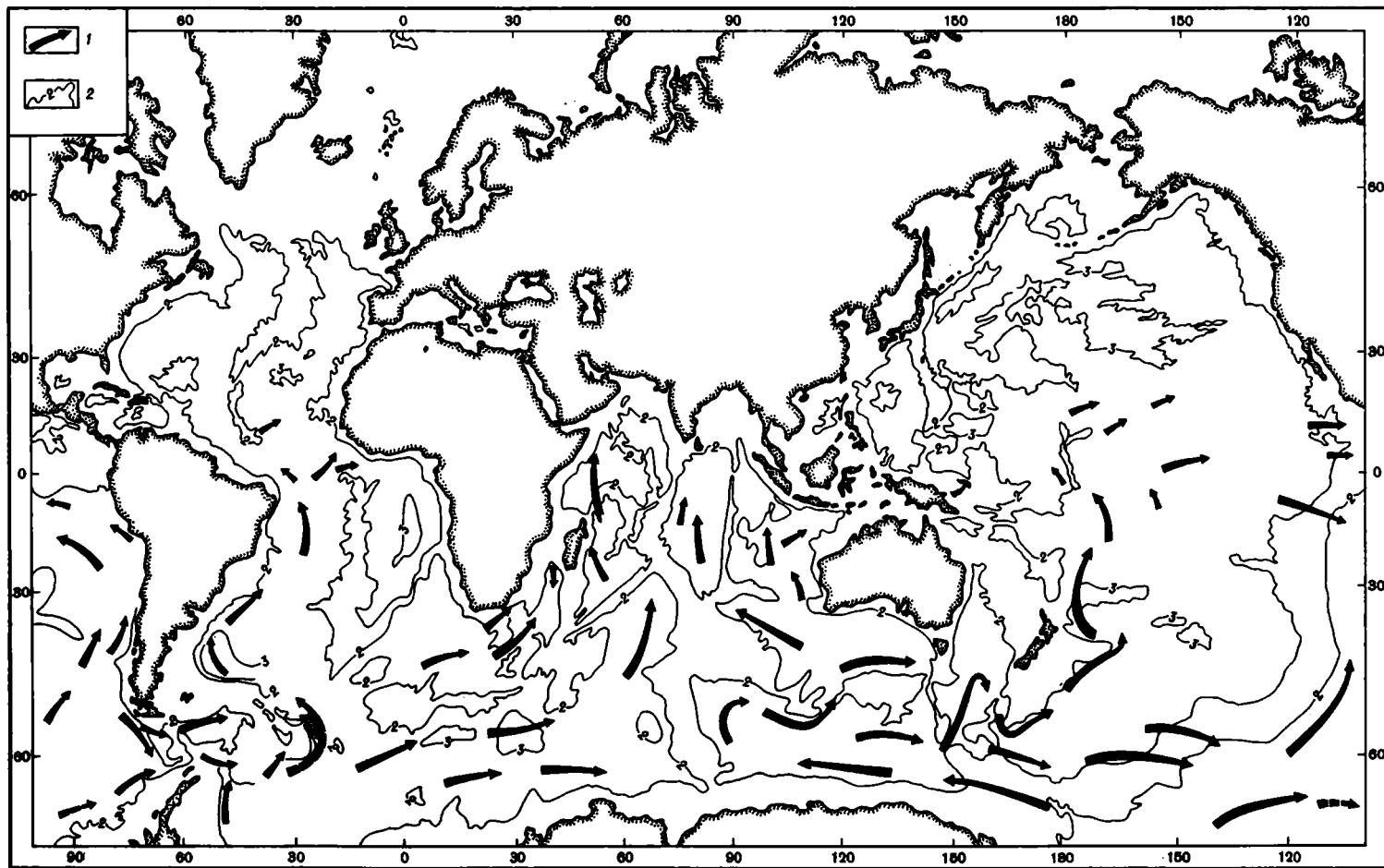


Рис. 16. Карта современных придонных течений — главного фактора размыва и переотложения осадков, возникновения перерывов [Volat et al., 1980]. По данным инструментальных наблюдений и дешифрирования подводных фотографий

1 — главные пути движения придонных (контурные течения) антарктических вод; 2 — изобаты (в км)

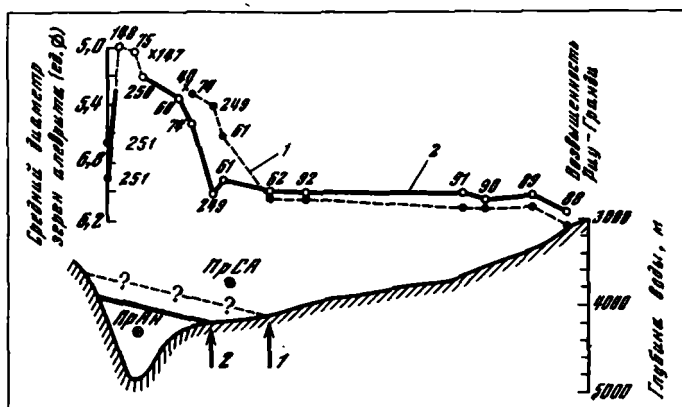


Рис. 17. Подводный размыв в канале Вима западнее поднятия Риу-Гранди (Атлантический океан) [Ledbetter, Johnson, 1976]

Внизу — рельеф дна канала и течения: ПрАН — придонное антарктическое (со скоростью до 20–25 см/с), направлено от читателя; ПрСА — придонное североатлантическое, направлено на читателя. Между ними — уровень малоподвижных вод современных (2), и 18 тыс. лет назад во время последнего оледенения, когда поток холодных вод был сильнее (1). Вверху — кривая медианного диаметра алевроитовой фракции осадков (на бескарбонатный материал, в единицах ϕ): 18 тыс. лет назад (1) и современная (2). Цифры — номера станций. С усилением течений растет диаметр частиц алевроита за счет отмычки тонких частиц.

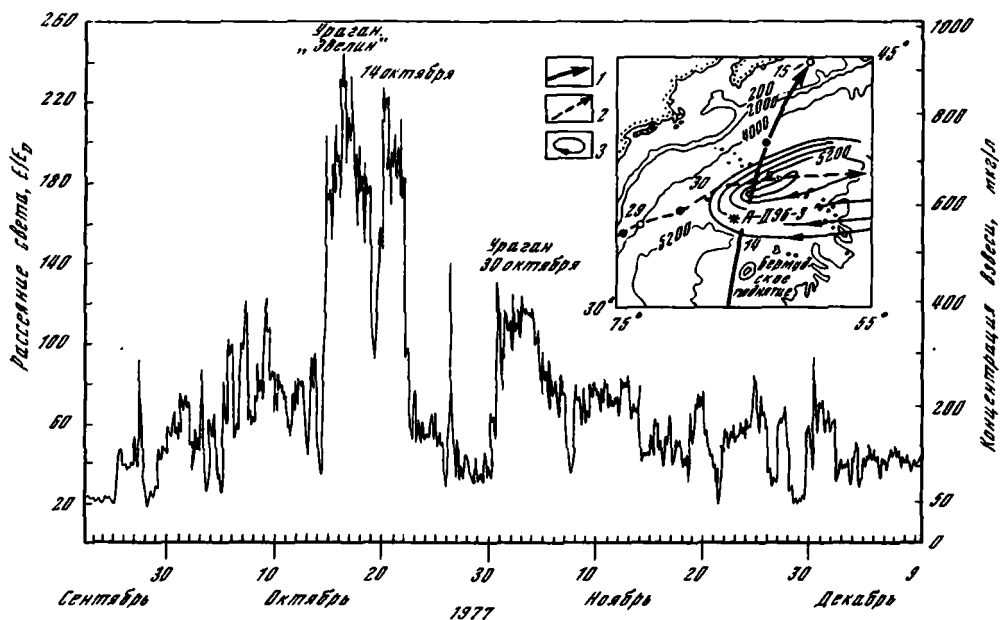


Рис. 18. Взмучивание донных осадков (придонные штормы) и увеличение мутности придонных вод (около 20 м от дна) при прохождении тропических ураганов к северу от Бермудского поднятия по данным наблюдений за 78 сут [Gardner, Sullivan, 1981]

На врезке — положение придонной станции и траектории прохождения ураганов «Эвелин» 14–15 октября (1) и безымянного 29–30 октября (2); 3 — циркуляция в придонном слое (глубже 4000 м).

воздействия фактора. В ходе геологического времени за миллионы лет эти факторы обычно варьируют, нередко действуют совместно.

Еще большие изменения придонной циркуляции, нередко с размывом отложений, возникали под влиянием тектонических перестроек окружающих океан материков. Например, с распадом Гондваны начала развиваться единая система Западных ветров —

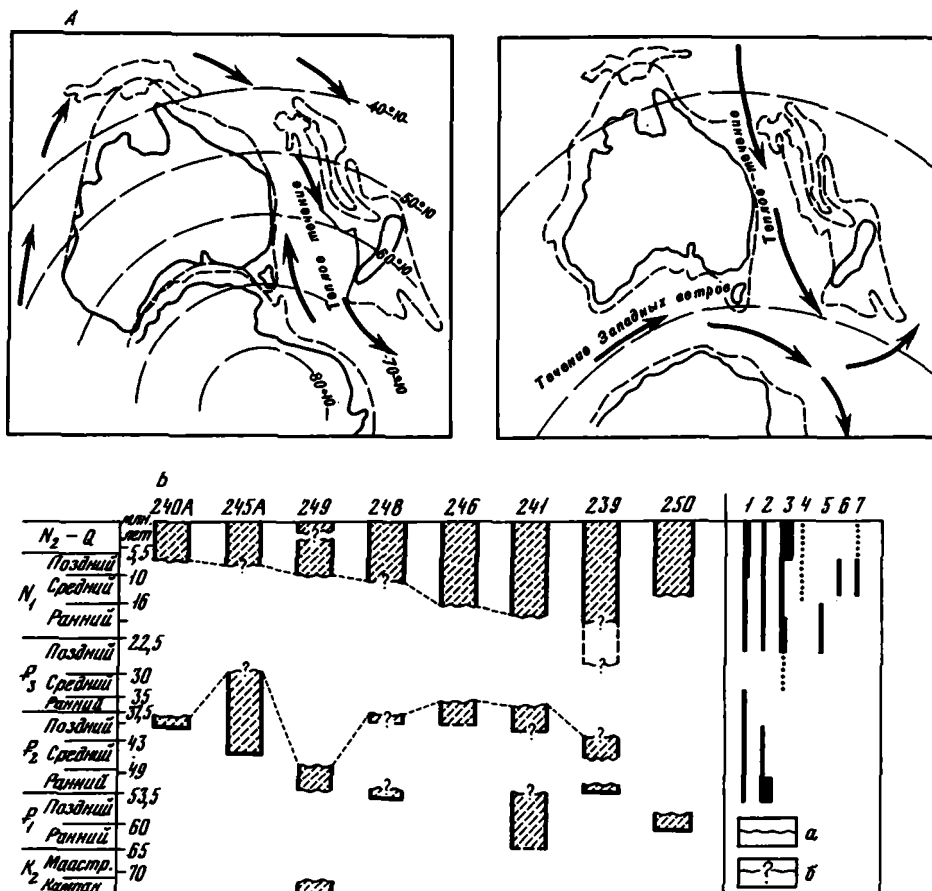


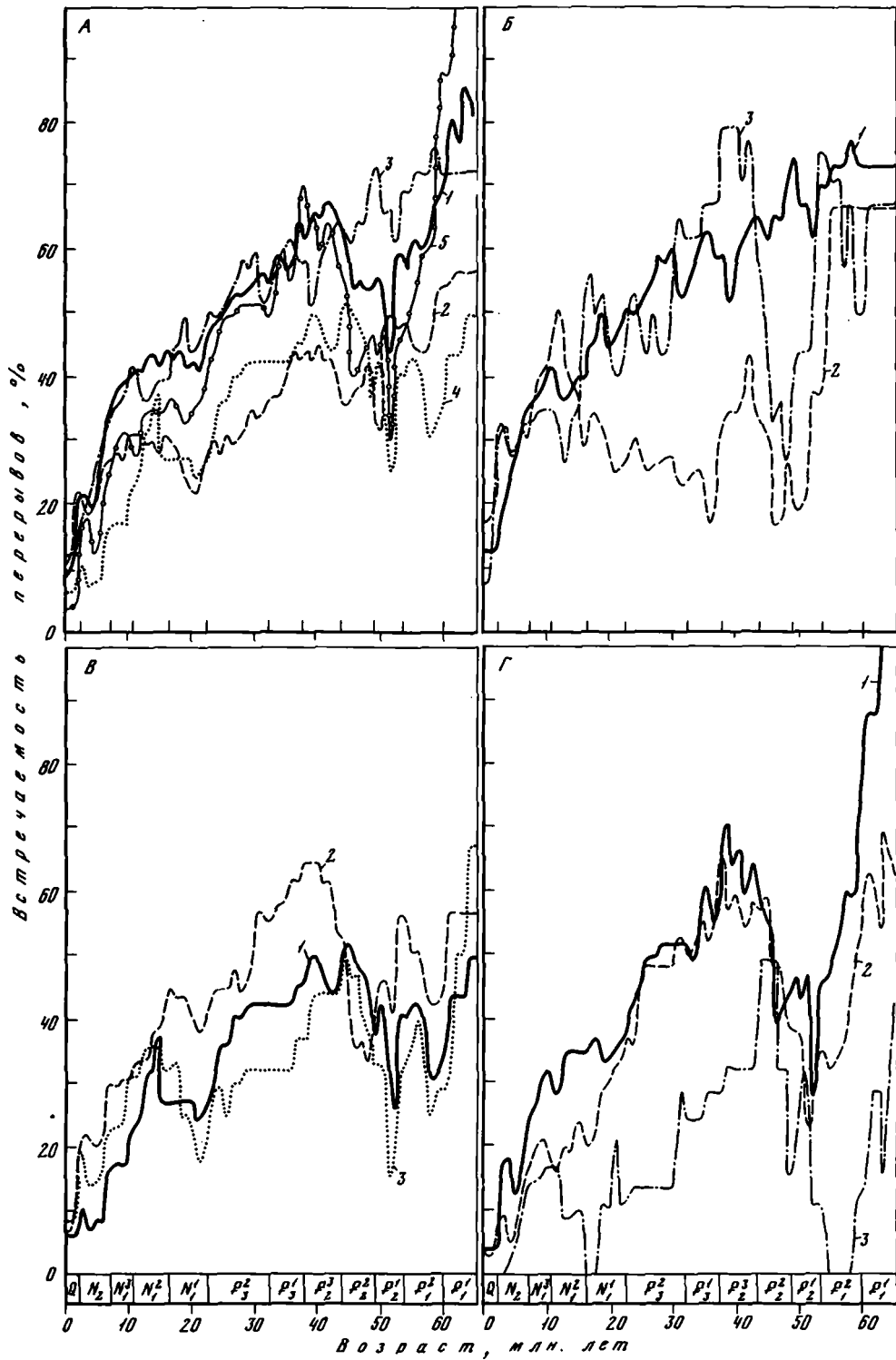
Рис. 19. Перерывы в осадочной толще Индийского и юго-западной части Тихого океанов и палеогеография (возникновения течения Западных ветров, оледенения Антарктиды, кайнозойской системы вертикальной циркуляции)

А — возникновение системы течений Западных ветров, оледенения Антарктиды и термального типа вертикальной циркуляции [Kennett et al., 1972]. Слева — палеогеография для раннего эоцена (53 млн. лет). Пролив Антарктида — Австралия перекрыт, течения огибают Австралию. Справа — раскрытие пролива в позднем олигоцене (30 млн. лет), возникновение глобальной системы течений Западных ветров.

Б — керны бурения из западной части Индийского океана [Leclaire, 1974] и основные события кайнозоя в Индийском океане (числа 1—7 у вертикальных линий: 1 — время значительного спрединга в центральной части океана; 2 — отделение Индии от Антарктиды; 3 — отделение Австралии от Антарктиды, возникновение течения Западных ветров, начало оледенения; 4 — поднятие юго-восточной ветви среднего хребта; 5 — олигоценная регрессия на побережье Восточной Африки; 6 — миоценовая трансгрессия на побережье Восточной Африки; 7 — поднятие Юго-Западной Австралии, толщина линии отражает относительную скорость спрединга; а, б — границы перерывов; а — четко определенных, б — нечетко определенных

Рис. 20. Частота встречаемости перерывов в кернах бурения 307 станций для Мирового океана (А), Тихого (Б), Индийского (В) и Атлантического с Карибским морем (Г) для последних 6,5 млн. лет [Moore et al., 1978]

А — среднее для Мирового океана (1), для Южного (2), западной части Тихого (3), Индийского (4) и Атлантического (5) океанов для 12 возрастных срезов (через 5 млн. лет в среднем). Б — Тихий океан: 1 — западная часть; 2 — восточная часть; 3 — юго-западная часть. В — Индийский океан: 1 — среднее; 2 — восточная часть; 3 — западная часть. Г — Атлантический океан: 1 — среднее; 2 — северная часть; 3 — Карибское море



наиболее мощная из кайнозойских систем течений (рис. 19). Крупные изменения происходили и при перекрытиях материковых мостов (Дрейка, Центрально-Американского и др.), а также с распадом Тетиса, когда единая экваториальная система течений начала распадаться на течения в отдельных океанах, разделенные континентальными мостами [Лисицын и др., 1980].

Таким образом, на протяжении последних 150 млн. лет системы поверхностных и придонных течений в океане сильно менялись, и возникновение перерывов и обширных площадей переотложенных осадков — яркое тому свидетельство.

Для пелагиали особенно большое значение имеют, как отмечалось, придонные течения. Современная система придонных течений плотностная, их возникновение связано с выхолаживанием в полярных областях.

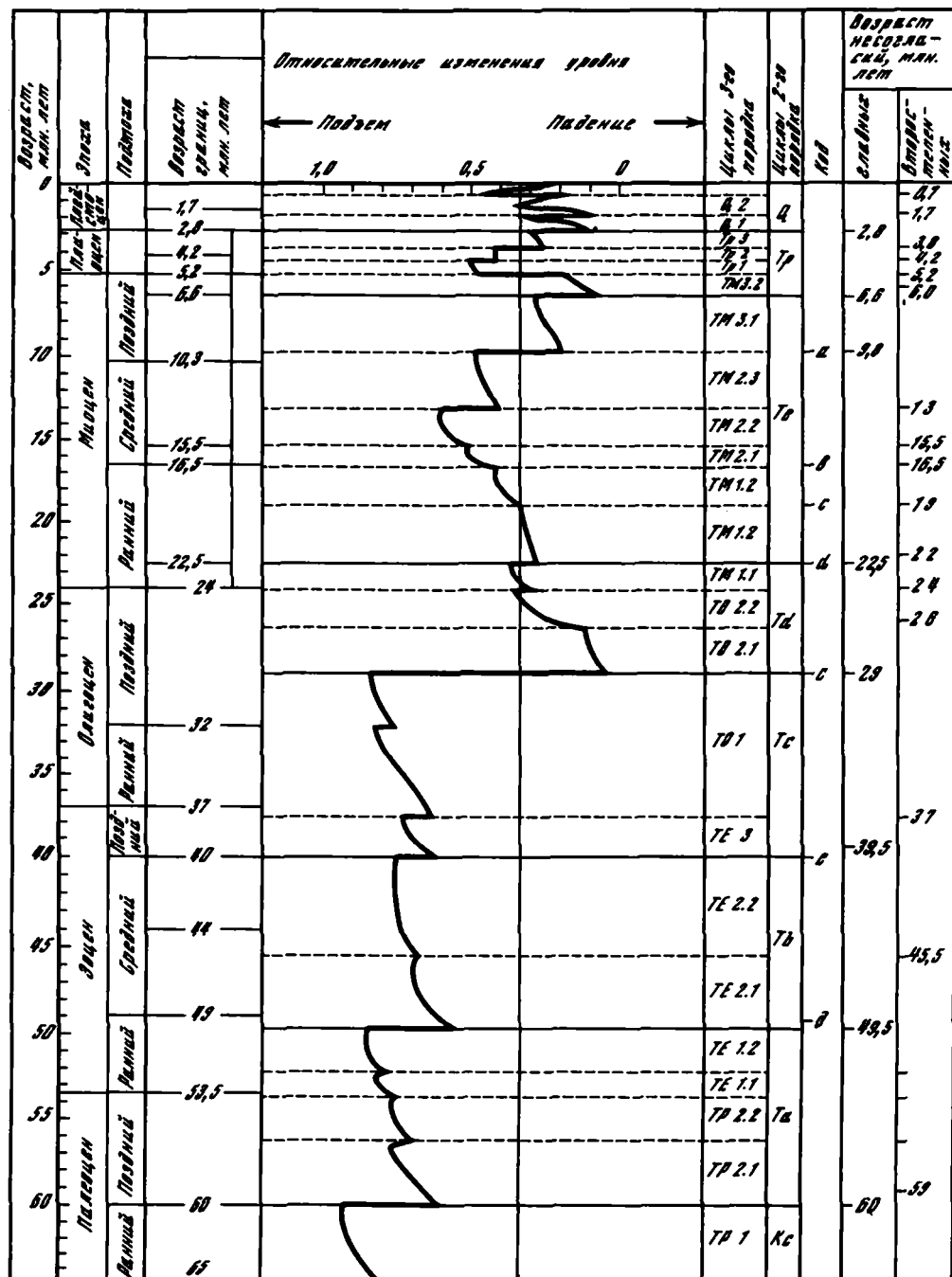
Что происходило в придонных слоях в мезозойское время, когда мощные полярные холодильники отсутствовали? Можно ожидать резкого снижения скоростей течений, ухудшения вентиляции придонных вод океана и возникновения условий стагнации. Такие условия неоднократно отмечались для разных этапов кайнозоя на больших площадях, в частности в виде распространенных черных сланцев. Однако полного прекращения придонной циркуляции даже в это время не происходило, хотя она существенно ослаблялась. Вентиляция вод обеспечивалась не «термальной» (т. е. с выхолаживанием), а солёностной системой. Элементы этой системы придонной циркуляции можно наблюдать в океане и сейчас. В аридных зонах океана происходит интенсивное испарение поверхностных вод (до 1,5 м/год), причем воды становятся более плотными, тяжелыми и опускаются на глубины, заполняя понижения рельефа и распространяясь у дна океана на контакте с осадком. Такие языки отмечены гидрологами у выхода из Аденоского залива, Красного моря, Персидского залива и других участков аридной зоны океана. Они сейчас нередко не достигают дна, поскольку оказываются легче холодных придонных вод. Но в мезозое, когда холодные воды у дна отсутствовали, главной становилась солёностная система циркуляции. Как отмечалось, эта система намного слабее, чем термальная, и потому в это время нередко явления стагнации на больших участках дна.

Возникновение мощной «термальной» придонной циркуляции и связанных с ними течений и явлений размыва определяется климатическими факторами. Известно, что похолодание началось с середины эоцена (50—45 млн. лет назад), но особенно резким оно было в начале олигоцена [Buchardt, 1978]. Становление этой системы должно отмечаться в осадочной толще по учащению перерывов сравнительно с мезозоем. Сходная система — термальная — существовала во время гондванского оледенения.

Вторая причина увеличения частоты встречаемости перерывов — тектоническая, связанная с распадом Гондваны и с прохождением отдельных ее блоков через главные течения (в частности Индийской плиты), распадом Тетиса и единой системы экваториальной циркуляции. Перерывы связаны с тектоническим фактором и иначе, через колебания уровня океана, обусловленные изменением скоростей спрединга во времени.

Участки дна, на которых происходит длительное (различное методами стратиграфии и хронологии) неотложение или размыв осадков, могут быть разными по площади. Различают локальные, региональные и глобальные области размыва. При рассмотрении термина «глобальные» следует иметь в виду, что он не означает полного прекращения седиментации во всем Мировом океане — такого явления быть не может, поскольку океан всегда был областью преимущественной аккумуляции осадков. Речь идет о широком, охватывающем одновременно два или более океанов синхронном явлении размыва. По продолжительности перерывы могут быть кратковременными (менее 5 млн. лет), средней продолжительности — 5—10 млн. и длительными — более 10 млн. лет. Отмечаются перерывы длительностью до 50—70 млн. лет.

При изучении перерывов крайне важен принцип неразрывности: каждому перерыву должен соответствовать участок переотложенных осадков, где идет накопление того материала, который смыт в области перерыва. Принцип неразрывности позволяет правильно интерпретировать перерывы как в современных, так и в древних отложениях. Распространение перерывов изучено по кернам бурения во времени и в пространстве для всего Мирового океана. Частота встречаемости перерывов в кернах бурения изучена для



Р и с. 21. Распределение перерывов и несогласий, их корреляция в ОПБ Новой Зеландии в зависимости от изменений уровня Мирового океана в кайнозой [Loutit, Kennett, 1981]

Шкала изменений уровня — в относительных единицах. Циклы 3-го порядка выделены пунктиром

307 станций (рис. 20), на 13 временных срезах через 5 млн. лет. Из рассмотрения рисунка следуют важные выводы.

1. Частота перерывов увеличивается с удревнением возраста керна, что и естественно для кернов, которые отличаются рыхлостью вплоть до самых древних отложений.

2. Для современного этапа частота перерывов составляет 10—20%, для неогена она удваивается, а для палеогена — увеличивается в 3—4 раза, составляя максимально 60—80%.

3. При всех частных отклонениях кривые частоты перерывов для разных океанов и частей океанов идут синхронно, отвечая общим для океана изменениям.

4. Особенно увеличивается частота перерывов на границе мезозой—кайнозой, где перерывы составляют 70—80%, что отвечает крупнейшим событиям геологической летописи, и на границе эоцен — олигоцен, когда произошло резкое снижение температуры и начала формироваться термическая система придонной циркуляции (60—70% перерывов). Последний небольшой пик отмечается (не во всех океанах) на границе среднего и позднего миоцена (перерывы до 40—60%).

При картировании перерывов удается трассировать пути придонных древних течений, косвенно судить о рельефе дна, поскольку эти течения резко усиливаются и размывают осадки в узких проходах между отдельными котловинами.

Переотложенный материал образует разного рода подводные дюны и валы, а также более крупные подводные осадочные хребты, например Блейк-Багама, Ньюфаундлендский, Гардар в Атлантическом океане. Близ основания материкового склона придонные течения называют контурными, они следуют по изобатам и переносят материал параллельно основанию склона в общем направлении от полюсов к экватору. Наибольшей силы контурные течения достигают в западных частях океанов (в Западной Атлантике сконцентрированы указанные выше осадочные хребты из переотложенных осадков). Таким образом, перерывам соответствуют области накопления переотложенных осадков. Начало образования осадочного хребта Блейк-Багама из переотложенного материала, принесенного контурными течениями с севера (из областей размыва донных осадков и образования региональных и локальных перерывов), относится к середине эоцена, т. е. соответствует времени становления «термической системы» придонной циркуляции (около 50 млн. лет назад по кривой Бухарта).

Широкое распространение перерывов в разрезах геологического прошлого океанов в общих чертах соответствует их развитию в современном океане. Изучение современных осадков дает ключ к пониманию перерывов и переотложения осадков прошлого. Для областей лавинной седиментации I и II уровней особое значение имеют колебания уровня океана (рис. 21).

Для пелагических осадков океанов типично то, что процессы цементации в связи с постоянной и высокой водонасыщенностью отложений не развиваются. Поэтому отложения очень податливы к воздействию придонных течений. Размыв сцементированных отложений, встречающихся на периферии океана на дне, происходит гораздо реже, скорости течений для этого обычно недостаточны.

Итак, главная причина образования перерывов заключается в деятельности разнообразных придонных течений, а не в тектонических подвижках дна, поднятиях с выходом на поверхность в области денудации, как это считалось ранее. Влияние тектоники проявляется иначе — через открытие и закрытие материковых мостов, изменение рельефа дна, разделение материковых массивов и пр.

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

Минеральный состав. Анализ минерального состава кернов бурения проведен для различных фракций осадочного материала с применением иммерсии и полуколичественных рентгеновских методов. Он изучен под сканирующим электронным микроскопом и с помощью других современных методов анализа. Выделяются в илах тонкодисперсные терригенные, биогенные, вулканогенные и аутигенные минералы.

Среди биогенных минералов главное значение, безусловно, имеют карбонатные минералы; по распространенности им значительно уступает вторая группа — биогенного

опала. Минеральный и химический состав карбонатных отложений определяется составом скелетных образований организмов (кокколитофориды, фораминиферы, птероподы, кораллы, водоросли, моллюски). Среди карбонатных биогенных минералов, генезис которых без труда обычно определяется по морфологии частиц, доминирует в пелагиали один минерал — кальцит. Арагонит встречается только в тропических водах (господствует в аридных) и на глубинах меньше 3,5 тыс. м и в пелагиали встречается крайне редко. Ограниченно распространен также магнизиальный кальцит, очень редко карбонаты Fe и Mn, доломит [Лисицын, 1978; Лисицын, Мурдмаа, Петелин, 1979].

Минералы кремнезема представлены главным образом опалом, которым сложены панцири диатомей и силикофлагеллат, радиолярий, спикулы губок. В ходе диагенетических превращений эти биоморфные минералы теряют свои первоначальные очертания и в ряде случаев сливаются в сплошные стяжения и прослои кремней, создающих помехи при бурении. Химическими методами удастся количественно определить вклад биогенных минералов (карбонатных и кремнистых) и вклад терригенных, вулканогенных и аутигенных минералов, выявить обломочный и аутигенный фон осадка.

Обломочные минералы изучены в кернах бурения систематически, единым методом [Rex, 1970], причем во всех гранулометрических фракциях, что дает возможность сделать некоторые выводы по их генезису.

Главная часть тонкодисперсных минералов, составляющих илы пелагиали, как в современных, так и в древних отложениях, состоит из терригенных минералов. Среди них во фракциях мельче 0,01 мм особенно многочисленны такие континентальные и почти не встречающиеся в базальтах океанской коры минералы, как кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, а также комплекс тяжелых терригенных минералов, типичный для континентальной коры. Песчано-алевритовые частицы в пелагиали почти не проникают, за исключением ледовых зон, где они обычны, а также областей развития турбидитов.

Все материалы личных наблюдений и опубликованные в литературе по Атлантическому, Индийскому и Тихому океанам были обобщены для комплексов тонкодисперсных минералов на 20 листах для шести временных срезов [Лисицын, Мурдмаа, Серова, 1980]. Оказалось, что существующий сейчас в пелагиали комплекс тонкодисперсных минералов [Мурдмаа и др., 1979; Лисицын, Мурдмаа, Петелин, 1979] сформировался, судя по анализу кернов, очень давно. Главнейшие его минералы — кварц, полевой шпат, гидрослюда, хлорит, каолинит, монтмориллонит. Изменения комплексов глинистых минералов во времени (в тонкодисперсной части осадка) связаны главным образом с изменениями климата в зоне водосборов, а также с другими изменениями на континентах (колебания уровня моря, изменение размеров в связи с движениями плит и др.). Эта схема четко выдерживается для всего кайнозоя, т. е. в течение около 70 млн. лет, менее отчетливо из-за недостатка данных — для конца мезозоя. Так же, как и по данным геохимических исследований, вклад минералов базальтовой коры, связанный с гидротермальной деятельностью, увеличивается по мере приближения к базальтам ложа, больше всего их в базальтовом слое. Видимо, этим (тектонической зональностью) объясняется то, что на поверхности дна по мере приближения к активным хребтам, а в кернах бурения по мере приближения к базальтовому ложу увеличивается содержание минералов группы монтмориллонита и снижается содержание типично терригенных (континентальных) глинистых минералов — каолинита, иллита, хлорита [Горбунова, 1980; Rex, 1970; Rex, Murray, 1970; Van Rad, Rosch, 1972]. Эта тенденция особенно четко проявляется там, где вертикальный ряд формаций океана наиболее полный, т. е. по окраинам океанов, в местах с максимальным возрастом базальтов ложа [Лисицын, 1973]. Низкотемпературный диагенез смешанно-слоистого иллита-монтмориллонита до иллита в материалах бурения не установлен. На свежее образованной коре (близ активных срединных хребтов) отлагаются прежде всего осадки, типичные для условий активного хребта, — максимально обогащенные базальтовым веществом (эдафогенные) [Мурдмаа, Розанова, 1979] и гидротермальным материалом [Лисицын, 1978; Розанова, Лисицын, 1979]. Они в большей или меньшей степени смешаны с нормальным для данной зоны пелагическим осадочным материалом (терригенным и биогенным). По мере удаления от осевой части

хребта вклад эндогенного вещества уменьшается и постепенно оно «тонет» в главном потоке пелагического осадочного вещества [Лисицын и др., 1979; Лисицын, 1981].

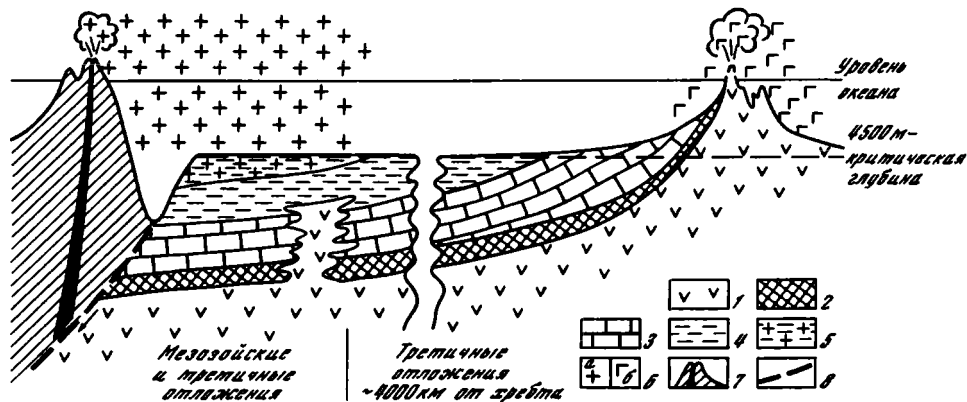
Самый нижний слой осадочного разреза океанов, залегающий на базальтах ложа, обогащенный эндогенным материалом и соответствующими минералами, носит название базального. Как следует из сказанного, в современных осадках при удалении от хребта он сменяется слоями нормальных океанских отложений, а по мере приближения к активным окраинам — также андезит-риолитовой пирокластикой островных дуг. Тектоникой определяется латеральный ряд этих отложений — от обогащенных эндогенным веществом или в ряде случаев состоящих почти полностью из эндогенного вещества до отложений центральной части (вне зоны хребта) или периферии океана без эндогенного вещества.

Сходный ряд наблюдается и по вертикали — в разрезе толщи океанских осадков в наиболее полных (по возрасту) разрезах осадочной толщи периферической части океана. Возраст пород ложа здесь максимален, а следовательно, максимальна и мощность толщи осадков (рис. 22). Здесь снизу вверх на базальтах ложа залегают отложения базального слоя, разнообразные нормальные отложения пелагиали океана и, наконец, сверху — отложения, характерные для активных окраин, обогащенные пирокластикой в виде прослоев или примесей к осадкам, т. е. вертикальная последовательность та же, что и в латеральном ряду формаций. Эту закономерную смену мы назвали формационным рядом расширяющихся океанов [Лисицын и др., 1973]. Формационный ряд расширяющихся океанов доказывает, что обогащение базального слоя эндогенным базальтовым веществом вовсе не связано ни с единовременным для океана усилением вулканизма, ни с проникновением продуктов вулканизма через осадочную толщу, ни с превращением терригенных минералов в монтмориллонит. Он определяет место и время определяющего вклада эндогенного вещества, позволяет сопоставить его с «нормальной» седиментацией в океане, избежать путаницы в толковании состава осадочного тела океана.

За последние годы А. Г. Коссовской с сотрудниками было опубликовано несколько статей, в которых главная роль в формировании минерального состава кернов бурения приписывается базальтовому веществу.

«Состав пелагических глин не имеет почти никакого отношения к привносу материала с суши, как это долго считалось. Материал, привносимый с континента, аккумулируется в пределах шельфа и глубоководных желобов, окружающих континенты. Материалом для формирования глин служили тонкие продукты изменения базальтовой гиадокластики в тектонически активных участках океанического дна, суммированной с гидротермальным подтоком растворов, содержащих Fe, Mn и Mg. Однотипность состава глин осадочного чехла в Мировом океане позволила сделать вывод, что она определяется существенной однородностью толеитовых базальтов океанов. Этому отвечает и состав низкотемпературных аутигенных минералов, образующихся при подводном изменении базальтов» [Коссовская, Симанович, Шутов, 1981, с. 5].

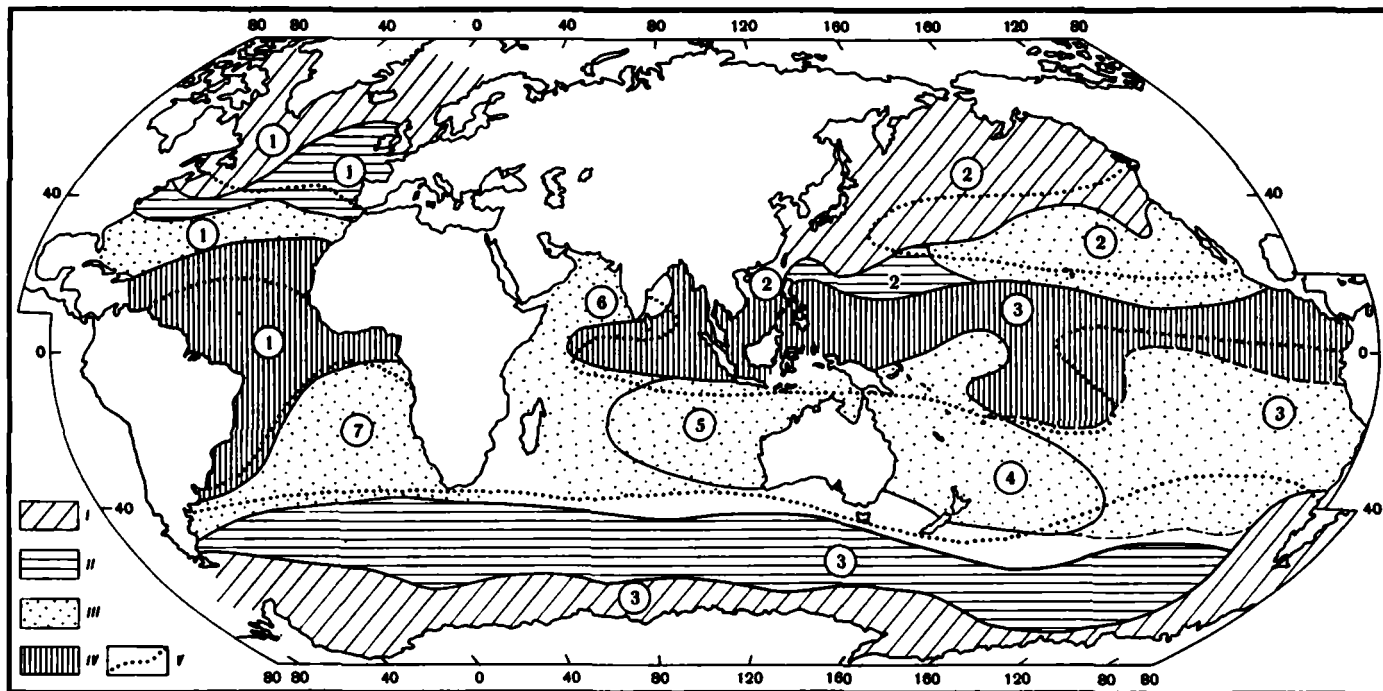
Это положение коренным образом противоречит всем имеющимся фактическим материалам по распределению глинистых минералов на поверхности дна (рис. 23), в колонках и кернах глубоководного бурения [Патеев и др., 1968; Горбунова, 1980; Biscaye, 1965; Keller, Richards, 1967; Griffin et al., 1968; Goldberg, Griffin, 1970; Kolla, Biscaye, 1973; Heath et al., 1974; Kolla et al., 1976, 1980; и др.]. Наиболее важные результаты по составу тонкодисперсных минералов в кернах глубоководного бурения приводятся в отчетах по соответствующим рейсам. Для заключений А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым и И. М. Симановичем [1981] использованы данные рейсов 6, 8, 9, 16, 17, 20, 32, 33, 34. По всем этим рейсам независимо от А. Г. Коссовской рядом авторов был выполнен количественный рентгеновский анализ кернового материала, проведен и ряд других детальных исследований тонких фракций. Из-за соображений краткости рассмотрим данные только одного рейса. Рейс 6, в котором участвовал и автор этих строк, проходил между Японией и Гавайскими островами. Он показал, что в кернах отсутствуют базальные отложения, обогащенные Fe, и что главное распространение имеют тонкодисперсные минералы и глинистые минералы терригенной природы, связанные с эоловым переносом с континентов и поставкой пирокластики. При этом пирокластика не базальто-



Р и с. 22. Формации расширяющегося океана — латеральные и вертикальные ряды [Лисицын и др., 1973]

1 — толеитовые базальты; 2 — базальный слой; 3 — карбонатные формации; 4 — пелагические глины; 5 — обогащение риолит-андезитовой пирокластикой; 6 — пирокластика; а — островных дуг, б — внутри-океанских вулканов; 7 — островная дуга; 8 — зона Заварицкого—Беньофа

вая, а риолит-андезитовая, характерная для андезитового пояса. Никакого господства Fe-монтмориллонита здесь фактические данные не показывают [Rex et al., 1971]. Сходны результаты и по рейсам 19 и 20: здесь в кернах также преобладают терригенные глинистые минералы, а также пирокластика андезитового пояса. «Главные минералы глубоководных глин — кварц, плагиоклазы, иллит и каолинит. В некоторых пробах — значительное количество монтмориллонита, филлипсита и вулканического стекла» [Pimm et al., 1971, p. 1132]. Добавлю, что вулканическое стекло здесь риолит-андезитовое, а не базальтовое, т. е. и вторичные минералы — результат преобразования не базальтового, а андезитового вещества, что доказано и детальными исследованиями на Тихоокеанском разрезе. Данные других рейсов при внимательном рассмотрении фактического материала в отчетах приводят к таким же выводам. Для осадочной толщи континентов характерно преимущественное развитие гидрослюдистых ассоциаций [Ронов, 1980]. Преобладание гидрослюдистой ассоциации отмечалось мною для современных осадков океанов [Лисицын, 1978; Горбува, Лисицын, 1979]; оно меняется по зонам, но сохраняется и в кернах бурения для всего кайнозоя [Горбунова, 1980] (рис. 24, см. вкл.). По мере углубления в отложения мезозоя все большее значение приобретают продукты длительного изменения вулканических стекол [Gieskes, Lawrence, 1981], причем не только базальтовых, но и риолит-андезитовых; развиваются характерные аутигенные минералы [Lisitzina, Butuzova, 1982], в том числе и монтмориллонит. По мере приближения к базальному слою растет вклад гидротермальных минералов. Твердо установленные факты показывают, что главная часть вещества осадочного чехла океана — по крайней мере более чем на 90% — состоит в целом из продуктов денудации континентальной коры (глинистые и другие тонкодисперсные обломочные минералы), а также из растворенных солей, снесенных с континентов, которые преобразуются организмами и осаждаются на дне в виде биогенного материала. Близ вулканов важную роль приобретают пирокластические и вулканокластические минералы. Распределение биогенного и терригенного вещества, а также пирокластики в современных и древних осадках океанов детально изучено и закартировано, обосновано многими десятками и даже сотнями тысяч определений, нередко независимыми методами. Никакой дополнительной «континентализации» осадочного тела океанов не требуется, поскольку изначально этот материал — продукт вещества континентов. В самом деле, главная часть кремнезема в осадочном чехле связана с обломочными минералами континентальной природы, а также с биогенным веществом и определяет геохимию и минералогию материала, поступающего в зоны субдукции, идущего далее на образование континентальной коры.



Р и с. 23. Провинции и подпровинции тонкодисперсного (глинистого и обломочного) материала. Современный этап [Горбунова, Лисницын, 1980]

I — провинции ледовые и холодных частей умеренных зон (хлорит-иллитовые с полевыми шпатами), подпровинции (цифры в кружках): 1 — Северная Атлантическая, 2 — Северная Тихоокеанская, 3 — Южная для всех океанов); *II* — провинции теплых частей умеренных зон (иллитовые с тонкодисперсным кварцем и пониженным содержанием полевых шпатов), подпровинции: 1 — Северная Атлантическая, 2 — Северная Тихоокеанская, 3 — Южная (для всех океанов); *III* — провинции аридные (иллит-монтмориллонит-каолинитовые с кварцем, доломитом, палыгорскитом), подпровинции: 1 — Северная Атлантическая, 2 — Северная Тихоокеанская, 3 — Южная Тихоокеанская, 4 — Восточно-Австралийская, 5 — Западно-Австралийская, 6 — Аравийская, 7 — Южная Атлантическая; *IV* — провинции экваториальные (каолинит — монтмориллонитовые, монтмориллонитовые, бесполовошпатовые, с кварцем и гибситом, последние — в Атлантическом океане), подпровинции: 1 — Атлантическая, 2 — Зондская, 3 — Тихоокеанская; *V* — границы климатических зон

Как и где взаимодействуют эти две разнородные по своим свойствам части океанской коры? Главное взаимодействие базальтовой коры, осадочной толщи и воды происходит в срединных хребтах — это в основном горячее взаимодействие (температура базальтовых магм около 1000 °С) с выделением большого количества элементов в воду, с возникновением окисленных фаций осадков — металлоносных отложений, а в ряде мест и восстановленных фаций с сульфидами. Данные о распределении теплового потока на разрезах по нормали к активному хребту, а также изучение изотопного состава Sr показали, что время остывания базальтов океанской коры под осадками составляет около 15 млн. лет, а вся вода Мирового океана проходит через стадию гидротерм в базальтах 1 раз в 3 млн. лет [Лисицын, 1981]. Область «горячего контакта», где температуры вод на выходах из гидротерм достигают по прямым определениям 350 °С, а чаще 15—30 °С, имеет незначительную в масштабах океана ширину: 300—500 км (по определениям теплового потока) с каждой стороны от оси активного хребта. За пределами этой полосы, имеющей общую ширину 500—1000 км, т. е. составляющей менее 1% от площади пелагиали океана, контакт базальт — осадок становится холодным!

Для этого, главного по распространению типа контакта глинистые отложения, залегающие над базальтами, как и глинистые покрывки нефтяных и газовых месторождений, практически непроницаемы для перемещения растворов. Таким образом, за пределами узкой прихребтовой полосы воздействие базальтов на химию и минеральный состав залегающих выше осадков практически не происходит — в этом убеждают данные по составу иловых растворов, минеральному составу и др. [Шишкина, 1980; Горбунова, Лисицын, 1982; Gieskes, Lawrence, 1981; и др.]. Отдельные исключения, связанные с необычными условиями, здесь не рассматриваются. В соответствии с концепцией тектоники литосферных плит при расширении дна океана (со средней скоростью около 3 см/год) гидротермальные отложения — начальный элемент латерального и вертикального рядов формаций расширяющегося океана — погружаются под толщу пелагических отложений. Вот почему при бурении надбазальтовая часть разрезов даже в очень удаленных от срединных хребтов частях океана всегда оказывается обогащенной минералами горячего взаимодействия вода — базальт (Fe-монтмориллонит, минералы группы Fe и др.). Одновременно с этим в нижних, наиболее древних частях разреза происходят изменения пирокластического материала с постепенным переходом в глинистые и другие минералы диагенетической природы [Мурдмаа, Лисицын и др., 1979; Lisitzina, Butuzova, 1982; и др.).

Размещение минералов горячего контакта в надбазальтовом слое (как и близ современных активных хребтов) определяется, таким образом, тектонической зональностью.

Очень четкие доказательства терригенной природы главной части осадочного чехла океана дает изучение тонкодисперсных минералов, «запретных» для базальтов и встречающихся только в континентальной коре. Это кварц, высококалиевые слюды, калиевые полевые шпаты (очень редко встречаются и аутигенные разности калиевого полевого шпата) и др.

По данным Шоу и Вивера [Shaw, Weaver, 1965], средний минеральный состав глинистых сланцев — наиболее распространенных пород геологических разрезов континентов — характеризуется содержанием около 30% кварца. По геохимическим данным Ялона [Yaalon, 1962], среднее содержание кварца в сланцах 20%. Среднее содержание кварца в песчаниках континентов обычно в пределах 60—70% [Pettijohn, 1957], а в карбонатных породах около 5%. В среднем содержание кварца в осадочных породах континентов принимается около 20% [Parker, 1967; Blatt, 1970]. Если учесть, что главная часть кварца сосредоточена в крупных фракциях обломочного материала (в песчаной и алевролитовой) и что эти фракции осаждаются практически полностью по периферии океана [Лисицын, 1978], то в пелагиаль может проникать менее половины, т. е. отложения пелагиали (их терригенная часть) должны содержать не более 10% кварца.

Для отложений континентов кварц, связанный с кислыми породами, является очень четким индикатором. Сохраняется ли минералогическая доминанта кварца и для океанских илов, точнее для их терригенной части, или же, как это следует из ряда работ А. Г. Коссовской, доминирующая роль переходит здесь к базальтовому материалу ложа, подводных гор, поднятий и широко распространенных подводных вулканов?

Реальные количественные определения содержания кварца в осадках океанов, проведенные советскими исследователями, позволили впервые оценить их для Мирового океана [Серова и др., 1979]. Как можно видеть из карт, в пелагиали в ряде мест содержание кварца (по дифрактометрическим данным, в пересчете на бескарбонатное вещество) составляет 10—20%, а в ряде мест даже 20—30%. Минимальные значения находятся в пределах 1—10%, причем самые низкие тяготеют к срединным хребтам и к районам активного вулканизма. Выявляется тесная связь областей высоких содержаний кварца в пелагиали с аридными поясами, что подтверждается и прямыми анализами аэрозольного материала, собранного над океанами (обычно 20—30% кварца пелитовой размерности). Обращает на себя внимание близость средних содержаний кварца в осадочных отложениях континентов и океанов. Важны для понимания картины и некоторые детали.

Прежде всего, распределение абсолютных масс кварца в осадках позволяет четко установить его континентальную природу, оценить вклад разных провинций [Лисицын, 1978]. Удалось определить изотопный состав кислорода в кварце и таким образом получить изотопную метку кварца разного генезиса [Rex, Goldberg, 1958, 1962; Rex et al., 1969; Syers et al., 1969, 1972; Glayton et al., 1972; и др.]. На основе изучения кварца в аэрозоле над Тихим океаном выделены две его важнейшие разновидности: северного и южного полушария. Для кварца северного полушария типично $\delta^{18}\text{O}$ 16—22‰, а для южного (к югу от экватора) — 12—15,4‰ [Лисицын, 1978]. Источник кварца северного полушария — гигантские пустыни Центральной Азии, где значения $\delta^{18}\text{O}$ находятся в пределах 16—22‰, для южного полушария — пустыни Австралии, а также засушливые участки в Новой Зеландии — здесь обычны отношения 12—15‰. Интересно отметить, что кварц, по наблюдениям в аэрозолях и в поверхностном слое донных осадков, концентрируется во фракциях менее 2 мкм и 2—5 мкм, т. е. в пелитовых фракциях.

Аэрозольный кварц проникает далеко в пелагиаль, в чем убеждают нас не только прямые исследования аэрозолей, собранных близ поверхности океана с судов, но и анализ донных осадков и почв с океанских островов. Океанские острова (расположенные в пределах коры океанского типа) сложены базальтовыми породами и кварц в них полностью отсутствует. Однако анализ почв неожиданно показал, что в них кварц встречается в заметных количествах, причем той же крупности, с теми же чертами морфологии и с той же изотопной меткой, что и в аэрозоле и в донных осадках прилегающих районов.

В донных отложениях северной части Тихого океана $\delta^{18}\text{O}$ кварца в донных осадках 16—18, в лёссовых отложениях питающих провинций — пустынь Центральной Азии — 16—22, а в почвах Гавайских островов 18. Проба аэрозольного материала, собранная на о-ве Барбадос в Атлантическом океане, содержала около 10% кварца пелитовой размерности с изотопным отношением 16,2. Сходные значения были найдены и в почвах о-ва Барбадос, а также других островов, расположенных в области влияния эолового материала Сахары, в частности Багамских островов и в почвах Северной Каролины (16,1—16,5).

Таким образом, в аридных зонах океана идет перенос аэрозольного материала на огромные расстояния под действием тропосферных ветров и струйных течений. Аэрозольные резервуары северного и южного полушарий перемешиваются достаточно слабо, о чем свидетельствуют различия в их минеральном и изотопном составе. Итак, эти материалы позволяют утверждать терригенную (аэрозольную и гидрозольную, а в ледовых зонах — криозольную) природу кварца.

Другая группа минералов-индикаторов континентальной коры — калиевые полевые шпаты. В гумидных зонах они уничтожаются выветриванием — переходят в глинистые минералы — и сохраняются только в ледовых и аридных зонах. Отношение кварц / полевой шпат в средней изверженной породе континентов равно 1/6—1/8, а в глинах и глинистых сланцах континентов растет до 1,5—2 за счет выветривания и перехода полевых шпатов в глинистые минералы при сохранении кварца. В вулканитах океанской коры и в породах андезитового пояса активных окраин это отношение близко к нулю.

Отношение кварц / полевой шпат в донных осадках океанов (по дифрактометрическим определениям) обычно больше единицы, т. е. соответствует осадочным отложениям

континентов. На обширных площадях оно достигает 1—3 и даже более 4 и только близ активных хребтов меньше единицы. Снижается это отношение и в ледовых зонах, что связано с хорошей сохранностью полевых шпатов. Близ источников вулканического материала — по активным окраинам океанов — оно обычно меньше единицы. В соответствии с ролью активных окраин океаны могут быть расположены в ряд от Тихого к Индийскому и к Атлантическому. Сходно меняется и величина отношения кварц / полевые шпаты по периферии океанов. Ниже всего она в Тихом океане, выше всего — в Атлантическом.

Среди минералов-носителей калия — элемента дефицитного в области океанской коры (и потому индикаторного) — важную роль играют слюды. Распределение слюд в осадках Тихого океана тесно связано с аэрозольным материалом [Arghenius, 1965]. К-Аг датировка слюд позволяет более детально устанавливать питающие провинции и генезис этих минералов. Для обширных площадей Индийского и Тихого океанов, а также для многих морей было убедительно показано на основе возрастных определений, что слюды, столь широко распространенные в осадках пелагиали, — типичные терригенные минералы, которые поставляются в донные осадки в соответствии с зональностью (с речным, ледовым стоком или с золовым материалом) [Крылов и др., 1961; Крылов, Силин, 1963].

Очень показательным оказалось отношение в К-слюдах изотопов Sr. В почвах Гавайских островов, в пелагических осадках северной части Тихого океана и в аэрозольном материале из северной части океана отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ оказалось равным 0,7273, в то время как в базальтах, слагающих Гавайские острова, оно резко отличается (0,703—0,707).

Для этой части океана сходные заключения могут быть сделаны и при анализе возрастных датировок слюд. В почвах Гавайских островов возраст слюд оказался равным 200 млн. лет, в то время как возраст самого базальтового острова Оаху 1—2 млн. лет. Слюды почв были принесены ветром, что подтверждается возрастными метками пелагических осадков северной части Тихого океана — 150—180 млн. лет, в то время как у берегов Северной Америки — 80 млн. лет, в Беринговом море — 50—90 млн. лет, а близ Японии, Курильской гряды и Камчатки — 10 млн. лет и моложе. Возрастная датировка слюд, так же как и изотопный состав Sr, указывает на происхождение калиевых слюд в осадках северной части Тихого океана из пустынь Центральной Азии, т. е. данные для слюд и кварца совпадают. Таким образом, и эти широко распространенные в донных осадках пелагиали минералы, безусловно, принесены с суши, т. е. возникли за счет денудации континентального блока.

В питающей мегапровинции континентов среднее содержание кварца в глинах и глинистых сланцах, как отмечалось, составляет около 20%, а полевых шпатов 10—15%, что в сумме равно 30—35%, т. е. на долю глинистых минералов в осадочных отложениях континентов приходится 60—70%. В «средней изверженной породе континентов» сумма содержания этих двух минералов составляет 60—80%. Поскольку кварц при выветривании разрушается очень слабо, то главная часть глинистых минералов образуется за счет химического выветривания полевых шпатов (а также темноцветных минералов).

По определениям в аэрозолях над Тихим океаном содержание суммы кварц + полевые шпаты составляет близ Японии 50—60%, а в пелагиали океана 40—50% со снижением к гумидным зонам до 10—20%. Самые низкие содержания обнаружены в аэрозолях из экваториальной гумидной зоны, где практически все полевые шпаты выветриваются. Содержание суммы кварц + полевые шпаты в донных осадках океанов лишь редко падает меньше 10%, а чаще всего находится в пределах 20—50%, т. е. соответствует их среднему содержанию в осадочных отложениях континентов, а в аридных зонах осадки океанов содержат обычно более 50% кварца и полевых шпатов (суммарно). Если добавить к сумме кварц + полевые шпаты еще и слюды, а также каолинит и хлорит, то вклад этих, безусловно, континентальных минералов оказывается решающим: для осадочного тела океана в целом он превышает 70%.

В самых древних частях кернов бурения (раннекайнозойских и мезозойских), как и следовало ожидать, увеличивается распад пирокластики — по основному терригенному фону возникают своеобразные аутигенные минералы, для которых характерна вертикальная (возрастная) зональность. Существенный вклад тонкодисперсных минералов гидро-

термальной природы ограничен для современных отложений узкой полосой дна, примыкающей к активным хребтам (1% от площади дна), а в разрезах сосредоточен в надбазальтовом («базальном») слое мощностью в несколько десятков, в редких случаях до сотни метров.

Если оценивать вклад всех минералов, включая и биоморфные, то ведущим, в соответствии с данными о среднем химическом составе океанских осадков, оказывается вклад именно биогенных минералов — более 50% от общего состава осадочной толщи. Среди abiогенных минералов, как уже отмечалось, более 70% составляют терригенные разности (а в пересчете на осадок в целом, т. е. с учетом биогенных, — более 35%). Таким образом, вклад пирокластики и минералов «горячего контакта» вода — базальт составляет для осадочного тела океана не более 15—20%.

Эти общие подсчеты не означают, однако, что в соответствующих условиях не могут возникать почти исключительно вулканогенные базальтовые или риолит-андезитовые отложения, или отложения, связанные с гидротермами. Учет тектонической, климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональности позволяет устанавливать четкие минералогические провинции как в современных отложениях пелагиали [Лисицын, 1978; Горбунова, Лисицын, 1979], так и в кернах глубоководного бурения [Горбунова, 1980].

В процессах вторичного минералообразования в базальтах за пределами узкой полосы высокотемпературного воздействия (при температурах менее 100 °C) происходят смектитизация, цеолитизация, синтез магнезиальных силикатов. Наиболее обычен смектит, чаще всего диоктаэдрический (Fe-монтмориллонит, нонтронит, монтмориллонит) в парагенезе обычно с филлипситом и клиноптилолитом. В замкнутых системах возникает триоктаэдрический смектит (Fe-Mп-сапонит и сапонит), а также в некоторых случаях и калиевый полевой шпат.

Гальмиролитические (низкотемпературные) изменения базальтов обычно незначительны и ограничиваются палагонитизацией стекла и образованием гидроокислов железа и марганца. После изоляции базальта от контакта с океанской водой толщей отложившегося осадка процесс протекает в замкнутой системе — привнос и вынос элементов происходят в ограниченных масштабах. Идет перераспределение элементов на месте в базальте с образованием глинистых минералов (смектитов) и кальцита, а по пустотам также цеолитов [Харин, Шевченко, 1981].

Таким образом, существенных изменений химического состава базальтов при их выветривании не происходит — в этом убеждают многочисленные анализы базальтов из кернов бурения в сравнении со свежими базальтами океана. Из базальтов выносятся Si, Al, в некоторых случаях Ti, Fe²⁺, Ca, которые не могут по условиям среды (замкнутая система) мигрировать и потому накапливаются в трещинах, в базальтах или в новообразованных минеральных скоплениях. Средний химический состав такого измененного парагенезом базальта близок к свежему базальту. Таким образом, учитывая сходство базальтов и продуктов их изменения, можно определить вклад базальтовой составляющей в формирование глубоководных глин океана, геохимическим методом проверить справедливость «новой глобальной концепции океанского глинообразования». Изменение пирокластики в кернах бурения, естественно, усиливается с удревнением отложений, поэтому они максимальны в мезозое, где увеличивается роль монтмориллонита, хотя сохраняются также каолинит и гидрослюды.

Второе важнейшее обстоятельство, объясняющее увеличение содержания монтмориллонита в кернах вниз по разрезу, состоит в климатическом контроле распространения глинистых минералов, который особенно четко виден в современном «холодном» океане. Мезозойский «теплый» океан характеризуется отсутствием ледовых и, по-видимому, холодных частей умеренных зон, для которых, как известно, характерна гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация. Господствовала типичная для тропического климата каолинит-монтмориллонитовая ассоциация.

Особенно резкое изменение климата — смена теплого океана холодным — произошло в конце эоцена. Аналоги условий холодного океана с контрастным распределением глинистых минералов и господством гидрослюдистой ассоциации наблюдаются и в более древних частях разреза на суше, они характерны, в частности, для отложений Гондван-

ского оледенения. Немаловажное значение, как уже отмечалось, может играть и изменение «коэффициента использования» водосбора в разных климатических зонах, чем определяется абсолютный вклад минералов каждой зоны.

Химический состав. Сведения о среднем составе донных отложений океана, накопленные к настоящему времени, довольно значительны, причем большая их часть получена единым методом в Институте океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР под руководством автора. В настоящее время мы располагаем полными силикатными анализами более 1500 проб поверхностного слоя осадков, около 2000 проб из колонок позднечетвертичного возраста и более 4000 — из кернов глубоководного бурения. Выполнение новых анализов продолжается во все возрастающих масштабах. Всего, таким образом, сейчас имеется около 10 тыс. определений, но для сопоставлений использовано только около 4000. Эти пробы отобраны в пелагиали океана, за пределами отложений континентальной окраины и потому отражают средний состав пелагических отложений (табл. 3).

Большой интерес представляет их сравнительное рассмотрение со средним составом осадочной толщи платформ, геосинклиналей и средней осадочной породой континентального блока в целом. Интересно сопоставить также средний состав глин и глинистых сланцев — наиболее распространенных осадочных пород континентов, составляющих по распространенности 46% осадочных отложений платформ и 41% — геосинклиналей [Ронов, 1980] и океанов.

При сравнении среднего химического состава осадочных отложений континентов (графа 4) и океанов (графа 6) обращает на себя внимание большее содержание на континентах SiO_2 , Al_2O_3 и Ti_2O_3 , Fe^{2+} , Mg и K . В свою очередь, в океанских осадках больше Fe , Mn (почти в 10 раз), Ca , $\text{C}_{\text{орг}}$, CO_2 и F .

Большое содержание SiO_2 в осадочных породах суши связано главным образом с песками. На их долю приходится 22,5% от осадочных отложений платформ континентов, а среднее содержание SiO_2 в них 72,84%. В песках геосинклиналей (распространенность 20,3%) содержание SiO_2 также составляет 64% [Ронов, 1980]. Если сопоставлять химический состав отложений поверхностного слоя осадков (графа 5) и среднее для всей осадочной толщи океана (графа 6) (включая нижние части кернов бурения, обогащенные монтмориллонитом), то цифры получаются близкими. В то же время они резко отличаются от среднего состава базальтов и образованных по ним при подводном выветривании смектитов в том числе и по элементам, которые мигрируют очень слабо, например Al (содержание Al_2O_3 в базальтах почти в 2 раза выше, чем в осадочных отложениях океана, ср. графы 6 и 11). Содержание Ti в толентовых базальтах и образованных по ним смектитов почти в 3 раза выше, чем в средних океанских осадках. Очень резко отличается содержание и еще одного макроэлемента-индикатора — Mg . Его в базальтах также почти в 2 раза больше, чем в осадках. Существенные отличия видны и в содержании ряда микроэлементов-индикаторов. Геохимический облик смектитов (графы 12—14) близок к облику базальтов (графа 11) и отличается от облика средних океанских осадков (особенно по Ti , Mg и др.).

При сопоставлении среднего состава осадков континентов и океанов необходимо иметь в виду, что для вычисления среднего по континентам в подсчеты включены карбонатные породы, эвапориты, эффузивы. Поэтому представляет интерес сопоставление океанских глинистых и обломочных отложений после удаления из них CaCO_3 , SiO_2 аморф и $\text{C}_{\text{орг}}$, т. е. биогенных компонентов. Такой пересчет проведен в табл. 3 на основании данных А. П. Лисицына [1978, с. 14—15] для граф 8 и 15. Для графы 8 пересчет сделан только для верхнего слоя отложений океана (1500 проб), где среднее содержание CaCO_3 , SiO_2 аморф и $\text{C}_{\text{орг}}$ равно в сумме 34, 59%, т. е. терригенная и вулканогенная часть составляет 65, 41%. Пересчет для графы 15 проведен для всей осадочной толщи (3369 анализов), где CaCO_3 в среднем 36,2%, SiO_2 аморф по подсчету модульным методом (по кремний-алюминиевому модулю) — 5,1% и $\text{C}_{\text{орг}}$ — 0,2%. Таким образом, биогенные компоненты составляют во всей осадочной толще океана 41,5%, а на долю терригенного и вулканогенного материала приходится 58,5%.

После такой «очистки» осадочного вещества от биогенных компонентов интересно сопоставить его с глинистыми сланцами и глинами континентальных платформ (графа 7). Удивительно близкими оказываются содержания окислов двух главных элементов-гидро-

Таблица 3

Средний состав осадочной толщи океана и континентов и влияние пирокластики разного состава на геохимию океанских осадков (окислы в вес. 1%, элементы в л. $\cdot 10^{-4}\%$)

Компо- нент	Средний состав осадочной толщи					Средний состав сланцев и глин		Влияние
	Континент			Океан				Средний
	Плат- формы	Геосин- клинали	Кonti- ненты	Поверхност- ный слой, 1500 проб	Среднее для осадочной толщи, 3369 проб	Континент	Океан	Гранит
						Плат- формы	Глины (без CaCO ₃)	
Среднее								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44,82	48,83	47,75	42,08	34,97	53,29	64,4	72,60
Al ₂ O ₃	9,78	12,86	12,03	10,11	8,54	15,23	15,46	13,90
TiO ₂	0,63	0,70	0,68	0,57	0,48	0,82	0,87	0,29
Fe ₂ O ₃ *	4,08	5,91	5,54	5,42	5,56	6,53	8,29	2,63
MnO	0,07	0,109	0,098	0,37	0,84	0,083	0,57	0,05
CaO	14,11	12,70	13,09	19,05	22,74	5,32	—	1,55
MgO	3,82	3,11	3,30	2,36	2,38	3,09	3,6	0,55
K ₂ O	2,22	1,65	2,00	1,60	1,30	3,48	2,45	4,20
Na ₂ O	1,28	1,92	1,55	2,45	2,45	0,70	3,75	3,60
Zr	—	—	—	124	128	—	189,5	180
Ga	—	—	—	13	14	—	19,9	20
Th	—	—	—	7,7	8,9	—	11,8	17
Nb	—	—	—	9,5	8,6	—	14,5	—
Cr	—	—	—	60	58	—	91,7	10
V	—	—	—	96	98	—	146,8	40
Y	—	—	—	53	45	—	81	40
TR+Y	—	—	—	—	—	—	—	224
Co	—	—	—	65	67	—	99,4	2
Ni	—	—	—	97	116	—	148,3	4
Cu	—	—	—	237	247	—	362,3	10
Sr	—	—	—	755	694	—	1154	285
U	—	—	—	2,2	2,2	—	3,4	4,8
Li	—	—	—	29	27	—	44,3	30
Rb	—	—	—	44	62	—	67,3	145
Cs	—	—	—	4,2	5,7	—	6,4	5

Примечание. 2—4 и 7 по А. Б. Ронову [1980]; 5,6—11, 15—18 по А. П. Лисицыну [1978]; Fe_2O_3 и FeO пересчитаны на Fe_2O_3 ; 8 — на бескарбонатное, бескремнистое (без $\text{C}_{\text{орг}}$) вещество (в сумме 34,59%) для верхнего слоя осадков; 2—14 — по Г. С. Харину и А. Я. Шевченко [1981], FeO не пересчитан на

лизатов: Al и Ti. В то же время их содержание в базальтовом веществе (а Ti также и в смектитах) значительно выше, чем в океанских глинах и в глинах континентов. Близки также и содержания Mg (в базальтах в 2 раза больше, а в смектитах — в 3—4 раза).

Содержание K — для базальтов типичен его дефицит — в глинах континентов и океанов довольно близко, оно в 10 раз отличается от базальтов, но довольно близко к смектитам, захватывающим K из океанской воды.

Относительно глин континентов океанские глины обогащены Mn, Fe и Na. Очень примечательно, что в них содержание валового кремнезема (после удаления опалового при пересчете) не ниже, чем в глинах континентов (как можно было бы ожидать при добавлении в них базальтового вещества), а, наоборот, выше.

Все эти данные позволяют считать, что вклад базальтового вещества и продуктов его разложения (смектиты) в сложение океанских глин невелик, т. е. подтверждаются выводы, сделанные при рассмотрении минерального состава осадков.

Это заключение становится еще более отчетливым, если рассматривать соотношения микроэлементов в океанских глинах и базальтах. Если базальтовое вещество приобретало бы в кернах бурения большее значение, чем в современных осадках, то при сравнении данных графы 8 (современные осадки в пересчете на абногенный

обломков пород, пирокластики и смектита					Средний состав пелагических осадков (бескарбонатный, бескремнистый)	Отношение пирокластита — осадок		
состав некоторых горных пород		Средний состав продуктов подводного выветривания базальтов				Риолит — осадок	Андезит — осадок	Базальт — осадок
Андезит	Толентовый базальт	Смектит						
		Скв. 345		Скв. 337				
		Фракция 0,01 — 0,001 мм	Фракция <0,001 мм					
10	11	12	13	14	15	16	17	18
59,5	50,18	46,44	46,14	47,80	59,8	1,21	0,99	0,85
17,2	16,18	14,52	13,85	10,40	14,59	0,95	1,18	1,15
0,70	1,47	1,84	1,75	2,09	0,82	0,35	0,85	1,79
6,78	9,57	8,80	7,60	14,00	9,5	0,27	0,71	1,01
0,15	0,18	0,17	0,17	0,17	1,44	0,03	0,1	0,13
7,03	11,43	0,90	1,13	3,60	—	—	—	—
3,42	7,71	14,74	16,21	9,80	4,06	0,13	0,84	1,9
1,60	0,22	1,55	1,12	2,66	2,2	1,9	0,73	0,1
3,68	2,79	2,90	2,85	1,61	4,18	0,86	0,88	0,67
110	95	—	—	—	219	0,8	0,5	0,43
16	22	—	—	—	23,9	0,84	0,67	0,92
2,2	0,18	—	—	—	15,2	—	—	—
4,3	—	—	—	—	—	—	—	—
56	297	—	—	—	99,1	0,1	0,57	3,0
175	292	—	—	—	167,5	0,23	1,04	1,74
21	43	—	—	—	77	0,52	0,27	0,56
89	112	—	—	—	—	—	—	—
24	32	—	—	—	114,5	0,02	0,21	0,28
18	97	—	—	—	198,3	0,02	0,09	0,49
54	77	—	—	—	422	0,02	0,12	0,18
385	130	—	—	—	1186	0,24	0,32	0,11
0,69	0,20	—	—	—	3,8	1,26	0,18	0,05
10	10	—	—	—	46,2	0,65	0,22	0,22
31	10	—	—	—	106	1,37	0,30	0,09
1,3	—	—	—	—	9,7	0,5	0,13	—

Fe₂O₃; 15 — среднее содержание CaCO₃ — 36,19%; SiO₂ аморф определено по формуле SiO₂ аморф = SiO₂ вал — 3,5 Al₂O₃ = 5,1%; сумма биогенных компонентов — 41,5%, терригенных (а также вулканических) 58,5%.

материал) и графы 15 (то же для всей осадочной толщи) в кернах бурения должно увеличиваться содержание элементов, типичных для базальтового вещества. В особенности это должно быть характерно для элементов-гидролизатов (Al, Ti, Zr, Ga, Th, Nb и др.). Реальное положение, как видно из таблицы, обычно обратное.

Для выяснения изменений в химическом составе, которые возникают при добавлении в нормальные океанские глины пирокластического материала разного состава (кислая, средняя и базальтовая пирокластика) удобно использовать отношения риолит / осадок (графы 9 и 15), а также андезит / осадок (графы 14 и 15) и базальт / осадок (графы 11 и 15). Можно видеть, что влияние базальтового вещества выражается в повышении содержания Sr (в 3 раза), Mg (в 2 раза), Ti (почти в 2 раза), V (в 2—3 раза) с одновременным снижением (обеднением) K, Mn, Zr, U, Rb, Sr, Cu и др.

Все эти методы убеждают нас в том, что вклад базальтового вещества и продуктов его выветривания (смектит) в океанскую седиментацию как на современном, так и на более древних этапах был невелик.

Есть еще один независимый — модульный геохимический метод определения этой связи вещества с базальтами. Наиболее характерны следующие модули: SiO₂/Al₂O₃, Al₂O₃/TiO₂, Al₂O₃/MgO, Zr/Ga. Модуль SiO₂/Al₂O₃ для базальта 2,99; для средней оса-

дочной породы континентов резко отличен — 3,97, а для осадочной толщи океанов очень близок к континентальному — 4,09. Соотношение окислов двух важнейших элементов-гидролизатов $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ в базальтах равно 11, в смектитах 5—8; в средней осадочной породе континентов 17,7, а в среднем для океанских осадков 17,79. И это модульное отношение показывает терригенную природу океанских отложений. Модуль $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ для базальтов 2,2, для смектитов 0,85—1,06, для осадочной породы континентов 3,6 и для океанского осадка — 3,6. Из модульных отношений малых элементов отношение Zr/Ga для базальта равно 9, а для океанского осадка 4,3.

Все сказанное по минералогии и геохимии океанских осадков находится в разительном противоречии с утверждениями авторов новой глобальной концепции океанского глинообразования: «Алюмосиликатный материал пелагических осадков имеет в основном аутигенное происхождение. Роль терригенного поступления крайне незначительная и ни в коей мере не определяет «лицо» осадков. Типичному семейству, или комплексу, парагенетических ассоциаций пелагических океанических образований можно присвоить наименование «океаниты» [Коссовская, Шутов, Симанович, 1981, с. 58].

Итак, средний океанский осадок состоит не из базальтового материала на разных стадиях преобразования, как утверждает «новая глобальная концепция океанического глинообразования». Нетрудно видеть, что по химическому составу вся осадочная толща океана, залегающая на базальтах, очень близка к средней осадочной породе континентов, т. е. никакой континентализации или «последовательного накопления качеств пород континентальной коры» [Коссовская, 1976, с. 195] не происходит.

Из сопоставления средних составов осадочных пород континентов и океана следует, что основа (матрица) у них сходная. Средняя осадочная порода океана может быть получена из средней континентальной осадочной путем добавления в континентальную матрицу биогенных компонентов (CaCO_3 , опала и органического вещества), а также Mn и Fe, некоторых малых элементов.

Повышенные содержания Fe и Mn в океанских глинах — очень характерная их черта. Мне уже приходилось писать, что значительная часть этих двух элементов связана с гидротермальной деятельностью, т. е. с горячими базальтами [Лисицын, 1981]. Таким образом, вклад базальтового вещества в осадочные отложения океана состоит в обогащении их Fe и Mn, а также рядом малых элементов (главным образом в ходе соосаждения со свежееобразованными гидроокислами Fe и Mn), а не в каком-то особом глинообразовании или добавках базальтового вещества.

Несмотря на огромные потери континентального вещества на границе река — море, которые теперь оценены количественно, как видно из данных о минеральном составе, подавляющая часть минералов осадочного чехла имеет континентальную природу (терригенный и биогенный материал), к которому в ряде мест добавляются большие или меньшие количества эндогенного, эдафогенного, а также вулканогенного: базальтового океанского и риолит-андезитового в виде пирокластики, типичной для активных окраин. В ряде мест, особенно в аридных зонах океанов со скоростями седиментации ниже 1Б, широко распространены продукты вторичных преобразований — цеолиты, смектиты и другие минералы. Таким образом, главная закономерность минерального состава осадочного чехла океана состоит в том, что он сложен минералами «континентальной коры», которые залегают на типичных океанских базальтах ложа. Если говорить об океане, то этот материал континентальной природы и есть главный источник «континентализации», главный носитель элементов, дефицитных в базальтах океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Лисицын А. П. О современном пелагическом процессе в Тихом океане. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 429—433.
- Богданов Ю. А., Левитан М. А. История накопления органического углерода. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1982, с. 252—260.
- Вассоевич Н. Б., Геодекян А. А., Зорькин Л. М. Нефтегазоносные осадочные бассейны. — В кн.: Горючие ископаемые: Проблемы геологии и геохимии нафтидов. М.: Наука, 1972, с. 14—25.
- Виноградов М. Е., Лисицын А. П. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков: Закономерности распределения планктона и бентоса в океане. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 3, с. 5—25.

Горбунова З. Н. История накопления и генезис глинистых минералов. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 205—230.

Горбунова З. Н., Лисицын А. П. Глинистые минералы. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 214—229.

Горбунова З. Н., Лисицын А. П. Основные закономерности распределения глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков юго-восточной части Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1982, т. 261, № 6, с. 1402—1407.

Коссовская А. Г. Модель пелагического глинообразования. — In: Seventeenth Conference of Clay Mineralogy and Petrology. Karlový Wary, 1976.

Коссовская А. Г., Симанович И. М., Шутов В. Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Симанович И. М. Современное состояние и перспектива развития эпигенеза (предметаморфизма) на континентах и в океанах. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 45—62.

Крылов А. Я., Лисицын А. П., Силин Ю. И. Значение калий-аргонового отношения в океанских илах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 81—100.

Крылов А. Я., Силин Ю. И. Применение аргонового метода определения возраста в морской геологии и палеогеографии. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1.

Ларина Н. И. Горы Тихого океана. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 1, с. 89—94.

Левитан М. А., Богданов Ю. А. История биогенного кремнеаккумуляции. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980а, с. 231—252.

Левитан М. А., Богданов Ю. А. История карбонатаккумуляции. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980б, с. 260—278.

Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах. — Океанология, 1971, т. 11, вып. 6, с. 957—968.

Лисицын А. П. Мощность осадочной толщи и скорости осадконакопления в океанах в мезозое и кайнозое по данным глубоководного бурения. — Океанология, 1973, т. 13, № 2, с. 268—279.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А. П. Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 114—130.

Лисицын А. П. Биогенная седиментация и зональность в океанах. — Литология и полез. ископаемые, 1977а, № 1, с. 3—25.

Лисицын А. П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах. — Литология и полез. ископаемые, 1977б, № 6, с. 3—24.

Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лисицын А. П. Глобальные зоны седиментогенеза. — В кн.: Успехи советской океанологии. М.: Наука, 1979, с. 118—136.

Лисицын А. П. Общие закономерности строения осадочной толщи океана. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980а, с. 36—103.

Лисицын А. П. Количественное распределение терригенного материала. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980б, с. 172—191.

Лисицын А. П. История ложа океана и его влияние на осадочную толщу. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980в, с. 14—35.

Лисицын А. П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 20—45.

Лисицын А. П. Лавинная седиментация. — В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-н/Д, РГУ, 1982, с. 3—59.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Левитан М. А. и др. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 407—427.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Мурдмаа И. О. и др. Металлоносные осадки и их генезис. — В кн.: Геолого-геофизические исследования юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.

Лисицын А. П., Виноградов М. Е. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков: Образование и распределение донных осадков. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 4, с. 5—24.

Лисицын А. П., Гордеев В. В. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов. — Литология и полез. ископаемые, 1974, № 3, с. 38—57.

Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П. Биогенные минералы. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 230—235.

Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Серова В. В. Минеральный состав терригенного материала кернов бурения. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 198—205.

Лисицын А. П., Фишер А., Хизен Б. и др. Геохимия и литология кернов бурения дна Тихого океана. — В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Докл. М.: ГЕОХИ, 1973, т. IV, кн. 4, с. 405—416.

Мурдмаа И. О., Лисицын А. П., Бутузова Г. Ю., Лисицын А. П. Аутигенные минералы. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 237—258.

Мурдмаа И. О., Розанова Т. В. Эдафогенные минералы. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 210—214.

Мурдмаа И. О., Серова В. В., Лисицын А. П., Емельянов Е. М. Обломочные терригенные и вулканогенные минералы песчано-алевритовой фракции. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 180—198.

- Непрочков Ю. П., Мерклин Л. Р., Милановский В. Е. Мощность и строение осадочной толщи по сейсмическим данным. — В кн.: Геофизика океана. М.: Наука, 1979, т. 1, с. 206—242.
- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — Литология и полез. ископаемые, 1966, № 3, с. 3—22.
- Розанова Т. В., Лисицын А. П. Гидротермальные минералы в осадках. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 258—268.
- Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 79 с.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
- Серова В. В., Лисицын А. П., Мурдмаа И. О. Кварц и полевые шпаты в осадках. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океанов. М.: Наука, 1979, с. 198—210.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостоптехиздат, 1963. 535 с.
- Хаин В. Е., Левин Л. Е., Тулиани Л. И. Объем осадочного слоя и вероятные запасы углеводородов во впадинах Мирового океана. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 5, с. 1201—1202.
- Харин Г. С., Шевченко А. Я. Минеральные преобразования и миграция вещества в базальтах при гальмиролизе и диагенезе (на примере базальтов ложа Норвежско-Гренландского бассейна). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанского субстрата. М.: Наука, 1981, с. 30—37.
- Холлистер Ч. Д., Хизен Б. Придонные океанические течения. — В кн.: Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеониздат, 1974, с. 400—404.
- Шишкина О. В. История океанской воды в мезозое — кайнозое по данным анализа иловых вод. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 320—334.
- Arrhenius G. Sedimentary record of long-period phenomena. — In: Advances in Earth science / Ed. P. M. Harley. MIT press, 1965.
- Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, p. 803—832.
- Blatt H. Determination of mean sediment thickness in the crust: a sedimentologic method. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 255—262.
- Buchardt B. Oxygen isotope paleotemperatures from the Tertiary period of the North sea. — Nature, 1978, vol. 275, p. 121—123.
- Clayton R. N., Rex R. W., Syers J. K., Jackson M. L. Oxygen isotope abundance in quartz from Pacific pelagic sediments. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, p. 3907—3915.
- Clarke F. W. Data of geochemistry. 5th ed. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1924, N 770, p. 848.
- Cooper A. K., Scholl D. W., Marlow M. S. Hydrocarbon potential of Aleutian Basin, Bering sea. — AAPG Bull., 1979, vol. 63, N 11, p. 2070—2086.
- Curry J. R., Moore D. G. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation of Himalayas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 3, p. 563—572.
- Damuth J. E., Kumar N. Amazon Cone: morphology, sediments age and growth. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 6, p. 863—878.
- Davies T. A., Hay W. W., Southam J. R., Worsley T. R. Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates. — Science, 1977, vol. 197, p. 53—55.
- Emery K. O. The Atlantic continental margin of the United States during the past 70 million years. — Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap., 1967, N 4.
- Evamy B. D., Haremboure J., Kamerling P. et al. Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger delta. — AAPG Bull., 1978, vol. 62, N 1, p. 1—39.
- Gardner W. D., Sullivan L. G. Benthic storms: temporal variability in a deep-ocean nepheloid layer. — Science, 1981, vol. 213, p. 329—331.
- Gieskes J. M., Lawrence J. R. Alteration of volcanic matter in deep sea sediments: evidence from the chemical composition of interstitial waters from Deep Sea Drilling Project. — Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, p. 1687—1703.
- Goldberg E. D., Griffin J. J. The sediments of the Northern Indian ocean. — Deep-Sea Res., 1970, vol. 17, p. 513—537.
- Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D. The distribution of clay minerals in the World ocean. — Deep-Sea Res., 1968, vol. 15, p. 433—459.
- Heath G. R., Moore T. C., Roberts G. L. Mineralogy of surface sediments from the Panama basin, Eastern Equatorial Pacific. — J. Geol., 1974, vol. 82, p. 145—160.
- Holmes A. The age of Earth. N. Y.: Harper and Bros, 1913. 182 p.
- Johnson D. A. Eastward-flowing bottom currents along the Clipperton fracture. — Deep-Sea Res., 1972a, vol. 19, p. 253—257.
- Johnson D. A. Ocean floor erosion in the equatorial Pacific. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972b, vol. 83, p. 3121—3144.
- Keller G. H., Richards A. F. Sediments of the Malacca Strait, Southeast Asia. — J. Sediment. Petrol., 1967, vol. 37, p. 102—127.
- Kennett J. P., Burns R. E., Andrews J. C. et al. Australian-Antarctic continental drift, paleocirculation changes and Oligocene deep sea erosion. — Nature. Phys. Sci., 1972, vol. 239, p. 51—55.
- Kolla V., Biscaye P. E. Clay mineralogy and sedimentation in the Eastern Indian Ocean. — Deep-Sea Res., 1973, vol. 20, N 8.

- Kolla V., Henderson L., Biscaye P. Clay mineralogy and sedimentation on the Western Indian ocean. — *Deep-Sea Res.*, 1976, vol. 23, p. 949—994.
- Kolla V., Nadler L., Bonatti E. Clay mineral distributions in surface sediments of Philippine sea. — *Oceanol. acta*, 1980, vol. 3, p. 245—250.
- Kuenen P. H. Marine geology. N. J.: Wiley and Sons, 1950. N 4. 568 p.
- Leclaire L. Hypothese sur l'origine des silifications dans les grands bassins oceaniques. Le role des climats hydrolisants. — *Bull. Soc. géol. France*, 1974, vol. 16, N 2.
- Ledbetter M. T., Johnson D. A. Increased transport of Antarctic bottom water in the Vema Channel during the last ice age. — *Science*, 1976, vol. 194, p. 837—839.
- Leith C. K., Mead W. J. Metamorphic geology. Henry Holt and Co, 1915. N 4. 337 p.
- Lisitzina N. A., Butuzova G. Y. Authigenic zeolites in the sedimentary mantle of the World ocean. — *Sediment. Geol.*, 1982, vol. 31, p. 33—41.
- Loutit T. S., Kennett J. R. Australian cenozoic sedimentary cycles, global sea level changes and the deep sea sedimentary record. *Oceanol. acta*, 1981, NSP, p. 45—63.
- Milliman J. D. Morphology and structure of Amazon river upper continental margin. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1979, vol. 63, p. 934—950.
- Moore D. G., Curray J. R., Raitt R. W., Emmel F. J. Stratigraphic-seismic section correlations and implications to Bengal fan history. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1974, vol. 22, p. 403—412.
- Parker R. L. Data of geochemistry. 6th ed. Composition of the earth crust. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1967, vol. 19, p. 440—D.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. N. J., Harper and Bros, 1957. N 4. 718 p.
- Pimm A. C., Garrison R. E., Boyce R. E. Sedimentology synthesis lithology, chemistry and physical properties of sediments in the Northwestern Pacific ocean. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1971, vol. 6, p. 1131—1253.
- Poldervaart A. Chemistry of the Earth's crust. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1955, vol. 62, r. 119—144.
- Pex R. W. X-ray mineralogy studies. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1970, vol. 3, p. 509—582.
- Rex R. W., Eklund W. A., Jamison I. M. X-ray mineralogy studies. — Leg 6. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1971, vol. 6, p. 753—810.
- Rex R. W., Goldberg E. D. Quartz contents of pelagic sediments of Pacific ocean. — *Tellus*, 1958, vol. 10, p. 153—159.
- Rex R. W., Goldberg E. D. Insolubles. — In: *The sea* / Ed. M. N. Hill. London: Wiley and Sons, 1962, vol. 1, N 4.
- Rex R. W., Murray B. X-ray mineralogy studies. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1970, vol. 4, p. 325—370.
- Rex R. W., Syers L. K., Jackson M. L., Clayton R. N. Eolian origin of quartz in soils of Hawaiian Islands and in Pacific pelagic sediments. — *Science*, 1969, vol. 163, p. 277—278.
- Rizzini A., Vezzani F., Coccocetta V., Milad G., Stratigraphy and sedimentation of a Neogene-Quaternary section in the Nile delta area (ARE). — *Mar. Geol.*, 1978, vol. 27, N 3/4, p. 327—348.
- Rona P. Relations between rates of sediments accumulation on continental shelves, sea floor spreading and eustacy inferred from Central North Atlantic. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, p. 2851—2872.
- Shaw D. W., Weaver C. E. The mineralogical compositions of shales. — *J. Sediment. Petrol.*, 1965, vol. 35, p. 213—222.
- Southam J. R., Hay W. W. Time scales and dynamic models of deep-sea sedimentation. — *J. Geophys. Res.*, 1977, vol. 82, p. 3825—3842.
- Southam J. R., Hay W. W. Global sedimentary mass balance and sea level changes. — In: *The sea* / Ed. C. Emiliani. N. Y., 1980, vol. VII.
- Stanley D. S., Maldonado A. Nile Cone: Late Quaternary stratigraphy and sediment dispersal. — *Nature*, 1977, vol. 266, p. 129—135.
- Stuart C. J., Caughey C. A. Seismic facies and sedimentology of terrigenous Pleistocene deposits in Northwest and Central Gulf of Mexico. — In: «Seismic stratigraphy». — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1977, vol. 26, p. 249—275.
- Syers J. K., Jackson M. L., Berkheiser V. S. et al. Eolian sediment influence on pedogenesis during the Quaternary. — *Soil Sci.*, 1969, vol. 107, N 6.
- Syers J. K., Mokma D. L., Jackson M. L. et al. Mineralogical composition and Cesium-137 retention properties of continental aerosolic dusts. — *Soil Sci.*, 1972, vol. 113, p. 116—123.
- Yaalon D. H. Mineral composition of the average shale. — *Clay Miner. Bull.*, 1962, N 5, p. 31—36.
- Vail P. R., Mitchum R. M., Thompson P. et al. Seismic stratigraphy and global changes of Sea level. Pt 1—11. In: «Seismic Strat». — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1977, vol. 26, p. 51—212.
- Vail P. K., Hardenbol J. Sea-level changes during the Tertiary. — *Oceanus*, 1979, vol. 22, p. 71.
- Von Rad U., Rosch H. Mineralogy and origin of clay minerals, silica and autigenic silicates in Leg 14 sediments. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1972, vol. 14, p. 727—752.
- Von Stuckelberg U., Von Rad U., Zobel B. Asymmetric sedimentation around Great Meteor seamount (North Atlantic). — *Mar. Geol.*, 1979, vol. 33, p. 117—132.
- Wickman F. E. The total amount of sediment and the composition of the average igneous rock. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1954, vol. 5, p. 97—110.
- Worsley T. R., Davies T. A. Cenozoic sedimentation in the Pacific ocean: steps toward a quantitative evaluation. — *J. Sediment. Petrol.*, 1979, vol. 49, p. 1131—1146.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА АКТУАЛИЗМА К ФАЦИАЛЬНОМУ АНАЛИЗУ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОКЕАНОВ

— Попытки фациального анализа кернов глубоководного бурения с целью восстановления палеоокеанологических обстановок осадконакопления делались уже в первых рейсах судна «Гломар Челленджер». С самого начала эти работы опирались на данные по современным океанам, т. е. на метод актуализма. При реконструкции палеоглубин бассейна седиментации широко использовались установленные в современном океане закономерности вертикальной (глубинной) зональности пелагического карбоната накопления — исчезновение известковых биогенных осадков ниже определенной (критической) глубины за счет растворения CaCO_3 , растворение арагонитовых раковин на меньших глубинах по сравнению с кальцитовыми, фораминифер — по сравнению с кокколитами. Присутствие в осадках кремнистых микрофоссилий (радиолярий, диатомей) толковалось как индикатор высокой биологической продуктивности поверхностных вод, красные глины относили к удаленным от континентов пелагическим областям океанов и к абиссальным глубинам, а серые терригенные глины — к континентальным окраинам.

Благодаря актуалистической методике в палеоокеанологической интерпретации данных бурения достигнуты немалые успехи. Но все же в большинстве случаев авторы ограничивались попытками установления отдельно взятых характеристик среды осадконакопления (палеоглубин, палеотемператур, палеопродуктивности и т. п.) вместо реконструкции фациальных обстановок как природных систем в целом. Недостаточно внимания уделяли изучению фациальных изменений разновозрастных отложений, хотя именно здесь сопоставление с современным океаном особенно важно.

В данной работе автор основывается на классическом определении актуализма как «метода, при котором к пониманию прошлого идут от изучения современных процессов, но с сознанием того, что в прошлом, особенно в отдаленном от современности, и физико-географическая обстановка на поверхности Земли, и сами процессы, протекавшие тогда, заведомо в некоторой степени отличались от современных...» [Страхов, 1973, с. 30]. Поскольку речь при анализе данных океанского бурения идет об относительно недавних геологических временах (не древнее последних 150 млн. лет), есть все основания полагать, что общие закономерности океанского седиментогенеза, как и физико-химические условия океанской среды, за это время принципиально не отличались от достаточно хорошо изученных современных. И если даже не для всех фаций, выделенных по кернам бурения, удастся отыскать прямые аналоги в современном океане, то почти всегда можно найти отдельные признаки или их сочетания, для которых установлена достаточно устойчивая связь с определенными параметрами условий среды в современных процессах.

Цель данной статьи — проиллюстрировать на нескольких примерах возможность применения метода актуализма к интерпретации данных глубоководного бурения. Материалом послужили личные наблюдения на борту судна «Гломар Челленджер» (рейсы 43, 44 и 56) и результаты комплексных литологических исследований проб как этих рейсов, так и ряда других (55, 57, 65, 67), выполненных при участии автора. Дополнительные данные получены из опубликованных источников.

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Скважины 11 рейсов судна «Гломар Челленджер» вскрыли в этом районе разрезы осадочного слоя в возрастном интервале от поздней юры (келловей—оксфорд) до современности [Мурдмаа, 1979а]. Осадочная толща представлена четко различающимися литолого-фациальными комплексами, которые сменяют друг друга как по вертикали, так и по латерали, отражая соответствующие изменения условий осадконакопления. Вертикальные изменения, в которых отражается смена фациальных обстановок во времени,

освещены данными бурения гораздо более полно и детально, чем собственно фациальные изменения разновозрастных отложений. Но все же для основных возрастных интервалов, отличающихся относительной стабильностью условий, удастся выявить приблизительно синхронные ряды обобщенных литолого-фациальных комплексов, описанных нами как формации [Мурдмаа, 1979а]. Рассмотрим основные этапы геологической истории региона.

Оксфорд-баррем представлен мощной (до 4 км или более) толщей преимущественно карбонатных пород. Она четко делится на два фациальных комплекса, развивавшихся синхронно в разных структурных зонах: а) относительно глубоководных тонкозернистых и тонкослоистых известняков, мергелей и известковистых глин; б) мелководных (рифовых, лагунных) известняков. [Мурдмаа, Михина, 1979] (рис. 1, а).

Первый комплекс залегает на толент-базальтовом фундаменте типичной океанской земной коры и представляет фации дна котловин (или фланга срединного хребта) молодого раскрывающегося океана. Со временем, по мере развития спрединга, ареал распространения этих пород расширился на восток, а на каждом временном срезе наблюдается латеральная смена их разновозрастными базальтами рифтовой зоны. Второй, мелководный комплекс развит вдоль края континента, залегает в виде барьерного рифа на континентальной коре (плато Блейк, край шельфа Северной Америки, Багамский блок, п-ов Флорида) всюду гипсометрически выше разновозрастных отложений первого комплекса. Если допустить, что современная разница абсолютных отметок разновозрастных горизонтов обоих комплексов отражает в первом приближении их положение в период осадконакопления и считать рифы репером уровня океана, то глубина бассейна седиментации первого комплекса достигала (на месте современного подножия плато Блейк, где пробурены скв. 391 и 534) 3—3,3 км [Мурдмаа, 1979в]. В восточном направлении кровля толщи известняков несколько поднимается, что хорошо увязывается с представлением о переходе от условий дна котловины к склонам срединного хребта.

Прямых аналогов тонкослоистых, в том числе микрослоистых карбонатных осадков оксфорда — баррема (первый комплекс) в современном океане, по-видимому, нет. Но ряд признаков этих пород допускает применение актуалистического метода. Высокая карбонатность и хорошая сохранность остатков наннофлоры (в слабо литифицированных слоях) указывают, как и в современном океане, на глубину меньше критической для CaCO_3 (КГК). В то же время отсутствие планктонных фораминифер нельзя считать надежным индикатором глубины, превышающей уровень фораминиферовой лизоклина, как считают некоторые исследователи [Freeman, Epos, 1978] и как полагал ранее автор [Мурдмаа, 1979б, в], поскольку планктонные фораминиферы появились в ходе эволюции только в начале мелового периода и в рассматриваемое время не могли еще играть такой же роли в карбонатакоплении, как сейчас. Наличие только пелагической фауны и флоры (наннопланктона, радиолярий, аммонитов, калпионелл, тинтинид, остракод, костей рыб) при отсутствии мелководного бентоса является надежным индикатором относительной глубоководности отложений (глубже шельфа). Этот вывод подтверждают также текстурные признаки турбидитов, отсутствие текстур волновой седиментации, низкое содержание терригенного песчано-алевритового материала [Мурдмаа, Михина, 1979].

В глубоководной карбонатной толще выделяются две литолого-фациальные разновидности отложений — сероцветные и красноцветные. По аналогии с современным океаном сероцветные карбонатные осадки, относительно обогащенные органическим веществом и содержащие пирит, растительный детрит и радиолярии, относятся к приконтинентальным гемипелагическим фациям. Они отражают условия повышенной биологической продуктивности водоема, гумидного климата и развития раннедиагенетической восстановительной зоны при относительно слабом поступлении терригенного материала, который не «разбавляет» биогенный CaCO_3 . Красноцветные слои представляют, по-видимому, пелагические условия пониженной биологической продуктивности и аридного климата, что подтверждается комплексом геохимических и минералогических признаков [Мурдмаа, 1979б].

Мелководные карбонатные фации плато Блейк (скв. 390, 392) распознаются, прежде всего, по обильной мелководной донной фауне, а также по структурно-текстурным при-

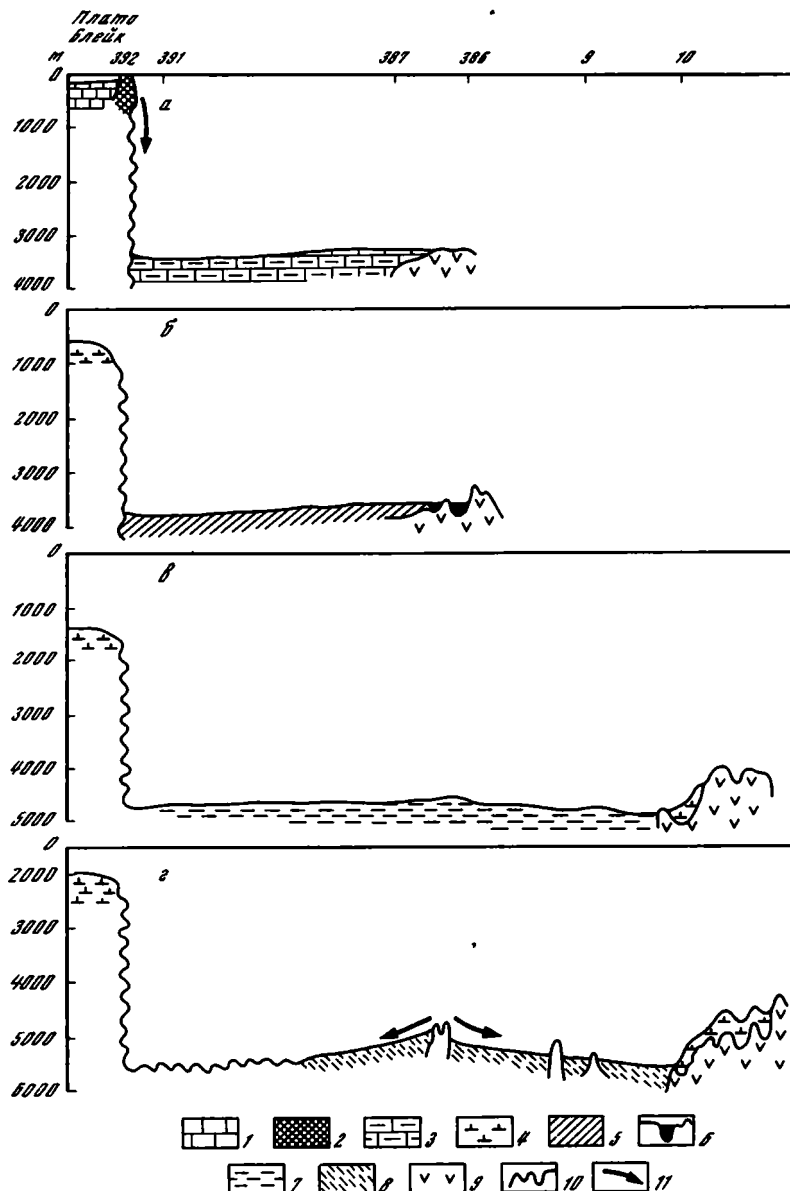


Рис. 1. Схематические фациальные профили разных этапов эволюции глубоководного бассейна седиментации на месте современной Северо-Американской котловины Атлантики
 а — оксфорд—баррем; б — апт—сеноман; в — кампан—маастрихт; г — эоцен

1—8 — фацис: 1 — мелководных (лагунных) бентогенных известняков, 2 — рифовых известняков, 3 — умеренно глубоководных слоистых известняков и мергелей дна котловины, 4 — пелагических и гемипелагических наноизвестняков и илов подводных поднятий, 5 — глубоководных обогащенных органическим веществом черных и зеленовато-серых глин дна котловины, 6 — металлоносных черных глин пририфтовых впадин, 7 — глубоководных пестроцветных и красноцветных глин дна котловины, 8 — карбонатно-кремнисто-глинистых турбидитов и гемипелагитов дна котловины; 9 — базальты срединно-океанского хребта; 10 — перерыв (размыв дна); 11 — направление сноса осадочного материала.
 Цифры — номера скважин

накам, детально изученным Иносом и Фрименом [Enos, Freeman, 1978]. Выделены лагунные и прибрежно-островные фации комплекса барьерного рифа, тело которого бурением не вскрыто, но вырисовывается по геофизическим данным [Benson et al., 1978].

Таким образом, бассейн седиментации в период от оксфордского до барремского века представлял собой сравнительно узкую впадину глубиной до 3—3,3 км между рифтовой зоной и континентом Северной Америки, окаймленным в это время барьерным рифом, за которым развивались лагунные фации. В оксфорде — кимеридже гемипелагическое карбонатонакопление в условиях гумидного климата прерывалось пелагическим карбонатом- и глинонакоплением, что связано с аридизацией климата и уменьшением биологической продуктивности водоема.

А п т - с е н о м а н — это время накопления толщи черных и зеленовато-серых глин, обогащенных органическим веществом, в бассейне с океанским типом земной коры. Черные глины залегают либо на описанной выше карбонатной толще, либо прямо на базальтовом фундаменте. В последнем случае они несут геохимические и минералогические признаки гидротермальных металлоносных осадков активного рифа [Мурдмаа, Базилевская и др., 1979]. В это же время на плато Блейк (скв. 390, 392) накапливались пелагические карбонатные (наннопланктонные) осадки, современное гипсометрическое положение которых на 3,2—3,3 км выше такового черных глин в соседней впадине. Поскольку в современном океане пелагические карбонатные осадки, а тем более нанноилы, не встречаются на глубинах меньше 500—1000 м, то при отсутствии позднейшего дифференцированного погружения ложа океана по отношению к плато Блейк глубина бассейна накопления черных глин должна была достигать 3,8—4 км или даже больше. На континентальной окраине Северной Америки имеются мелководные карбонатные фации, синхронные черным глинам (Багамская банка, п-ов Флорида, район Балтимора). Если использовать их в качестве реперов уровня океана, то глубина накопления черных глин была не меньше 1,5—2 км. Достоверность подобных гипсометрических сопоставлений можно ставить под сомнение, но сам факт фациальной смены черных глин пелагическими нанноилами и мелководными карбонатными осадками в направлении от открытого океана к побережью континента трудно интерпретировать иначе, как признавая относительную глубоководность глинистых фаций по сравнению с карбонатными. Такую интерпретацию подсказывает характер подобных соотношений фаций в современном океане (см. рис. 1, б).

Хотя прямых аналогов меловых черных глин в современном океане, по-видимому, нет, в какой-то мере их можно сопоставить либо с сапропелевыми прослоями в позднечетвертичных отложениях Средиземного моря [Емельянов и др., 1979], либо с обогащенными органическим веществом черными глинистыми илами северо-западной части Индийского океана [Безруков, 1964]. Менее вероятна аналогия с Черным морем, ибо наличие обильных следов роющих донных животных в меловых черных глинах [Мурдмаа, Михина, 1979; McCave, 1979] противоречит представлению об устойчивом сероводородном заражении наддонных вод. Еще меньше подходят в качестве аналогов фаций черных глин отложения современных мелководных бассейнов типа Балтийского моря, эстуариев или фиордов ввиду явной несопоставимости палеогеографической ситуации, размеров, а главное из-за присутствия земной коры континентального типа под дном этих бассейнов.

Попытки актуалистической интерпретации таких фациальных признаков черных глин, как наличие остатков пелагических организмов (радиолярий, наннопланктона, динофлагеллят), а также агглютинированных фораминифер при отсутствии мелководной донной фауны, низкое содержание CaCO_3 , высокое — органического вещества (как сапропелевого, так и гумусового), тонкозернистость, присутствие турбидитов — все это приводит к выводу о гемипелагической, относительно глубоководной (глубже КГК) природе этих отложений. Они накопились в обширном бассейне с океанской земной корой в условиях высокой биологической продуктивности и гумидного климата прилегающего континента, на подводной окраине которого на меньших глубинах в это время происходило мелководное и пелагическое карбонатонакопление.

Конец п о з д н е г о м е л а (кампан—маастрихт) отмечен региональными перерывами, резким уменьшением скоростей седиментации и прекращением накопления черных

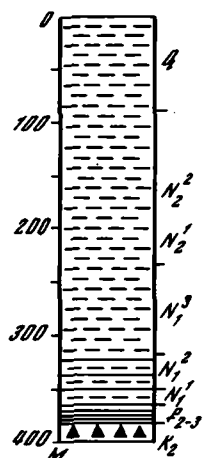
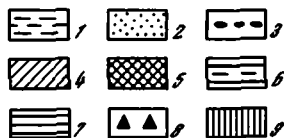
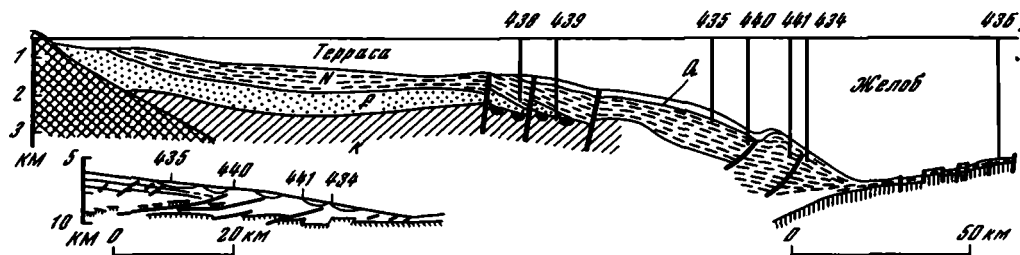
глин. На дне Северо-Американской котловины образовалась своеобразная малоомощная толща тонкослоистых пестроцветных глинистых осадков с преобладанием красноцветных разностей, а на подводных возвышенностях (плато Блейк, хребет Жи-аномалии) — пелагические известковые осадки. Отсутствие в пестрых глинах известковых биогенных остатков свидетельствует о глубинах, превышающих КГК, а отсутствие радиолярий и низкое содержание органического вещества (кроме редких сероцветных прослоев) — о низкой биологической продуктивности водоема. Анализ всей совокупности фациальных признаков красноцветных разностей глин [Мурдмаа, 1979б] привел к сопоставлению их с современными глубоководными пелагическими глинами. Накопление красных глин шло в условиях аридного климата, прерывисто, при слабом поступлении терригенного материала, действии придонных течений и под некоторым влиянием вулканической активности. Сероцветные прослои, иногда заметно обогащенные органическим веществом, отражают эпизоды усиления терригенного питания и соответствующей смены пелагических фаций гемипелагическими, с восстановительной реакцией раннего диагенеза (см. рис. 1, в).

Этот этап характеризовался быстрым накоплением на дне глубоководной котловины карбонатно-кремнисто-глинистых турбидитов, а на возвышенностях — пелагических или гемипелагических известковых осадков со значительным содержанием остатков радиолярий и диатомей. В современном океане подобные фации встречаются в экваториальном поясе повышенной биологической продуктивности, но возможно, что в эоцене из-за существенных отличий вертикальной циркуляции вод океанов от современной закономерности биологической продуктивности были иные, и актуалистическая модель экваториального пояса здесь не применима (Геологическая..., 1980). Но в любом случае обогащенность осадков биогенным кремнеземом отражает высокую биологическую продуктивность, а их сероцветность и присутствие пирита свидетельствуют о восстановительной среде раннего диагенеза, свойственной приконтинентальной области. Биогенный карбонатный материал в турбидитах снесен с меньших глубин турбидными потоками, а на месте разгрузки этих потоков глубина превышала КГК, поскольку гемипелагические прослои между отдельными турбидитными ритмотемами бескарбонатны. Турбидиты, как правило, не содержат терригенных песчано-алевритовых прослоев, место которых в ритмотемах занимают прослои из крупных радиолярий, спикул губок и иногда фораминифер. Это свидетельствует о зарождении турбидных потоков на склонах подводных возвышенностей, скорее всего, за счет интенсивного накопления гемипелагических илов и их периодического срыва под собственной нагрузкой (см. рис. 1, г).

ЯПОНСКИЙ ЖЕЛОБ

В 56 и 57-м рейсах судна «Гломар Челленджер» были проведены буровые работы на разрезе через Японский глубоководный желоб. Верхние слои (верхний миоцен — плейстоцен) по всему разрезу от края глубоководной террасы (глубина 1600 м) до нижней части островного склона (глубина 6000 м) и далее до окраины ложа океана представлены гемипелагическими зеленовато-серыми диатомово-глинистыми, глинистыми и глинисто-туффитовыми осадками с прослоями вулканического пепла. Одновозрастные слои фациально довольно однородны, несмотря на столь значительные различия глубин, расстояния до берега и геоморфологической ситуации. Резко меняются вдоль разреза лишь скорости накопления осадков. Они максимальны в «аккреционной призме» на подножии островного склона и уменьшаются как вверх по склону (к скв. 435, 438), так и к ложу океана (к скв. 436) (рис. 2).

Обратная тенденция наблюдается в содержании биогенного кремнезема (диатомей). Во всех возрастных интервалах процентное содержание определенного химически биогенного кремнезема [Murdmaa et al., 1980b] и доля диатомей по мазкам [Arthur et al., 1980] наибольшие в осадках верхней части островного склона (1600—3500 м), наименьшие — на подножии, т. е. в фации аккреционной призмы (скв. 440, 441, 434). Расчет абсолютных масс биогенного кремнезема показывает [Murdmaa et al., 1980b], что диатомей накапливались наиболее интенсивно в фации аккреционной призмы (скв. 440,



Р и с. 2. Разрез через Японский желоб

1 — гемипелагические кремнисто-глинистые и туффитовые осадки ($N_1^1 - Q$); 2 — мелководные песчаники (P_2^3); 3 — дацитовые валунные конгломераты (P_2^3); 4 — литифицированные осадочные породы древнего склона, в том числе черные алевролиты (К); 5 — породы фундамента о-ва Хонсю ($PZ^?$); 6 — переходные слои между гемипелагическими и пелагическими осадками; 7 — пелагические глины (P_2-3); 8 — кремни и пелагические глины (K_2); 9 — базальтовый фундамент океанской коры

434), так что сравнительно низкое их содержание здесь объясняется не пониженной продукцией или растворением створок на большой глубине, а их разбавлением терригенным и вулканокластическим материалом, интенсивно сносимым вниз по склону. Наименьшие абсолютные массы биогенного кремнезема при умеренном процентном его содержании свойственны гемипелагическим фациям края ложа океана (скв. 436), что можно объяснить уменьшением величины первичной продукции фитопланктона и продукции биогенного кремнезема в сторону открытого океана, как это имеет место и в настоящее время [Лисицын, 1978].

Подобно современным гемипелагическим осадкам данного района [Романкевич, 1977] гемипелагические отложения, вскрытые бурением, относительно обогащены планктонным органическим веществом и содержат аутигенный пирит. Большинство значений концентрации $C_{орг}$ находится в пределах 0,5—1%, а отдельные слои плейстоценовых и плиоценовых осадков верхней части островного склона содержат 1—1,5% или даже более 1,5% $C_{орг}$ [Scientific..., 1980]. В одновозрастных слоях намечается тенденция уменьшения концентрации $C_{орг}$ от верхней части островного склона (скв. 438, 435) к его подножию (скв. 440, 434) и далее к окраине ложа океана (скв. 436), что связано с уменьшением в этом направлении как первичной продукции, так и скорости захоронения (т. е. интенсивности осадконакопления).

Сравнительно слабо проявлены по разрезу изменения, связанные с дальностью разноса и механической дифференциацией терригенного и вулканокластического материала. Только плейстоценовые осадки верхней части склона (скв. 438, 435, см. рис. 2) заметно обогащены песчано-алевритовым вулканотерригенным материалом, а в его составе — кристаллокластиков по сравнению с подножием склона и краем ложа океана [Murdmaa, Kazakova, 1980]. Гранулометрический и минеральный состав плиоценовых, а также верхнемиоценовых осадков монотонен и практически не отражает различий фациальных обстановок, в том числе — глубины. Такое же отсутствие закономерных однонаправленных тенденций мы наблюдаем и в современном гемипелагическом осадконакоплении

в желобах глубже определенного (в разных местах разного) уровня распространения фаций вулканотерригенных осадков островных дуг [Мурдмаа, 1971].

Характерная особенность плиоцен-плейстоценовых фаций островного склона желоба — присутствие эрратической гальки полимиктового состава, а также спикул и даже целых идеально сохранившихся форм кремневых губок.

Если условия осадкообразования в данном районе начиная с позднего миоцена менялись сравнительно мало и поэтому могут быть прямо сопоставлены с существующими здесь в настоящее время, то ниже по разрезу наблюдаются значительные отличия от современной обстановки, для палеоокеанологической интерпретации которых приходится прибегать к сравнению с более удаленными от островной дуги районами современного океана.

На краю террасы верхней части склона желоба скв. 438 и 439 вскрыли под гемипелагитами толщу турбидитов среднего — нижнего миоцена, а под ними — верхнеолигоценовые граувакковые песчаники с мелководной фауной моллюсков, которые ниже сменяются валунными конгломератами с андезит-дацитовым составом обломков [Art-hur et al., 1980; Scientific..., 1980]. Фацию валунных конгломератов можно сопоставить с современными прибрежными валунниками, широко распространенными в островных дугах (например, Курильской). Песчаники и алевролиты представляют, по-видимому, фацию островного шельфа. В совокупности эти фации указывают на существовавшие в позднем олигоцене островной дуги на месте современного края террасы с глубинами 1600 м и более.

На краю ложа океана (скв. 436) под гемипелагическими осадками вскрыт слой темно-коричневых глин, обогащенных Fe (до 8,5%), Mn (до 3,4%), Cu (до $308 \cdot 10^{-4}\%$), Ni (до $420 \cdot 10^{-4}\%$), Co (до $170 \cdot 10^{-4}\%$), а также Zn, V, B [Murdmaa et al., 1980b]. В отличие от вышележащих гемипелагических осадков эти тонкие (до 90% глинистой фракции мельче 4 мкм) отложения не содержат биогенных кремнистых остатков, но в них найдены костный детрит и микрозубы, по которым определен предположительно эоцен-олигоценовый возраст [Doyie, Riedel, 1980]. Состав глинистых минералов также отличает эти осадки от неогеновых гемипелагических: в них больше смектита, присутствует ферримонтмориллонит, меньше иллита и почти нет хлорита [Kurnosov et al., 1980]. По всем признакам коричневые глины представляют фации эвпелагических глин, аналоги которых в настоящее время развиты на несколько тысяч километров восточнее [Мурдмаа и др., 1976].

Пелагические глины отделены от гемипелагических переходным слоем слабокремнистых радиоляриевых глин с промежуточными характеристиками. Это, по-видимому, аналог фаций пограничной зоны между приконтинентальной и пелагической областями современного океана. Как и в последней, здесь нет пирита, но встречен родохрозит — характерный аутигенный минерал осадков периферии приконтинентальной области, где раннедиагенетические редукционные процессы проявлены слабо [Мурдмаа, Лисицына и др., 1979].

Вертикальная последовательность разновозрастных фаций в скв. 436 — пелагические — переходные — гемипелагические — повторяет современную латеральную последовательность и отражает, по всей видимости, перемещение литосферной плиты из пелагической области в приконтинентальную. Но на эту последовательность влияло также усиление в среднем миоцене терригенной, вулканогенной и биогенной седиментации.

ИМПЕРАТОРСКИЕ ГОРЫ

Автор участвовал в обработке литологических материалов 55-го рейса судна «Гломар Челленджер», в котором были пробурены скважины на вершинах трех гайотов системы Императорских подводных гор в северной части Тихого океана [Murdmaa et al., 1980a]. В изученных пробах представлены следующие фации, интерпретация которых проводится по аналогии с современными фациями:

1) пелагическая умеренно глубоководная диатомово-кокколитовых илов вершины подводной горы в умеренном поясе высокой биологической продуктивности, в пределах ареалов рассеяния субэарального вулканического пепла андезитового пояса островных

дуг (плиоцен, гайот Суйко, скв. 433); диагностическими признаками этой фации являются: высокое содержание биогенного кремнезема ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 21—39), представленного в основном диатомеями и CaCO_3 наннопланктона (29—85%), примесь кислого вулканического стекла и наличие двупироксенового с роговой обманкой комплекса тяжелых минералов, характерная для вулканитов островных дуг большая величина отношения Al/Ti — 24—34;

2) мелководная биогенно-обломочных известковых песков с остатками известковых водорослей, строматолитов, мелководных бентосных фораминифер, остракод, мшанок при почти полном отсутствии планктонных фораминифер, кокколитов, диатомей, радиолярий (эоцен — олигоцен, гайот Оджин, скв. 430); это, судя по составу и структуре осадков и по палеонтологическим данным, фация открытой отмели на вершине подводной горы вблизи кораллово-водорослевых рифов, подвергающихся размыву; пески содержат небольшую примесь сильно измененных зерен базальтового стекла и кристаллов филлипсита; отношение Al/Ti (10—16) свидетельствует о присутствии базальтовой вулканокластике; отмечен пирит, указывающий на восстановительные условия, вероятно связанные с бурным развитием жизни на отмели;

3) относительно глубоководная железо-марганцевых корок и остаточного гравийно-галечного материала ледового разноса на вершине подводной горы в условиях интенсивных придонных течений, препятствующих пелагическому осадконакоплению (обстановки «неотложения»); в полученной при бурении смеси раздробленных железо-марганцевых корок, конкреций и микроконкреций с материалом ледового разноса, обломками измененных базальтов местного (эдафогенного) происхождения, биогенно-обломочного известкового песка и фораминиферового ила содержится смешанная фауна фораминифер от эоценовой до современной (гайот Оджин, скв. 430; безымянная гора к северу от гайота Нинтоку, скв. 432); помимо перечисленных признаков, для этих фаций характерны: малые величины отношений Al/Ti (1,3—8,2) и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (2,7—3,7), присутствие, иногда в значительных количествах, филлипсита и филлипсит-сметкитовых агрегатных зерен, указывающее на доминирование базальтовой вулканокластике, наличие терригенных минералов (кварца, циркона, граната, эпидота, роговой обманки), что наряду с эрратической галькой указывает на положение гор в пределах плейстоценового ареала ледового разноса [Лисицын, Чернышева, 1970]; состав железо-марганцевых корок и конкреций на этих горах близок к обычному для подводных гор Тихого океана [Скорнякова, 1976; Murdmaa et al., 1980a]; характерна фауна губок;

4) умеренно глубоководная известково-вулканокластических песков вершины гайота (четвертичные, гайот Нинтоку, скв. 432); темно-коричневые мелкозернистые пески, подстилающие 5-метровый слой четвертичных фораминифероных илов (95% планктонных фораминифер), состоят из карбонатных обломков (вероятно, первично мелководных, переотложенных), измененного базальтового стекла, сметкитовых агрегатов, марганцевых микроконкреций, раковин планктонных фораминифер и терригенных обломочных минералов (кварца, полевых шпатов, роговой обманки и др.); химический анализ [Murdmaa et al., 1980a] показал характерную для базальтового вещества величину отношения Al/Ti (6,6), высокое содержание K_2O и Fe_2O_3 ; пески образовались, вероятно, в результате размыва более древних вулканокластических и мелководных известковых песков придонными течениями при одновременном осаждении и перемыве течениями планктонных фораминифер, а также микроконкреций;

5) наземная островная латеритной коры выветривания на базальтах (эоцен, гайот Нинтоку, скв. 432).

* * *

Приведенные примеры показывают, прежде всего, сколь широкий и разнообразный набор фациальных признаков океанских осадков может быть привлечен к решению палеоокеанологических задач актуалистическими методами. Даже далеко не полное их перечисление подчеркивает необходимость разностороннего комплексного подхода к анализу океанских фаций по материалам бурения, включая литологические, минералогические, геохимические и палеонтологические методы исследования. Успехи, достиг-

нутые в изучении закономерностей современного океанского осадкообразования, в том числе в изучении современных фаций, связей фациальных признаков с конкретными факторами среды, служат при этом прочной основой для применения метода актуализма.

Палеоокеанологические реконструкции обстановок осадкообразования геологического прошлого по данным глубоководного бурения становятся более убедительными, если наряду с анализом и интерпретацией комплекса признаков фаций удастся проследить фациальные изменения разновозрастных отложений, сопоставив их с подобными соотношениями современных фаций. Несмотря на точечный характер наблюдений и часто большую удаленность скважин друг от друга, общие тенденции таких изменений в большинстве случаев улавливаются достаточно уверенно и могут быть с успехом использованы для суждений о характере бассейнов седиментации, об их размерах, глубине, рельефе и тектонической природе.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Осадкообразование в северной и центральной частях Индийского океана. — В кн.: Геология дна океанов и морей. М.: Наука, 1964. (МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов). Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 461 с.
- Емельянов Е. М., Митропольский А. Ю., Шимкус К. М., Мусса А. А. Геология Средиземного моря. Киев: Наук. думка, 1979, с. 94—95.
- Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 391 с.
- Лисицын А. П., Чернышева В. И. Грубообломочный материал в осадках северной части Тихого океана. — В кн.: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970, кн. 1, с. 237—295.
- Мурдмаа И. О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 128—147.
- Мурдмаа И. О. Распространение формаций и их стратиграфическое положение. — В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979а, с. 7—31.
- Мурдмаа И. О. Красноцветные и пестроцветные слои в разрезах глубоководных отложений северо-западной части Атлантического океана. — В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979б, с. 167—185.
- Мурдмаа И. О. Условия накопления осадочных формаций. — В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979в, с. 167—185.
- Мурдмаа И. О., Базилевская Е. С., Гордеев В. В. и др. Геохимические особенности осадочных формаций. — В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979, с. 96—147.
- Мурдмаа И. О., Лисицын А. П., Бутузова Г. Ю., Лисицын А. П. Аутигенные минералы. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 236—258.
- Мурдмаа И. О., Михина В. В. Литология осадочных и вулканогенно-осадочных пород. — В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979, с. 32—66.
- Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С., Агапова Г. В. Фациальная обстановка распространения железо-марганцевых конкреций в Тихом океане. — В кн.: Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 7—26.
- Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 255 с.
- Скорнякова Н. С. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана. — В кн.: Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 190—240.
- Страхов Н. М. Актуализм. — В кн.: Геологический словарь. М.: Недра, 1973, т. 1, с. 30—31.
- Arthur M. A., von Huene R., Adelseck C. G. Sedimentary evolution of the Japan fore-arc region off Northern Honshu. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 56 / 57, pt 1, p. 521—568.
- Benson W. E., Sheridan R. E. et al. — Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978. Vol. 44. 1005 p.
- Doyle P. S., Riedel W. R. Ichthyoliths from Site 436, Northwest Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 56/57, pt 2, p. 887—894.
- Enos P., Freeman T. Shallow-water limestones from the Blake Nose, sites 390 and 392. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, p. 413—462.
- Freeman T., Enos P. Petrology of Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones, Site 391. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, p. 463—476.
- Kurnosov V., Tseitlin N., Nar'nov G. Clay minerals: paleogeographic and diagenetic aspects. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 56/57, pt 2, p. 979—1004.
- McCave I. N. Depositional features of organic rich black and green mudstones at DSDP sites 386 and 387, Western North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 43, p. 411—416.
- Murdmaa I. O., Gordeev V. V., Kuzmina T. G. et al. Geochemistry of the leg 55 sediments. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980a, vol. 55, p. 457—462.
- Murdmaa I. O., Gordeev V. V., Kuzmina T. G. et al. Geochemistry of the Japan Trench sediments. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980b, vol. 56/57, pt 2, p. 1213—1232.

Murdmay I., Kazakova V. Coarse-silt-fraction mineralogy of Japan trench sediments. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 56/57, pt 2, p. 1005—1010.
Scientific Party. — Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 56/57, pts 1, 2, p. 417.
Tuchotke B. E., Vogt P. R., Demars K. R. et al. — Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, Vol. 43. 1115 p.

УДК 551.464.7 + 551.242.2

Э. М. ГАЛИМОВ, Л. А. КОДИНА

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОХИМИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ДНА ОКЕАНОВ

В последнее время внимание исследователей, изучающих геохимию органического вещества и газов, все в большей мере концентрируется на объектах, расположенных в пределах океана. В этом легко убедиться, если проанализировать программу двух последних Международных конгрессов по органической геохимии, состоявшихся в Нью-касле (Англия, 1979 г.) и Бергене (Норвегия, 1981 г.) [Advances ..., 1980, 1981]. Центральное место там занимали работы, проводимые в рамках Международного проекта глубоководного бурения (DSDP). Им были посвящены специальные сессии.

Интерес этот обусловлен несколькими причинами.

Во-первых, физико-химическая обстановка накопления и преобразования органического вещества в условиях океанского осадочного бассейна существенно отлична от таковой в условиях осадочного бассейна континентального типа (включая акватории современного шельфа). В океанических отложениях температуры заметно ниже (в условиях нормального термобарического градиента), а давления выше, осадки из-за отсутствия водной массы остаются рыхлыми до значительных глубин, существенно отлична пластовая гидродинамика, отсутствует инфильтрация поверхностных вод, отличен микробиологический режим, режим генерации и состояние газов (газгидратное). Поэтому изучение органического вещества в условиях осадочного разреза океана открывает новую, неизвестную ранее область существования и эволюции ископаемого органического вещества, т. е. имеет фундаментальное значение для более полного познания закономерностей его поведения в природе.

Во-вторых, поскольку параметры, характеризующие органическое вещество в породах различного геологического возраста, отражают особенности геологической обстановки соответствующего времени, данные органической геохимии занимают важное место в решении таких вопросов, как восстановление палеообстановки, история климата, термическая история земной коры, глобальный баланс углерода, глубина распространения биосферы в осадочном разрезе и др.

В-третьих, органическая геохимия является основой научного прогноза нефтегазоносности океана. Это определяет ее важное практическое значение и объясняет интерес к результатам исследований по органической геохимии со стороны нефтяной индустрии.

Наконец, для лабораторных исследований органического вещества существенное значение имеют организационные преимущества, которые дает работа в рамках DSDP. Долговременное планирование объектов исследования, оперативное получение образцов, надежные способы их первичной обработки и хранения, наличие детальной сопутствующей геологической документации, возможность всестороннего исследования образцов благодаря одновременному участию в работе над каждым объектом многих исследователей разных геологических специальностей — все это делает керны из скважин, пробуренных в океане, ценным материалом для экспериментального исследования проблем органической геохимии.

Лаборатория геохимии углерода ГЕОХИ АН СССР с 1976 г. принимает участие в работах по программе DSDP. Исследования проводятся в следующих основных направлениях: 1) оценка источников поступления органического вещества в океанских бассейнах; 2) выявление особенностей химической эволюции органического вещества

в осадочном разрезе океанских отложений; 3) исследование процесса термометаморфизма органического вещества в зонах повышенного теплового потока; 4) изучение геохимического поведения газов в условиях осадочной оболочки океана; 5) условия накопления черных сланцев.

В этой работе мы остановимся на первых трех направлениях. Подробно результаты наших исследований суммированы в работе Э. М. Галимова и Л. А. Кодиной [1982].

ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКОВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ИЗОТОПНЫЙ КРИТЕРИЙ ИХ ОЦЕНКИ

До недавнего времени казалось очевидным, что источником органического вещества в осадках океана является биопродукция самого океана, прежде всего — фитопланктона. Результаты глубоководного бурения показали, что ареал распространения органического вещества континентального происхождения значительно шире, чем это предполагалось ранее. В образцах кернов, отобранных в Западной Атлантике (рейсы 5—7 б/с «Гломар Челленджер») на расстоянии свыше 1000 км от суши, были обнаружены соединения, типичные для наземной растительности. В осадках определены длинноцепочечные спирты и углеводороды, среди которых преобладали нечетные гомологи, идентифицирован перилен, определен изотопно легкий органический углерод [Aizenshtat et al., 1973]. Дегидродиабетиновая кислота — типичный индикатор высшей растительности — была обнаружена в осадках экваториальной части Тихого океана [Gaskell et al., 1975].

Исследование органического вещества Марокканской впадины показало, что в его составе значительную роль играет вещество, поступившее с суши [Galimov et al., 1980]. Марокканская впадина представляет собой типичный бассейн пассивной океанской окраины с мощным осадочным выполнением. Разрез представлен в верхней части пелагическими и гемипелагическими илами, в нижней — отложениями турбидитов. Здесь в ходе 50-го рейса «Гломар Челленджера» были пробурены две глубокие скважины — 415А (1079 м ниже дна океана) и 416А (1624 м), образцы из которых были детально исследованы в нашей лаборатории [Кодина и др., 1979; Galimov, Bannikova, Steshenko, 1980; Galimov, Ghinyonov, Ivanov, 1980; Galimov et al., 1980; Kodina, Galimov, 1980]. Вклад терригенного материала был различен на разных этапах геологической истории этого района Атлантического океана. В большей части изученного разреза органическое вещество континентального происхождения преобладает.

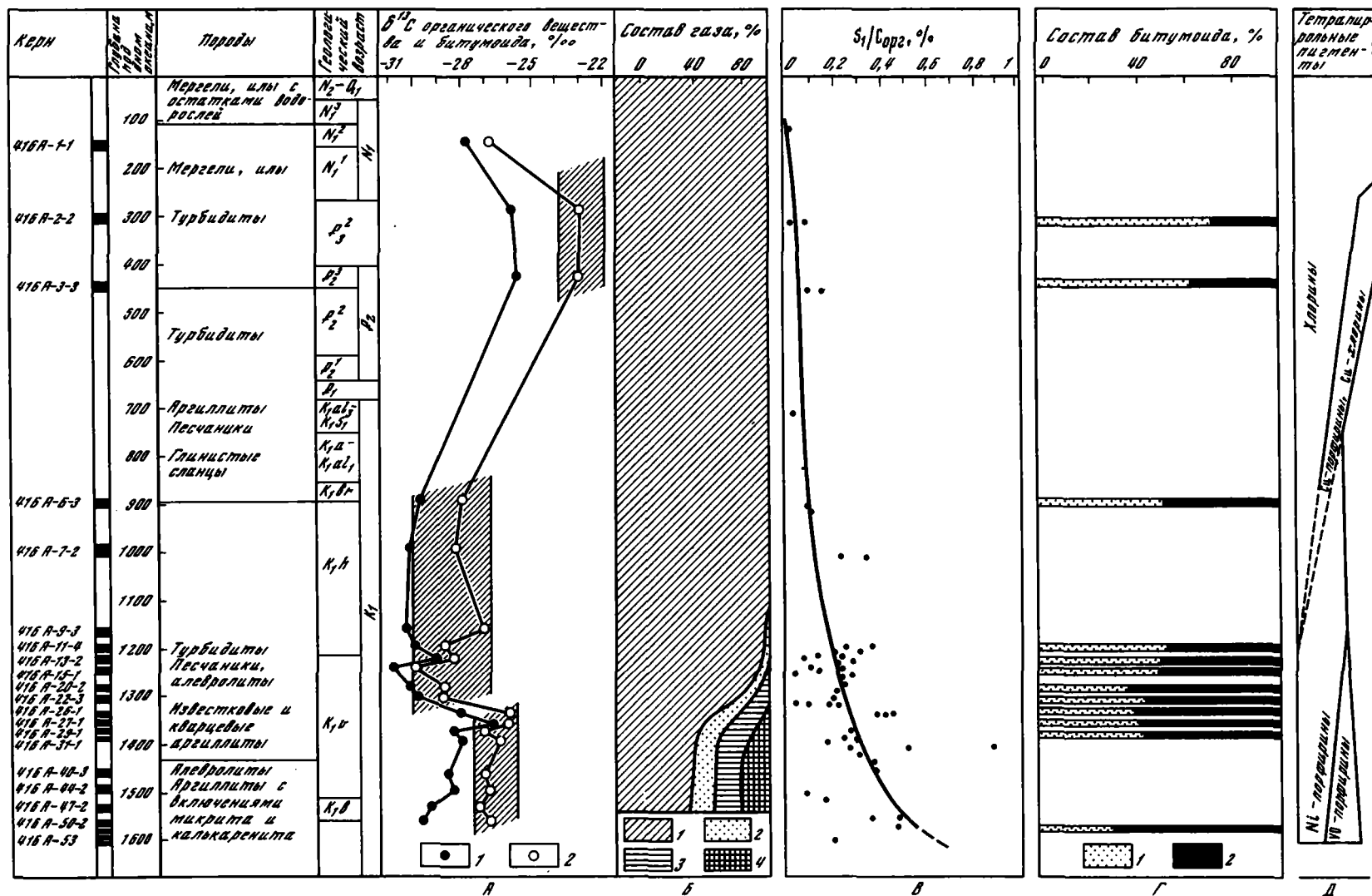
Наиболее характерным признаком, позволяющим отличать органическое вещество, поступающее с континента, от продуцированного в самом океане, оказался изотопный состав углерода. Увеличение терригенного вклада проявляется в обогащении $C_{орг}$ легким изотопом (рис. 1, А).

Для органического вещества Марокканской впадины величина $\delta^{13}C = -24^0/_{00}$ является граничной. Более высокие значения относятся к осадкам с преимущественно пелагическим режимом осадконакопления и аквагенным органическим веществом ($\delta^{13}C = -(22-23)^0/_{00}$), более низкие — характеризуют осадки с увеличенной долей терригенной составляющей. Для $C_{орг}$ из турбидитной пачки верхнего валанжина и готерива, где органическое вещество континентального происхождения преобладает, характерны величины $\delta^{13}C$ от -27 до $-30^0/_{00}$.

Зональность, выявленная по изотопному составу углерода, подтверждается общей литолого-фациальной характеристикой разреза, рядом других характеристик органического вещества и пород: наличием детрита высших растений, присутствием перилена,

Р и с. 1. Изменение характеристик органического вещества по разрезу скв. 416А (Атлантический океан, Марокканская впадина, глубина 4073 м)

А — изотопный состав углерода битумоида (1) и общего органического вещества (2); Б — состав тяжелых углеводородных газов (без метана): этан (1), пропан (2), бутан (3), пентан (4); В — относительная величина выхода свободных углеводов в процессе пиролиза; Г — соотношение полярных (1) и малополярных (2) фракций битумоида; Д — зональность распределения тетрапирольных структур



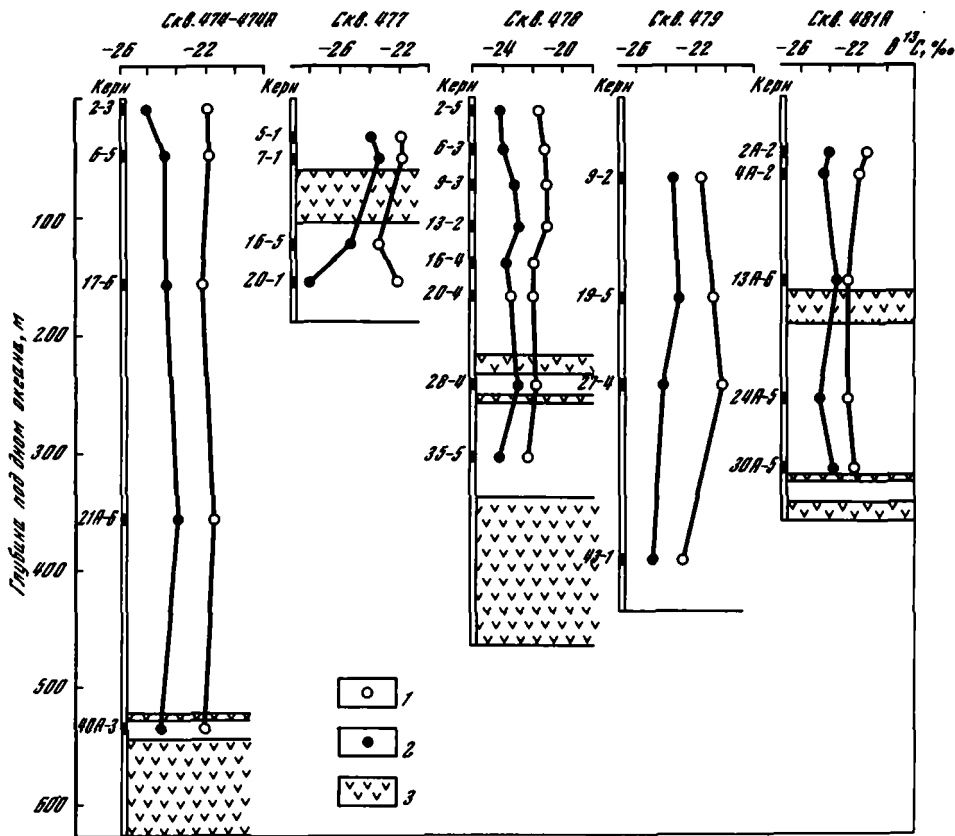
А

Б

В

Г

Д



Р и с. 2. Изотопный состав углерода общего органического вещества (1) и битумоида (2) в разрезах скважин, пробуренных в Калифорнийском заливе (64-й рейс, DSDP)

В керне всех скважин осадки переслаиваются с базальтами (3)

повышенным коэффициентом преобладания нечетных алканов [Galimov et al., 1980], соотношением ряда породообразующих элементов (Si, Al, Fe) и микроэлементов (F, P, Co, Zn, Ni) [Migdisov et al., 1980].

Другим объектом наших исследований послужили плейстоценовые отложения Калифорнийского залива [Galimov et al., 1981], который является зоной высокой биопродуктивности моря. Сезонный характер водной циркуляции, обуславливающей приток питательных веществ поднимающимися глубинными водами (так называемый апвеллинг), вызывает бурное цветение планктона, который представлен диатомеями. Осаждение его приводит к образованию богатых органическим веществом диатомовых илов.

Помимо планктона, поставщиком органического вещества в осадки является речной сток. Наибольшее количество терригенного вещества приносят в залив реки Колорадо и Яки.

Данные по изотопному составу C_{org} осадочных отложений Калифорнийского залива представлены на рис. 2. Средняя величина $\delta^{13}C$ для всех исследованных образцов близка к $-22^0_{\text{‰}}$, причем изотопный состав обнаруживает удивительное постоянство. Так, для разных скважин средние величины $\delta^{13}C$ и диапазоны их вариаций по разрезу составляют $-22,2 \pm 0,4^0_{\text{‰}}$ (скв. 474, 474A), $-22,3 \pm 0,7^0_{\text{‰}}$ (скв. 477), $-21,9 \pm 0,0^0_{\text{‰}}$ (скв. 478), $-21,6 \pm 1,2^0_{\text{‰}}$ (скв. 479), $-22,4 \pm 0,6^0_{\text{‰}}$ (скв. 481A). Столь небольшой размах колебаний изотопного состава свидетельствует о высокой степени однородности органического вещества в пределах всего объема исследованных (от плиоцена до современных) отложений Калифорнийского залива.

Величины, близкие к $-22^0_{\text{‰}}$, указывают на преобладание аквагенного источника углерода в балансе органического вещества осадков.

Таким образом, наблюдается любопытная картина, когда в зоне активного тектогенеза, несмотря на близость суши и интенсивный речной сток (Калифорнийский залив), наблюдается преобладание в осадках аквагенного компонента. Напротив, в осадочном бассейне, развивающемся в зоне пассивной океанской окраины, в пределах открытой океанской акватории (Марокканская впадина), существенным оказывается вклад континентального органического вещества.

Подобная ситуация отражает специфику накопления органического вещества в океанских осадках. С одной стороны, удаленность от суши предполагает присутствие в составе биомассы океанских осадков вещества типично морских биоценозов, с другой — органическое вещество пелагических организмов должно подвергаться значительной деструкции, растворению и утилизации другими организмами во время осаждения его сквозь мощную водную толщу. В этих условиях конкурентноспособным по вкладу может стать органическое вещество, доставляемое с суши придонными течениями, мутьевыми потоками, а в некоторых случаях, возможно, органическое вещество эолового происхождения. Соотношение аквагенного и терригенного органического вещества в осадке зависит также от формы его поступления и окислительно-восстановительной обстановки в осадках.

В рассмотренных примерах изотопный состав углерода органического вещества оказывается достаточно эффективным критерием оценки его происхождения: аквагенного или наземного. Однако интерпретация изотопных данных не всегда может быть прямолинейной. Ниже мы остановимся на некоторых особенностях накопления органического вещества в океанских осадочных бассейнах и на соответствующих особенностях трактовки изотопных данных.

ДИАГЕНЕЗ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В БАССЕЙНАХ С ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ БИОПРОДУКЦИЕЙ СКЕЛЕТНЫХ И БЕССКЕЛЕТНЫХ ОРГАНИЗМОВ

Нередки случаи, когда органическое вещество пород типично морских фаций обогащено легким изотопом углерода в такой же или даже в большей степени, чем органическое вещество континентального происхождения. В этом отношении интересы работы [Богородская и др., 1980; Голышев и др., 1980], установившие для ряда мезозойско-кайнозойских отложений Западной Сибири весьма высокую обогащенность аквагенного сапропелевого органического вещества (от $-28,5$ до $-33,6^{0}_{\text{00}}$) при умеренном обогащении гумусового органического вещества континентального происхождения ($\delta^{13}\text{C}$ от -23 до $-26,5^{0}_{\text{00}}$). Подобное соотношение изотопных составов аквагенного и терригенного органического вещества эти исследователи склонны считать общим правилом. Это, конечно, преувеличение, но само явление обогащенности в некоторых случаях легким изотопом морского органического вещества нуждается в объяснении. Объяснение можно дать исходя из представления о специфике диагенеза органического вещества в бассейнах с преобладающей биопродукцией скелетных и бесскелетных морских организмов [Галимов, Кодина, 1982].

Прежде всего следует отметить, что разные биохимические компоненты имеют разный изотопный состав. Липиды обогащены легким изотопом, в то время как углеводы и белки представляют относительно изотопически тяжелую фракцию [Галимов, 1981]. Далее известно, что биополимеры в осадке испытывают распад, а фрагменты их вовлекаются вновь в процессы полимеризации и конденсации, образуя вещества все более усложняющейся структуры от фульвокислот к гуминовым кислотам и керогену. В основе этого процесса лежат реакции меланоидинообразования (взаимодействие аминокислот и сахаров), которые в конечном счете обуславливают стабилизацию в виде устойчивых геополимеров вещества белков и углеводов [Galimov, 1980]. В результате в органическом веществе морских осадков сохраняется относительно изотопически тяжелый углерод, присущий этим компонентам, что объясняет наблюдаемую обедненность легким изотопом морского органического вещества в целом. Однако, если по каким-либо причинам образование гуминовых веществ по механизму меланоидинообразования не происходит, белково-углеводная составляющая утрачивается и органическое вещество, обогащенное

в этом случае липидными компонентами, может оказаться изотопически легким, несмотря на происхождение его за счет морских организмов.

Ситуации первого или второго типа могут возникать, когда органическое вещество попадает в осадок соответственно в составе скелетных или бесскелетных организмов.

В Калифорнийском заливе подавляющую часть океанской биопродукции обеспечивают диатомеи [Van Andel, 1964]. В силикатных раковинках диатомей обычно легко разрушаемые полисахариды могут пережить достаточно длительный период диагенеза [Артемьев, 1976; Артемьев, Романкевич, 1973; Романкевич, 1977]. Известна также устойчивость, которую обнаруживают белки, входящие в структуру карбонатных раковин [Дроздова, 1977]. Защищенная на ранних стадиях седиментации и диагенеза белково-углеводная фракция в ходе литогенеза, при растворении и переотложении кремнеземного и карбонатного материала раковин способна образовать кероген, который в соответствии с изотопным составом его биологических предшественников должен быть обеднен легким изотопом углерода.

В этих условиях относительно большие потери несет липидная фракция. Диатомеи обогащены липидами (35% сухого вещества), причем свыше 80% составляют жиры. Из разных групп липидов жиры наиболее доступны для микроорганизмов. Гидролиз приводит к освобождению глицерина и жирных кислот, которые разлагаются по механизму β -окисления с выделением уксусной кислоты и свободного водорода. Эти продукты используются далее в жизнедеятельности сульфатредуцирующих и метанобразующих бактерий [Toerien, Hattingh, 1969].

Подобный характер диагенеза в конечном счете приводит к образованию керогена, относительно обедненного легким изотопом, пример чему мы и наблюдаем в отложениях Калифорнийского залива.

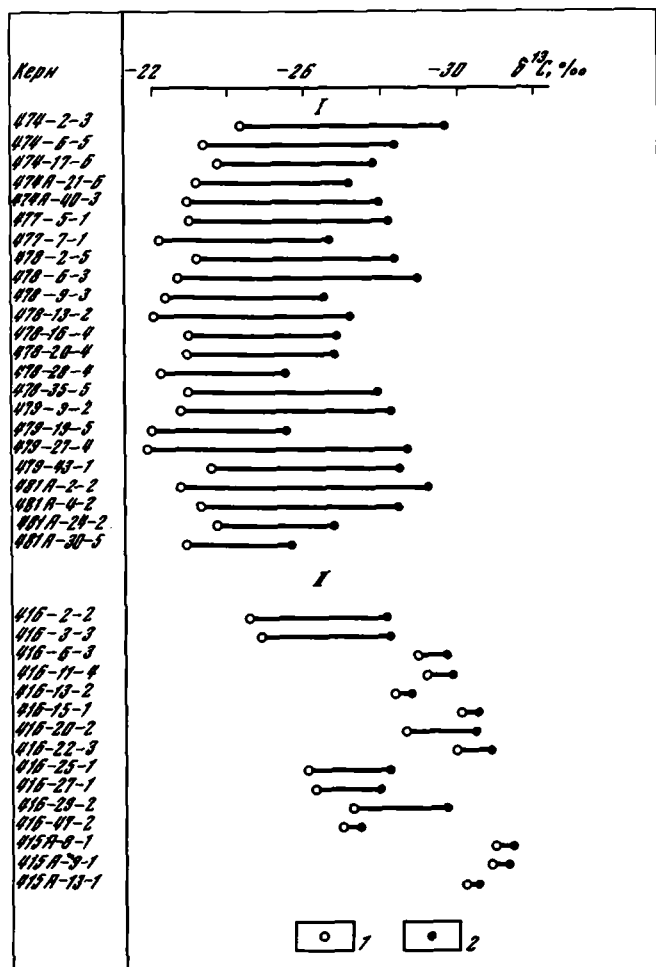
Для органического вещества этого типа должно быть характерным существенное отличие изотопного состава битумоида и керогена, а в составе битумоида — изотопного состава углеводов и асфальтенов. В то время как углеводородная фракция битумоида происходит от обогащенных легким изотопом липидов, углерод керогена (и близких к нему асфальтенов) унаследован преимущественно от обедненного легким изотопом углерода белков и углеводов. Подобные соотношения действительно имеют место (рис. 3).

Следует ожидать, что изотопный состав нефтей, происходящих за счет органического вещества с описанным типом диагенеза, очевидно, и должен лежать в диапазоне от -26 до $-29^{\circ}/_{\text{оо}}$, т. е. в диапазоне, характерном для углеводородной фракции битумоида из отложений Калифорнийского залива (см. рис. 2). При этом в силу рассмотренных причин изотопный состав нефтей может заметно отличаться от изотопного состава керогена нефтематеринских пород (в сторону обогащения легким изотопом), что необходимо иметь в виду при так называемых корреляциях нефть — нефтематеринская порода.

Накопление и преобразование органического вещества может иметь иной характер, если основным источником органического вещества будут бесскелетные организмы, например синезеленые водоросли. В этом случае белково-углеводная часть органического вещества может быть в значительной части разложена еще в ходе седиментации и раннего диагенеза. В результате, если источник органического вещества является обильным, липидные структуры вместе с остатками углеводно-белковой фракции могут образовать полимерные комплексы и в конечном счете сформировать отложения органического вещества сапропелевого типа. Последние, несмотря на морской генезис, должны быть обогащены легким изотопом. Вероятно, при этом изотопный состав углерода, учитывая распределение изотопов в биохимических фракциях и характер фракционирования изотопов в ходе полимеризации [Galimov, 1980], должен быть в пределах от -26 до $-30^{\circ}/_{\text{оо}}$.

Для органического вещества этого типа будет характерна близость изотопного состава битумоида и керогена, так как в основе структуры и керогена, и битумоида находится преимущественно липидный углерод. Действительно, в отложениях, где встречается обогащенный легким изотопом кероген, величины $\delta^{13}\text{C}$ керогена и битумоида почти совпадают.

Нефти, продуцируемые органическим веществом этого типа, должны быть обогащены



Р и с. 3. Различия в изотопном составе углерода крайних по полярности фракций битумоида — асфальтенов (1) и углеводородов (2) — из кернов скважин, пробуренных в Калифорнийском заливе (I) и Марокканской впадине (II)

легким изотопом и при этом не слишком отличаться по изотопному составу от органического вещества нефтематеринских пород. Пример такого рода был указан нами при исследовании нефтей Пермского Прикамья, где верхнепротерозойская нефть имела изотопный состав $-30,5\text{‰}$ при изотопном составе органического вещества вмещающей толщи от -29 до -30‰ [Галимов, 1973б]. Вероятно, аналогичную природу имеет обогащенное легким изотопом органическое вещество морских фаций в осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты, в случаях, описанных А. Э. Конторовичем с сотрудниками [Богородская и др., 1980; Голышев и др., 1980]. Соответственно нефти Западной Сибири отличаются относительно высоким содержанием легкого изотопа [Галимов, 1972; Голышев и др., 1980].

Сказанное объясняет также закономерности изотопного состава углерода органического вещества в докембрии [Галимов и др., 1975]. В древних отложениях органическое вещество происходит за счет морских организмов. В то же время углерод керогена, как правило, обогащен легким изотопом по сравнению с углеродом в отложениях фанерозоя. При этом изотопные составы керогена и битумоида весьма близки. Для протерозойских нефтей характерна обогащенность легким изотопом [Галимов, 1973; McKirdy et al., 1981]. Все это в целом согласуется с тем, что для докембрийского времени были характерны бесскелетные морские организмы.

ВКЛАД СПОРО-ПЫЛЬЦЕВОГО МАТЕРИАЛА В СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ

Если теперь обратимся к веществу континентального происхождения в океанских осадках, то увидим, что и здесь особенности океанского осадконакопления приводят к его необычной характеристике. Обычно углефицированные остатки наземной растительности и кероген континентального происхождения имеют изотопный состав от -24 до $-27^0/_{00}$. В то же время органическое вещество континентального происхождения в Марокканской впадине характеризуется величинами $\delta^{13}C$ от -28 до $-30^0/_{00}$, т. е. слишком низкими для типично наземных растений.

Анализ имеющихся данных привел нас к выводу, что это объясняется существенным вкладом в состав органического вещества исследованных отложений споро-пыльцевого материала [Галимов, Кодина, 1982].

Органическое вещество континентального происхождения, доставляемое в океанские осадки турбидитными потоками, подвергается в процессе транспортировки механической и химической переработке, в результате которой могут сохраниться лишь наиболее устойчивые компоненты, к числу которых, помимо древесных остатков, относятся споры и пыльца.

Спорополювиновый комплекс обладает высокой устойчивостью к воздействиям различных факторов природной среды, благодаря чему экзины спор длительное время не разрушаются и споры сохраняют свою морфологическую определенность. Судьба компонентов содержимого и оболочек спор, захороненных в осадках, различна. Подвижные липидные компоненты клеточного содержимого частично переходят в состав битумоидов, частично подвергаются полимеризации и в таком виде входят в состав керогена. Эта часть аморфного керогена морфологически и химически неотличима от керогена альгинитового типа, начало которому дают алифатические структуры водорослей.

С целью проверки предположения о том, что необычная обогащенность легким изотопом углерода органического вещества из отложений Марокканской впадины обусловлена вкладом споро-пыльцевого материала, был специально исследован изотопный состав спор растений [Кодина и др., 1979]. Оказалось, что споры действительно на $2-3^0/_{00}$ обогащены легким изотопом по сравнению с тканями соответствующих растений.

Существенно, что как экстрагируемая, так и неэкстрагируемая органическими растворителями фракция споро-пыльцевого материала являются по составу липоидными и при общей обогащенности легким изотопом не различаются заметно по изотопному составу. Это означает, в свою очередь, что происходящие за счет подобного материала кероген и битумоид должны показывать близкие значения $\delta^{13}C$. Действительно, для обогащенных терригенным материалом отложений Марокканской впадины характерна малая дисперсия величин $\delta^{13}C$ разных фракций битумоида и керогена, в частности относительно мало различаются между собой изотопные составы асфальтенов и углеводов (см. рис. 3).

Вероятными механизмами поступления споро-пыльцевого материала в океанский осадочный бассейн являются речной сток и эоловый перенос. Речной сток, вероятно, играет ведущую роль [Gross et al., 1966] в питании споро-пыльцевым материалом турбидных потоков.

Анализ липидов из глубоководных осадков Атлантического океана, отобранных вблизи мест сбора воздушной пыли (скв. 138, рейс 12 [Simoneit, Burlingame, 1974], скв. 367 и 369, рейс 41 [Simoneit, 1977], скв. 397, 398, рейс 47 [Грамберг, 1979; Simoneit, Mazurek, 1978]), показал сходство в характере распределения таких компонентов, как *n*-алканы, жирные кислоты, ди- и тритерпеноиды в образцах пыли и в битумондной фракции осадков плиоцена и плейстоцена.

Тип накопления органического вещества, характерный для Марокканской впадины, с предполагаемым значительным вкладом споро-пыльцевого материала, очевидно, достаточно распространен в Мировом океане. Изотопно-легкое органическое вещество ($\delta^{13}C = -26,3^0/_{00}$) установлено в плейстоценовых осадках в районе Бермудского поднятия [Koons, 1970]. В пелагических осадках Западной Атлантики определены величины

$\delta^{13}\text{C}$ органического углерода от -25 до $-27^\circ_{\text{‰}}$ [Aizenshtat et al., 1973]. В Северной Атлантике в отложениях от мела до современных обнаружено органическое вещество с $\delta^{13}\text{C}$ около $-27^\circ_{\text{‰}}$ [Rogers et al., 1972]. В отложениях Индийского океана вдали от континентов получены значения $\delta^{13}\text{C}$ от $-25,5$ до $-29^\circ_{\text{‰}}$.

Специфический состав терригенного вещества, обогащенного споро-пыльцевым материалом, в океанских отложениях этого типа определяет его довольно высокую нефтепроизводящую способность в отличие от обычного континентального органического вещества гумино-лигнинного типа. Кероген, сформировавшийся за счет материала спорополенового комплекса, относится к лейптинитам. Известно, что кероген этой группы обладает достаточно высоким нефтематеринским потенциалом, занимая на диаграмме Ван-Кревелена промежуточное положение между альгинитовым и витринитовым типами керогена [Tissot et al., 1974].

Нефти, образующиеся за счет органического вещества этого типа, если ориентироваться на изотопный состав углеводородной фракции битумоида из соответствующих отложений Марокканской впадины, должны характеризоваться величинами $\delta^{13}\text{C}$ от -29 до $-32^\circ_{\text{‰}}$.

Таким образом, изложенное выше приводит к выводу, что в составе органического вещества океанских осадков существенную, иногда преобладающую, долю составляет вещество, привнесенное с суши.

Мы сделали также два предположения. Одно касается возможной зависимости характера органического вещества и особенностей его диагенеза от того, поступает ли оно в осадок в составе скелетных или бесскелетных организмов. Другое — о доле споропыльцевого материала в балансе органического вещества океанских осадков.

Хотя на основе этих предположений можно объяснить многие факты, они нуждаются в дополнительном обосновании. Это должно стать предметом последующих исследований.

ПРИЗНАКИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Проблема геохимической эволюции органического вещества имеет важный практический аспект, связанный с прогнозом нефтеобразования в пределах осадочной толщи океана.

Ввиду отмеченных выше особенностей физико-химической обстановки океанского бассейна а priori невозможно вынести суждение о том, какой характер должна принять геохимическая эволюция органического вещества в океане в смысле химического содержания процесса и его скорости, следовательно, невозможно судить и о потенциальной нефтеносности океанских осадочных бассейнов. Поэтому столь принципиальное значение имеет непосредственное экспериментальное исследование поведения органического вещества в осадочных разрезах океана, вскрываемых глубокими скважинами. Одним из первых исследован осадочный разрез Марокканской впадины. Соответствующие экспериментальные данные были изложены ранее [Galimov et al., 1980]. Здесь мы лишь упомянем об основных наблюдениях.

С одной стороны, совокупность полученных данных указывает на то, что в пределах практически всей вскрытой 1600-метровой толщи осадков Марокканской впадины органическое вещество остается геохимически незрелым. Петрографическое изучение образцов, в том числе определение отражательной способности витринита ($R^a/\%$), выполненные для нескольких фрагментов древесных остатков из кернов нижней части осадочного разреза (скв. 416А), показали, что органическое вещество этих остатков находится на стадии углефикации, соответствующей суббитуминозным углям и лигнитам. Максимальное значение $R^a=6,5\%$ (органическое вещество, находящееся в начале главной фазы нефтеобразования имеет $R^a=7\%$) [Вассоевич и др., 1979]. Для подавляющего большинства образцов величина T_m (температура, при которой в процессе пиролиза выделяется максимальное количество углеводородов) ниже 440° , т. е. отвечает незрелому органическому веществу [Deroo et al., 1978]. По всему осадочному разрезу, вплоть до глубины 1330 м, обнаружены по спектрам поглощения диагенетически незрелые формы тетрапиррольных пигментов — хлорины, а находящиеся в этом же ин-

тервале Ni-комплексы петропорфиринов по строению углеродного скелета относятся к ДФЭП-типу, который по структуре ближе к исходному биогенному предшественнику — хлорофиллу. О невысокой степени превращенности органического вещества говорит и тот факт, что фракция n-алканов в большинстве образцов сохраняет распределение индивидуальных компонентов, унаследованное в значительной мере от биогенных предшественников — остатков высшей наземной растительности (область $>C_{20}$ с индексом нечетности >2), биомассы бактерий (C_{23}) и водорослей (область $<C_{20}$).

С другой стороны, целый ряд наблюдений неоспоримо свидетельствуют о протекании процессов геохимического созревания органического вещества в исследованном океанском разрезе. С глубиной заметно увеличивается доля тяжелых газообразных углеводородов (см. рис. 1, Б). Если на глубине 1200—1300 м основная часть фракции $C_2—C_5$ состоит из этана, то глубже 1400 м главным компонентом этой фракции становится пентан. Повышенный выход углеводородных газов на глубинах ниже 1200 м, свидетельствующий о развитии деструктивных процессов и генерации подвижных продуктов (газов, битумоидов) за счет керогена, сопровождается изменением состава битумоидов и керогена. Начиная с 1200 м органическое вещество при низкотемпературном пиролизе выделяет значительно больше подвижных продуктов, выход которых дает представление о содержании углеводородных структур в составе битумоида. Доля таких структур в органическом веществе заметно возрастает в интервале глубин 1200—1600 м (см. рис. 1, В). Наблюдается также закономерное изменение параметра T_m . Хотя величины T_m не достигают значений, характеризующих главную фазу нефтеобразования (440—460 °C), тенденция к повышению T_m от 400 до 435 °C при увеличении глубины погружения образцов проявляется отчетливо [Галимов, Кодина, 1982]. Имеет место тренд в изменении состава битумоидов: возрастание с глубиной содержания малополярных компонентов, в том числе и углеводородов (см. рис. 1, Г) и снижение не только относительного, но и абсолютного выхода полярных смол и асфальтенов. Процесс обогащения битумоида алифатическими структурами отражают ИК-спектры битумоидов. В образцах из наиболее глубоко залегающих отложений видны характерные полосы поглощения — 1170, 1380 и 720 cm^{-1} , указывающие на повышенное содержание в составе битумоидов алифатических углеводородных структур [Галимов, Кодина, 1982].

Наблюдается отчетливая эволюция хлоринов. Если в верхних частях разреза наблюдаются хлорины, присутствующие в виде свободных оснований или Си-комплексов, то в нижней части их сменяют VO-порфирины. Особенностью океанского разреза является наличие переходной зоны, где хлорины сосуществуют с порфиринами. Такая зона наблюдается в разрезе Марокканской впадины (см. рис. 1, Д) и отмечалось ранее. Бейкером для других районов [Baker, Smith, 1975; Baker et al., 1979]. Однако на глубинах свыше 1300 м хлорины полностью исчезают. В наиболее глубоко залегающих образцах обнаружены не только Ni-, но и VO-порфирины. Качественное изменение состава n-алканов, обусловленное начавшимся на глубине более 1500 м их новообразованием, отмечено для образца, объединяющего три керна (416А-44, 47, 50) в нижней части исследованного разреза. Распространенность четных и нечетных алканов выравнивается. Индекс нечетности снижается до 1,27.

Таким образом, совокупность полученных данных позволяет утверждать, что хотя органическое вещество в исследованном разрезе 1600-метровой мощности остается сравнительно незрелым, существуют характерные признаки его геохимической эволюции, сопоставимые с теми, которые наблюдаются на соответствующих глубинах в континентальном осадочном разрезе. Изменение свойств органического вещества (включая увеличение содержания углеводородов), начинающееся на глубинах 1300—1600 м, вероятно, соответствует началу восходящей ветви кривой генерации углеводородов. Это позволяет рассматривать осадочные толщи океана мощностью более 2000—2500 м как отвечающие минимальным геохимическим предпосылкам с точки зрения возможности нефтеобразования.

ТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ЗОНАХ ПОВЫШЕННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Геологические условия Калифорнийского залива дают возможность исследовать поведение органического вещества в исключительно широком диапазоне температур. В придонных водах температура составляет 2—3 °C, а в зоне гидротермально измененных осадков (скв. 477) она достигает 280 °C [Drilling..., 1979].

Как показал анализ [Galimov et al., 1981], состав битумоида обнаруживает тесную связь со степенью термальных изменений органического вещества. В образцах, не затронутых термальным метаморфизмом, относительное содержание углеводов в битумоиде составляет 3—7%. Оно возрастает до 10—20% в образцах, подвергшихся умеренному термальному воздействию (обр. 477-7-1, 474А-40-3, 479-43-1), и достигает 30—50% в образцах, относящихся к зоне, подвергшейся заметным термальным изменениям (обр. 481А-13-6 и 477-16-5).

Мы расположили исследованные образцы в ряд по степени увеличения относительного содержания углеводов в составе битумоида независимо от скважины, из которой они были взяты. При этом выявилась характерная зависимость. Относительное содержание битумоида и относительное содержание углеводов в органическом веществе обнаруживают тенденцию к увеличению вплоть до некоторого максимума, который в данном случае приходится на керн 477-7-1 и затем уменьшается в наиболее термально измененных образцах. Именно таким образом ведут себя эти параметры в нормальном осадочном разрезе, с той разницей, что процесс этот в вертикальном масштабе растянут на несколько километров, а во временном — на несколько десятков миллионов лет. Максимальные значения указанных параметров достигаются на глубинах 2,5—4 км и отвечают главной фазе нефтеобразования. В этом случае мы имеем как бы быструю развертку процесса катагенеза от его начальных до конечных фаз в пределах 150—250-метровой толщи молодых (плейстоценовых) отложений.

В связи с этим можно отметить следующее. Подобное поведение компонентов органического вещества указывает на определенный механизм его термального преобразования. Суть его состоит в том, что с увеличением степени метаморфизма происходит углубляющееся диспропорционирование органических соединений на высокомолекулярные, конденсированные продукты, с одной стороны, и на низкомолекулярные, включая газообразные, — с другой.

Иногда полагают, что нисходящая ветвь содержания углеводов, характеризующая стадию апокатагенеза, обусловлена эмиграцией углеводов из породы на главной стадии нефтеобразования [Неручев, 1969]. В данном случае нет оснований предполагать миграцию. Тем не менее наблюдается уменьшение содержания углеводов в породе. Очевидно, это явление может быть связано не только с миграцией, но и с деструкцией жидких углеводов, точнее с диспропорционированием их на низкомолекулярную (газообразную) и высокомолекулярную (конденсированную) фракцию.

Об этом свидетельствуют и результаты анализа распределения изотопов углерода во фракциях битумоида. В слабо превращенных образцах (478-6-3, 479-43-1, 474-40-3 и 477-7-1) углерод выделенных фракций битумоида обнаруживает закономерное обеднение легким изотопом в ряду: углеводороды — гексан-бензольные смолы — бензольные смолы — бензол-метанольные смолы — асфальтены (рис. 4). Эта закономерность является отражением фундаментальной зависимости изотопного состава углерода биомолекул от величины их $\beta^{13}\text{C}$ -факторов [McKirdy et al., 1981]. Она определяет обедненность легким изотопом гетероатомных органических соединений по сравнению с углеводородными, полярных компонентов по сравнению с малополярными. Однако в обр. 477-16-5 и 481А-13-6 из термально измененной зоны характерные различия в изотопном составе фракций битумоидов отсутствуют. Изотопный состав углерода крайних по полярности фракций — углеводородов и асфальтенов — выравнивается. Следовательно, в зоне термального метаморфизма органическое вещество изменяется столь радикально, что распределение изотопов в нем практически утрачивает связь с изотопной композицией биологических предшественников. Происходит химическое взаимопревращение фракций битумоида, частичный переход их в нерастворимую часть (кероген) и в газ.

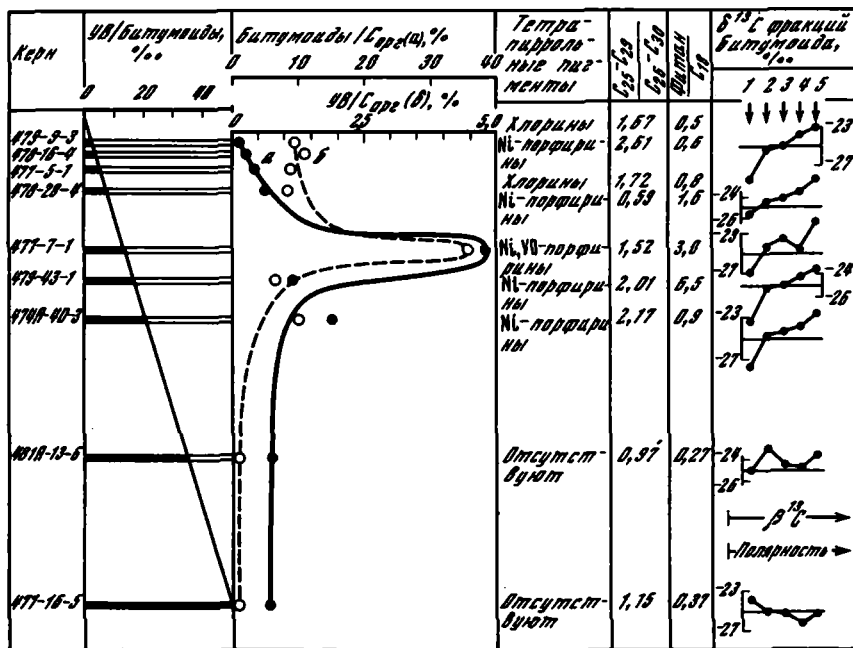


Рис. 4. Изменения параметров органического вещества в кернах из скважин Калифорнийского залива в зависимости от интенсивности термического воздействия

Фракции битумоида: 1 — углеводороды; 2 — гексан-бензолные смолы; 3 — бензолные смолы; 4 — бензол-метанольные смолы; 5 — асфальтены

Как видно на рис. 4, ряд параметров, характеризующих органическое вещество, показывает закономерное изменение с увеличением степени теплового воздействия.

Происходит замещение хлоринов металлопорфиринами, причем в обр. 477-7-1, отвечающем «главной фазе», появляются VO-порфирины. В обр. 477-16-5 и 481A-13-6, подвергшихся наиболее жесткому тепловому воздействию, порфирины оказались разрушенными.

Индекс нечетности (для высокомолекулярной части n-алканов) в малоизмененной зоне близок к 2. В обр. 477-7-1 он снижается до 1,52, хотя остается еще достаточно высоким. В наиболее термально метаморфизованных обр. 477-16-5 и 481A-13-6 преобладание нечетных алканов не установлено.

Изопреноиды обладают меньшей термической устойчивостью, чем n-алканы с тем же числом атомов углерода. Поэтому отношение фитан/н-С₁₈ зависит от температуры. Однако для малоизмененных и умеренно измененных образцов характерна зависимость этого параметра не от температуры, а от источника органического вещества и глубины его микробиологической переработки. Лишь с некоторого порога, которому отвечают термально измененные обр. 477-16-5 и 481A-13-6, наблюдается резкое уменьшение величины отношения фитан/н-С₁₈, обусловленное температурой.

Отмеченные изменения свойств органического вещества отвечают известным тенденциям, характеризующим геохимическую эволюцию органического вещества.

В то же время наблюдаемая картина изменений органического вещества в жестких термических условиях не полностью адекватна природному процессу созревания органического вещества, происходящему в течение длительного времени при умеренной температуре. Действительно, в распределении n-алканов в обр. 477-16-5 и 481A-13-6 отсутствует преобладание нечетных n-алканов над четными, что характерно для нефтяных углеводородов, вместе с тем битумоиды этих образцов не содержат тетрапиррольных пигментов, которые содержатся в нефтях. По относительному содержанию углеводородов обр. 477-7-1 соответствует главной фазе нефтеобразования, но такие показатели, как высокий индекс нечетности и высокое значение отношения фитан/н-С₁₈, а также присут-

стии Ni-порфиринов, свидетельствуют о геохимической незрелости органического вещества данного образца. Отсутствие полной аналогии между термальным метаморфизмом органического вещества и катагенетической эволюцией отмечалось исследователями, моделировавшими процесс превращения органического вещества посредством его пиролиза. Например, в пиролизате, как правило, повышено содержание «вторичных» терпанов C_{27} — C_{29} , увеличено содержание моретанов относительно гопанов, отсутствуют некоторые специфические стераны, образующиеся в природном процессе и содержащиеся в битумах [Seifert, 1978].

Указанные отклонения, очевидно, вызваны тем, что увеличение температуры влияет не только на скорость, но и на сам механизм процесса. Кроме того, в обстановке нормального катагенеза существенной представляется роль минеральной фазы не только в качестве катализатора, но и компонента термодинамически сопряженной системы минеральная фаза — органическое вещество [Галимов, 1973а; Галимов и др., 1981].

В заключение важно отметить также, что термальный метаморфизм органического вещества в осадочном разрезе Калифорнийского залива обусловлен скорее повышенным значением общего теплового потока, чем локальным термическим воздействием внедрившихся в осадочные отложения магм. Последние оказывают влияние на состав органического вещества лишь в зоне непосредственного контакта. На расстоянии, сопоставимом с мощностью интрузивного тела, следы термального изменения органического вещества уже практически отсутствуют.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемов В. Е. Углеводы в водах и донных осадках океана. — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 20—58.
- Артемов В. Е., Романкевич Е. А. Углеводы в донных осадках и иловых водах океана. — Геохимия, 1973, № 12, с. 1871—1880.
- Богородская Л. И., Голышев С. И., Конторович А. Э. Распределение стабильных изотопов углерода в органическом веществе различной генетической природы: VIII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 29—32.
- Вассович Н. Б., Архипов А. Я., Бурлин Ю. К., Соколов Б. А. Совершенствование методов оценки перспектив нефтегазонасыщенности осадочных бассейнов. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1979, № 6, с. 65—74.
- Галимов Э. М. О новой химической модели процесса нефтеобразования. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973а, с. 207—227.
- Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973б. 384 с.
- Галимов Э. М. Природа биогенного фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 256 с.
- Галимов Э. М., Кодина Л. А. Исследование органического вещества и газов в осадочной толще дна Мирового океана. М.: Наука, 1982. 228 с.
- Галимов Э. М., Кузнецов О. Л., Сороко Т. И. и др. Роль сейсмоструктурного фактора в процессах нефтеобразования: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. М.: ГЕОХИ, 1981, с. 1—3.
- Галимов Э. М., Мигдисов А. А., Ронов А. Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли. — Геохимия, 1975, № 3, с. 323—343.
- Голышев С. И., Конторович А. Э., Стасова О. Ф. Геохимия стабильных изотопов углерода в нефтях Сибири: VIII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 26—29.
- Грамберг И. С., Данюшевская А. И., Лопатин Б. Г., Шелованов Ю. С. Органическая геохимия нижнемеловых отложений восточной части Атлантического океана. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 4, с. 117—131.
- Дроздова Т. В. Геохимия аминокислот. М.: Наука, 1977. 199 с.
- Кодина Л. А., Генералова В. Н., Богачева М. П. Компонентный состав битумоидов отложений Марокканской впадины Атлантического океана. — Геохимия, 1979, № 1, с. 127—137.
- Кодина Л. А., Генералова В. Н., Галимов Э. М. Спорополинен и нерастворимое органическое вещество осадочных пород. — В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках (седиментах): VI Всесоюз. семинар Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 169—170.
- Неручев С. Г. Нефтепронизывающие свиты и миграция нефти. Л.: Недра, 1969. 240 с.
- Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Advances in organic geochemistry, 1979 / Ed. A. Douglas, J. Maxwell. — In: Proc. IX Intern. Meet. Organic Geochemistry. Oxford: Pergamon press, 1980, p. 784.
- Advances in organic geochemistry, 1981 / Ed. M. Bioroy et al. — In: Proc. X Intern. Meet. Organic Geochemistry. J. Wiley and Sons, 1981, p. 880.
- Aizenshtat Z., Baedeker M. J., Kaplan I. R. Distribution and diagenesis of organic compounds in JOIDES sediments from Gulf of Mexico and Western Atlantic. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, p. 1881—1898.

- Baker E. W., Palmer S. E., Huang W. Y. Early and intermediate chlorophyll diagenesis of Black Sea sediments: Sites 379, 380 and 381. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, pt 2, p. 707—717.
- Baker E. W., Smith G. D. Chlorophyll derivatives in DSDP Leg 31 sediments. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975, vol. 31, p. 629—633.
- Cross A. T., Thompson G. G., Zaitzeff J. B. Source and distribution of palynomorphs in bottom sediments of southern part of the Gulf of California. — Mar. Geol., 1966, vol. 4, p. 467—524.
- Deroo G., Herbin J. P., Roucace J. R., Tissot B. Organic geochemistry of some Cretaceous claystones from Site 391, Leg 44, Western North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 44, p. 593—598.
- Drilling in the Gulf of California. — Geotimes, 1979, vol. 24, № 7, p. 18—21.
- Galimov E. M. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in kerogen. — In: Kerogen / Ed. B. Durand. P.: Editions Technip, 1980, p. 271—299.
- Galimov E. M., Kodina L. A., Shirinsky V. G. et al. A study of organic matter from deep oceanic bore holes, Deep Sea Drilling Project Sites 415 and 416, in the Moroccan Basin. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 50, p. 575—605.
- Galimov E. M., Chinyonov V. A., Ivanov Ye. N. Isotopic composition of methane carbon and the relative content of gaseous hydrocarbons in the deposits of the Moroccan Basin of the Atlantic ocean (Deep Sea Drilling Project Sites 415 and 416). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 50, p. 615—623.
- Galimov E. M., Bannikova L. A., Steshenko L. Ye. Carbon and oxygen isotopes of carbonates from deposits of the Moroccan Basin, Deep Sea Drilling Project Sites 415 and 416. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 50, p. 669—675.
- Galimov E. M., Kodina L. A., Bogacheva M. P., Shirinsky V. G. Organic geochemical studies of samples from DSDP Leg 64 Sites 474, 477, 478, 479 and 481 in the Gulf of California. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1981, vol. 64, p. 819—836.
- Gaskell S. J., Morris R. I., Eglinton G., Calvert S. E. The geochemistry of a recent marine sediments of northwest Africa. An assessment of source of input and early diagenesis. — Deep-Sea Res., 1975, vol. 22, N 11, p. 777—783.
- Kodina L. A., Galimov E. M. Genesis and geochemical evolution of organic matter in the oceanic deposits of Morocco Basin in the Atlantic Ocean. — In: Advances in organic geochemistry, 1979. Oxford: Pergamon press, 1980, p. 393.
- Koons S. B. JOIDES cores: organic geochemical analysis of four Gulf of Mexico and western Atlantic sediment samples. — Geochim. et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, N 12, p. 1353—1358.
- McKirdy D. M., Aldridge A. K., P. J. M. Ypma. A geochemical comparison of crude oils from Pre-Ordovician carbonate rocks. — In: Abstrs of X Intern. Meet. Organ. Geochemistry, Bergen, 1981, p. 144.
- Migdisov A. A., Girin Yu. P., Galimov E. M. et al. Major and minor elements and sulfur isotopes of the Mesozoic and Cenozoic sediments at sites 415 and 416, Leg 50, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 50, p. 675—691.
- Rogers M. A., Van Hinte J. E., Sugden J. G. Organic carbon ^{13}C values from Cretaceous, Tertiary and Quaternary marine sequences in the north Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 12, p. 1115—1121.
- Seijert W. K. Steranes and terpanes in kerogen pyrolysis for correlation of oils and source rocks. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 5, p. 473—485.
- Simoneit B. R. T. Leg 41 sediments lipids-search for eolian organic matter in Recent samples and examination of black shale. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 41, p. 855—859.
- Simoneit B. R. T., Burlingame A. L. Study of the organic matter in the DSDP (JOIDES) cores, Legs 10—15. — In: Advances in organic geochemistry, 1973 / Ed. B. Tissot, F. Brenner. P.: Editions Technip, 1974, p. 629—649.
- Simoneit B. R. T., Mazurek M. A. Search for eolian lipids in the Pleistocene of Cape Bojader and lipid geochemistry of a Cretaceous mudstone, DSDP / IPOD Leg 47. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 47, pt 1, p. 541—570.
- Tissot B., Durand B., Espitalie J., Combaz A. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, vol. 58, N 3, p. 499—506.
- Teorin D. T., Hattingh W. H. J. Anaerobic Digestion. I. The microbiology of anaerobic digestion. — Water Res., 1969, vol. 3, p. 385—416.
- Van Andel T. H. Recent marine sediments of the Gulf of California. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1964, vol. 3, p. 216—310.

Е. С. БАЗИЛЕВСКАЯ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОКЕАНСКОГО ЛОЖА ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

В проблеме металлогении Мирового океана главная роль принадлежит железо-марганцевым образованиям в различных формах проявления — от металлоносных осадков до железо-марганцевых конкреций и корок. Железо-марганцевое оруденение наблюдается на океанском дне повсеместно в районах с низкими темпами осадконакопления: в пелагических областях, на вершинах и склонах подводных поднятий, на участках дна с высокими и стабильными скоростями течений и в других условиях длительного неотложения осадка.

В районах, прилегающих к континентам, скорости осадконакопления значительны. Здесь в осадочной толще обычны мощные восстановленные горизонты, продуцирующие вследствие диагенетических преобразований осадка рудные элементы и обогащающие ими иловые воды на границе с окисленными горизонтами. Таким образом, в районах океанского дна, не несущих явных признаков оруденения, происходят процессы, связанные с поставкой рудных элементов в водную толщу.

В последние годы появились многочисленные описания рудопроявлений, приуроченных к активным районам океанского дна, в частности к выходам гидротерм. Дискуссионным пока остается вопрос о базальтах как источнике рудного вещества для формирования железо-марганцевых отложений. В целом же нет сомнений, что все многообразие природных процессов, происходящих в океанах, приводит к образованию на дне специфических осадочных железо-марганцевых отложений, являющихся концентраторами значительной части других химических элементов, что придает им высокую экономическую ценность.

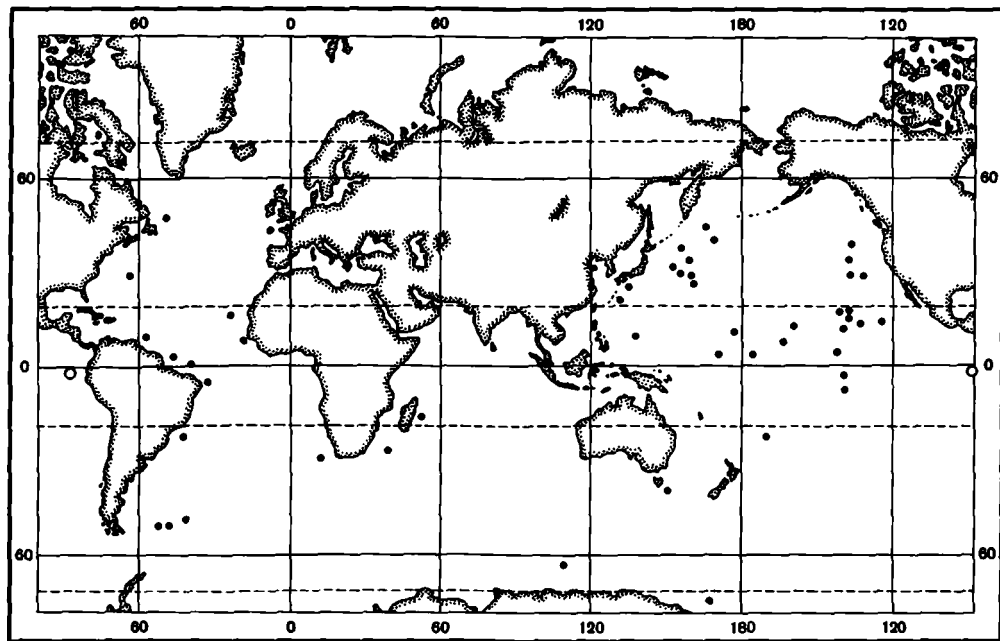
В настоящее время экономически развитые страны близки к промышленному использованию рудных залежей океанского дна. Активно проводится оценка рудных площадей, разрабатываются методы добычи и переработки железо-марганцевых конкреций.

Вместе с тем многие вопросы, связанные с происхождением, механизмом формирования, спецификой вещественного состава конкреций и другие, остаются пока не решенными. Среди них одним из существенных представляется вопрос об истории океанского рудообразования, ключом к решению которого может быть анализ данных глубоководного бурения.

Приступая к такому анализу, надо учитывать, что осадочная толща далеко не всегда может быть индифферентным консерватором рудных образований, чаще это динамичная среда, в которой происходят многообразные процессы химических, минеральных и механических преобразований. Последние в свою очередь могут быть нарушены при изменениях тектонических и гидродинамических условий океанского дна. Здесь возможны смыв и переотложение осадков, изменение в них окислительно-восстановительного потенциала, что способствует растворению и переотложению погребенных железо-марганцевых отложений. Сохранившиеся в осадках рудные включения не могли не испытывать тех же преобразований, что и осадки, для которых характерны уменьшение с глубиной содержания воды, пористости и увеличение плотности.

Значительно осложняет интерпретацию результатов и несовершенство техники бурения, применявшейся в первых 69 рейсах «Гломар Челленджера», в результате чего отдельные горизонты осадка могли смещаться, перемешиваться или полностью вымываться. Это особенно проявляется на контактах горизонтов с различными механическими свойствами, в частности при проходе бура через границы между вязким, пластичным осадком и рыхлыми и хрупкими железо-марганцевыми отложениями. Вероятно, далеко не все находившиеся в осадке железо-марганцевые конкреции были подняты с керном.

В то же время в рейсовых отчетах нередко фиксируется попадание поверхностных конкреций в керн более глубоких горизонтов. Такие случаи не всегда могут быть



• 1 ○ 2

Местоположение скважин, в которых вскрыты погребенные железо-марганцевые конкреции
1 — скважины глубоководного бурения; 2 — район Галапагосского спредингового центра

достоверно распознаны. Можно было бы продолжить перечень определенных трудностей, осложняющих интерпретацию данных глубоководного бурения. Тем не менее анализ первичных отчетов позволяет составить определенную картину особенностей распространения железо-марганцевых рудопоявлений в толще осадков, накопившихся в течение мезозойско-кайнозойской истории океанов. В приэкваториальной части Тихого океана рудное поле поверхностных конкреций между разломными зонами Клариян и Клипертон покоится на осадках, возраст которых с юга на север удревняется от плейстоцена до эоцена [Horn et al., 1973]. Иными словами, современные конкреции могут лежать на осадках любого возраста. Сложен вопрос и о возрасте самих конкреций, судить о нем позволяют определения скорости их роста. Наибольшее число исследований, основанных главным образом на радиометрических определениях, свидетельствует о крайне низких темпах их роста, не превышающих 10 мм/млн. лет. В то же время темпы осадконакопления в районах массового распространения конкреций в 1000 раз выше. Тем не менее огромные пространства океанского дна покрыты конкрециями, и пока наука не может удовлетворительно объяснить этот феномен. В одних случаях фиксируются значительные временные перерывы в накоплении осадков на уровне горизонтов с погребенными конкрециями, в других — конкреции захоронены в осадках, отлагавшихся непрерывно. Чрезвычайно многообразны условия, в которых формируются океанские осадки. По-видимому, наряду с погребением нельзя сбрасывать со счета и возможность размыва и обнажения ранее погребенных конкреций — эти твердые образования имеют физико-механические свойства, способствующие их отделению от осадка. Данные о динамике придонных течений в районах массового распространения поверхностных железо-марганцевых конкреций часто фиксируют высокие скорости этих течений, при которых неуплотненный тонкодисперсный осадок может смываться. Переотложение смытого осадка происходит на фоне нормального процесса осадконакопления, усиливаясь на отрицательных элементах рельефа. Происходит накопление тонкосмешанного осадка, состоящего из двух компонентов, которые практически неразличимы, особенно в древних отложениях. По-видимому, в таких условиях

повышенной седиментации могут захороняться конкреции (здесь рассмотрен наиболее простой вариант двухкомпонентного перемешивания). Все сказанное свидетельствует о значительной доле условности при реконструкции палеосреды захоронения конкреций.

Особый интерес представляют возможности сопоставления распространения современных и погребенных конкреций. На карте (см. рисунок) показаны скважины, вскрывшие погребенные железо-марганцевые отложения. Они составляют примерно десятую часть от общего числа пробуренных скважин. Однако это не может характеризовать частоту встречаемости погребенных конкреций по всей площади океанов, так как бурением пока не охвачены значительные площади океанского дна, потенциально перспективные на вероятность нахождения в осадках захороненных рудных отложений. В то же время заведомо бесперспективными являются многочисленные скважины, пробуренные в прибрежных областях, во внутренних и некоторых окраинных морях, где темпы осадконакопления столь значительны, что возникающие здесь восстановительные условия способствуют скорее образованию скоплений углеводородов, а не железо-марганцевых отложений. Поэтому сопоставление распространения современных (точнее поверхностных) и погребенных конкреций может быть проведено только для ограниченных районов океана.

К числу охарактеризованных бурением рудных площадей современных конкреций можно отнести поля Клариион — Клиппертон, Гавайское, Центрально-Тихоокеанское, Калифорнийское, отчасти Приантарктическое. В целом можно отметить, что осадочная толща, подстилающая поля современных конкреций, также несет многочисленные следы рудопроявлений на разных глубинах в осадках разного возраста — от мела до современно маломощны. По описанию Кронана [Gronan, 1973a, b], исследовавшего погребенные конкреции в районе Клариион — Клиппертон в приэкваториальной части Тихого океана, они вскрыты в большинстве пробуренных здесь скважин. В скв. 159—162, кроме того, вскрыты переслаивающиеся базальные металлоносные осадки. С востока на запад возраст базальных осадков удревняется от раннего миоцена до эоцена, соответственно возрастает и общая мощность отложений от 100 до 244 м. Особый интерес представляет проведенное Кронаном сопоставление химического состава погребенных и поверхностных конкреций. Оказалось, что они имеют большое сходство, причем вариации в составе погребенных конкреций хорошо соответствуют локальным вариациям в составе поверхностных. В зоне Клариион — Клиппертон погребенные конкреции в осадках средне-эоценового возраста, так же как и поверхностные, имеют рудные концентрации меди и никеля, превышающие в сумме 2,5%. Сходство химического состава погребенных и поверхностных конкреций отмечено и для скв. 267 в крайней юго-восточной части Индийского океана вблизи Антарктиды [Aumento, MacGillivray, 1975]. Здесь характерной чертой поверхностных конкреций является обедненность малыми элементами, что типично и для погребенных. Эти факты (пока малочисленные) приводят к необходимости признания известной стабильности в условиях формирования конкреций в определенных районах океана в течение длительных отрезков геологического времени — до 50 млн. лет, что сложно объяснить с позиции концепции спрединга. Что касается района Клариион — Клиппертон, то наличие промышленно ценных погребенных конкреций в относительно небольшой толще осадков, на наш взгляд, может представлять экономический интерес. Тем более, что осадочная толща здесь включает прослойки металлоносных осадков.

Особое значение в генезисе железо-марганцевого оруденения придается наличию базальных металлоносных осадков, которые рассматриваются как свидетельство гидротермальной активности в оси древнего спрединга [Gronan, 1973a]. Однако далеко не все факторы могут быть объяснены с позиций спрединговой концепции, в частности образование промежуточных горизонтов металлоносных осадков (скв. 159, 160, 162) с более высокими концентрациями металлов, чем в базальных слоях, или различие в степени обогащенности металлами базальных осадков, которая колеблется на целый порядок — от 0,9% Мп в скв. 161 до 9,55% в скв. 162.

При рассмотрении карты (см. рисунок) обращает на себя внимание существенное различие в расположении скважин, вскрывших погребенные конкреции в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. В Тихом океане они расположены преимущественно в районах открытого океана, в Атлантическом и Индийском океанах погребенных конкреций вскрыто значительно меньше (особенно в Индийском), и все они приурочены к окраинным районам. Анализ обстановки залегания погребенных конкреций также показывает существенные различия — в Тихом океане подавляющее большинство их захоронено в полностью окисленных осадках, в Атлантическом и Индийском океанах такие конкреции, как правило, погребены в относительно тонких прослоях окисленных осадков, контактирующих с восстановленными.

Надо отметить, что чередование прослоев осадков, отложившихся в окислительных и восстановительных условиях, характеризует неравновесное состояние системы. На контактах между этими крайними членами должны существовать зоны диагенетического уравнивания среды. Основными концентраторами рудообразующих элементов являются окисленные осадки — они несут в себе рудные выделения в концентрированной или рассеянной форме. В восстановленных осадках, как показывают данные глубоководного бурения, содержание металлов резко уменьшается, хотя и здесь нередко отмечаются выделения пирита. Что касается восстановленных соединений марганца, то они крайне редки. Осмысливание этих данных неизбежно приводит к выводу о вероятности процессов вторичного перераспределения металлов в осадках после их погребения, а это в свою очередь может обусловить образование повышенных концентраций металлов в осадках, расположенных в зонах геохимических барьеров, т. е. к образованию металлоносных осадков. Можно добавить, что сочетание окисленных и восстановленных осадков и процессы, происходящие на контактах между ними, отражают крайние условия описываемой физико-химической системы. Судя по приводимым данным о составе иловых вод, выделенных из осадочных пород глубоководного керна, колебания величин pH и Eh в них могут ощутимо изменяться только в окислительных условиях. По-видимому, это приводит к повышенным содержаниям металлов в отдельных прослоях полностью окисленных осадков, что наблюдается в природе. Из экспериментальных данных известно, что изменение pH на единицу стократно увеличивает осаждение марганца при одинаковых его концентрациях в растворе [Алексеевский, 1937].

Вообще, существующая сейчас в литературе недооценка физико-химических параметров существенно обедняет наши представления о природе процессов, происходящих на океанском дне. Связь образования железо-марганцевых рудопоявлений в осадочной толще только с концепцией спрединга приводит к необходимости поиска источника, поставляющего металлы. Для этого наиболее часто используется гипотеза Корлиса [Gorliss, 1971], согласно которой металлы извлекаются из пород фундамента просачивающейся в них морской водой при высоких температурах и давлении. Эта гипотеза нашла свое подтверждение в эксперименте — в запаянной ампуле из золота проводилась обработка базальта морской водой, которая показала возможность извлечения в раствор большей части породообразующих элементов [Bischoff, Dickson, 1975]. Результаты эксперимента без должного критического рассмотрения были перенесены в природу [Lyle, 1976]. Получилась внушительная цифра потока рудных элементов на океанское дно, в 3 раза превосходящая поступление марганца с речными взвесями. Нередко в публикациях эта гипотеза принимается в качестве установленного научного факта.

Рейсы 54 и 70 «Гломар Челленджера» были проведены в зоне молодого Галапагосского спредингового центра. Здесь было пробурено в общей сложности (с повторами) не менее 20 скважин. Скважины закладывались в районе развития холмов, образованных выходами гидротерм. Целью бурения было выяснение состава материала, слагающего гидротермальные холмы и изучение изменений в составе базальта, подстилающего 30-метровую осадочную толщу, перекрывающую выходы гидротерм. Этот район площадью около 200 км² рассматривался в качестве природной лаборатории, в которой можно было найти подтверждение указанной выше гипотезы.

Бурение показало, несколько неожиданную картину — гидротермальные или, точнее, гидротермально измененные осадки слагали верхнюю половину осадочной толщи; нижняя толща представлена нормальными пелагическими карбонатными или карбонатно-силикатными осадками [Hekinian et al., 1978; JOIDES..., 1980]. В разных скважинах верхняя измененная часть осадков достигает разных мощностей и нередко переслаивается с неизмененными осадками. Конфигурация этого переслаивания по разрезу в рядом расположенных скважинах различна, что говорит о локальном характере изменений в осадках. Проследить выходы гидротерм до базальтового основания пока не удалось. Складывается впечатление, что гидротермальные растворы, выходящие из трещин фундамента, проходят через низы уплотненной осадочной толщи тоже по трещинам. Достигая верхних более пластичных горизонтов осадка, растворы просачиваются через них, захватывая больший или меньший объем осадка и изменяя его состав. Выходы гидротермального раствора фиксируются в наддонных вершинах холмов различных размеров. По химическому составу измененные и обычные осадки различны [Hekinian et al., 1978]. В интересующем нас аспекте эти изменения сводятся к резкому снижению содержания марганца в измененных осадках (от $>1\%$ до $<0,1\%$) и увеличению содержаний железа, связанного в смектитах. Степень обеднения осадка марганцем и обогащения железом показывает локальные вариации, что объясняется разной степенью обработки осадков просачивающимся раствором. Последний характеризуется кислым, восстановленным составом и способен растворять ряд компонентов в пелагических осадках, включая марганец, и выносить их в наддонную воду [Базилевская, 1976, 1979] или обогащать ими верхние окисленные горизонты осадка. Железо-марганцевые инкрустации местами отмечены в районе холмов. Эти отложения не могут быть сплошными из-за растворяющего воздействия на них выходящих гидротермальных растворов, не компенсированных взаимодействием с веществом осадка. Это также приводит к повышению концентрации металлов в придонной воде.

В целом бурение в Галапагосском рифте не подтверждает гипотезы выноса рудообразующих элементов из базальта просачивающимися гидротермальными растворами.

На наш взгляд, обогащение наддонных вод марганцем и другими металлами в этом районе связано с выносом их гидротермальными растворами не из пород фундамента, а из ранее сформировавшейся толщи пелагических осадков. Молодой, позднекайнозойский возраст образования Галапагосского рифта не исключает существования здесь нормального пелагического осадкообразования в дорифтовый период. Эти осадки и являются источником рудного вещества.

Что касается базальтов, то бурение показало их свежий неизменный состав в этом районе. Служить источником металлов они не могут.

Как видно, описанная картина рудоотложения обусловлена главным образом изменениями физико-химических параметров океанской среды. Могут ли собственно гидротермальные растворы служить источником металлов для железо-марганцевых отложений? Вероятно могут, но фактов, подтверждающих это, на океанском дне пока не обнаружено.

Прямые определения, проведенные в высокотемпературном выбросе гидротермального раствора непосредственно из базальта (без осадочного покрытия) на 21° с. ш. в Калифорнийском заливе, свидетельствуют об отсутствии марганца в этом растворе [Spiess et al., 1980]. Другие сведения о марганценосности гидротермальных растворов основываются, как правило, на косвенных данных. Чаще всего отмечаются повышенные темпы осаднения марганца в активных структурах океана, где нередко наблюдаются мощные рудные корки. Но, во-первых, на океанском дне трудно встретить обнажающиеся выходы коренных пород, не покрытые марганцевыми корками. Их не всегда удастся поднять на борт, поэтому они часто остаются незамеченными. При спусках обитаемых подводных аппаратов эти отложения фиксируются на активных структурах океанского дна, но и спуски в открытом океане пока осуществлены только в этих структурах. Во-вторых, повышенная садка рудных элементов в районах с высокими значениями теплового потока, с выходами гидротерм объяснима изменениями физико-химических параметров, действующих на протяжении длительного геологического вре-

мени. Изменения окружающей среды в районах с выходами гидротерм настолько существенны, что здесь отмечено развитие специфической флоры и фауны, которая характеризуется гигантскими размерами [Corliss et al., 1979]. Это не может происходить в условиях, где имеют место выходы рудоносных, токсичных для жизни растворов. И хотя здесь отмечаются иногда повышенные содержания марганца в отдельных выходах, они не превышают тех его содержаний, которые отмечены в иловых водах океанских осадков [Шишкина и др., 1979; Klinkhammer, 1980]. Эти содержания не характеризуют исходный состав гидротермального раствора, поскольку в соседних выходах содержания марганца колеблются в 4 раза. Если бы химический состав гидротермального раствора был обусловлен выщелачиванием базальта, он не показывал бы вариаций в соседних выходах.

В итоге следует отметить, что анализ данных глубоководного бурения дает основание для некоторого переосмысления сложившихся представлений в отношении металлогении осадочного чехла. Он не подтверждает представлений о спрединговых центрах как источников, поставляющих металлы для образования железо-марганцевых отложений. Главным фактом, контролирующим железо-марганцевое оруденение в океанах, является благоприятное сочетание физико-химических параметров на океанском дне. Такие условия создаются в активных районах океана и независимо от дополнительных источников рудного вещества они способствуют ускоренному образованию относительно локальных железо-марганцевых отложений. Значительную роль при этом играют процессы растворения и переотложения ранее образованных марганценосных осадков под воздействием гидротермальных растворов. Эти регенерированные рудоносные отложения в силу их относительно быстрого образования характеризуются низким содержанием малых элементов [Базилевская, 1979].

Данные глубоководного бурения не позволяют в целом судить о первичных источниках рудного вещества, в качестве которых традиционно рассматриваются сносы суши и эндогенная поставка (либо с ювенильными растворами, либо путем различных форм разложения базальта). Соотношение этих двух главных источников оценивается по-разному у разных авторов [Железо-марганцевые..., 1976]. Можно говорить о существенной роли в океанском рудообразовании процессов вторичных преобразований рудных отложений. Конечный результат этих процессов оценивался как одно из проявлений эндогенной поставки металлов на океанское дно.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеевский Е. В. Активная двуокись марганца. Л.: ОНТИ, 1937. 257 с.
- Базилевская Е. С. Химико-минералогическое исследование марганцевых руд. М.: Наука, 1976. 95 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 287).
- Базилевская Е. С. К вопросу об источниках марганца в океанических отложениях. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5.
- Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. 300 с.
- Шишкина О. В., Гордеев В. В., Цветков Г. А., Гулин Ю. П. Некоторые данные о микроэлементах в иловых водах металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 217—223.
- Aumento F., MacGillivray I. M. Geochemistry of buried Miocene — Pleistocene ferromanganese nodules from the Antarctic ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975 vol. 28, p. 795—804.
- Bischoff J. L., Dickson F. W. Seawater-basalt interactions at 200 °C and 500 bars: Implications for origin of seawater chemistry. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 25, p. 385—397.
- Corliss I. B. The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 78, p. 8128—8138.
- Corliss I. B., Dymond J., Cordon L. I. et al. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift. — Science, 1979, vol. 203, p. 1073—1083.
- Cronan D. S. Basalt ferruginous sediments cored during Leg 16, DSDP. — In: Initial Reports of the DSD. Wash., 1973a, vol. 16, p. 598—604.
- Cronan D. S. Manganese nodules in sediments cored during Leg 16, DSDP. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973b, vol. 16, p. 605—608.
- Hekinian R., Rosendahl B. R., Cronan D. S. et al. Hydrothermal deposits and associated basement rocks from the Galapagos spreading center. — Oceanolog. acta, 1978, vol. 1, № 4, p. 473—482.
- Horn D. R., Horn B. M., Delach M. N. Ocean manganese nodules. — Nat Sci. Found. Techn. Rep., Wash., 1973, N 4, p. 57.

- JOIDES J., 1980, vol. 6, N 2, 90 p.
Klinkhammer G. P. Observations of the distribution of manganese over the East Pacific Rise. — *Chem. Geol.*, 1980, vol. 29, p. 211—226.
Lyle M. Estimation of hydrothermal manganese input to the oceans. — *Geology*, 1976, vol. 4, N 12, p. 733—736.
Spieß F. N. et al. East Pacific rise: Hot springs and geophysical experiments. — *Science*, 1980, vol. 207, N 4438, p.

УДК 552.11 + 552.31

О. А. БОГАТИКОВ, Ю. И. ДМИТРИЕВ

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ТИХООКЕАНСКИХ БАЗАЛЬТОВ

Под формационным типом океанских базальтов мы понимаем достаточно специфическую по составу ассоциацию базальтовых пород, сформировавшуюся в определенной структурно-геодинамической обстановке океанской литосферы. Если в ходе геологической истории региона эти условия сохраняются или повторяются, то воспроизводятся и свойственные им характерные черты проявлений базальтового магматизма. Типизация ассоциаций магматических пород, связанных с определенными геодинамическими режимами и структурами, необходима не только для познания общих зависимостей между магматизмом и тектоникой в геологической истории современных океанов, но и для надежного опознавания формаций океанских пород в составе континентальной земной коры.

Настоящая статья представляет собой не сбалансированный синтез существующих представлений о типах базальтовых ассоциаций, развитых в океанских регионах и их связях с геодинамическими режимами и структурами литосферы, а обобщение результатов исследований авторов по этой проблеме, выполненных в последние годы в отделе петрографии ИГЕМ АН СССР.

Мы ограничились рассмотрением формационных типов базальтов только океанского ложа и привлекли материалы по базальтовым ассоциациям океанских островов и островных дуг лишь для целей сопоставления.

Все изложенные ниже данные и выводы получены при обработке материалов рейса 54 б/с «Гломар Челленджер» в приэкваториальной части Восточно-Тихоокеанского поднятия, в зоне трансформного разлома Сикейрос и Галапагосского центра раздвижения [Дмитриев, 1981; Rosendahl et al., 1980], рейсов 6 и 31 в Филиппинском море [Дмитриев и др., 1979; Fisher et al., 1971; Karig et al., 1975], рейсов 66 и 67 в зоне Центрально-Американского желоба [Дмитриев, 1982; Dmitriev, 1982]. Были использованы также результаты изучения образцов базальтов, полученных при драгировках в ходе рейса 17 нис «Дмитрий Менделеев» в Филиппинском море [Геология..., 1978], а также другие опубликованные материалы по тихоокеанскому региону [Рудник, 1976; Леонова и др., 1978; Stark, 1963; Engel, 1965; McBirney, Williams, 1969; Bryan et al., 1972; Yeats et al., 1973; Larson, 1974; Anderson et al., 1976; Marsh, 1976; Batiza et al., 1977; Gorton, 1977; Lopes-Escobar et al., 1977; Robin, Tournon, 1978].

К крупным морфоструктурам океанского ложа, которые формируются при ведущей роли растяжения, относятся срединно-океанские хребты, менее протяженные разломы по границам литосферных блоков, разломы ложа окраинных морей и, с некоторой долей условности, трансформные разломы, в образовании которых существенную роль играли сдвиговые деформации.

Базальты структур растяжения представлены в большинстве своем нормальными недифференцированными, высокоглинозистыми и железистыми разностями. Базальты щелочной серии резко подчинены, а известково-щелочной — практически отсутствуют.

В петрографическом отношении среди базальтов срединно-океанских хребтов и зон разломов преобладают афировые и оливин-плагитофировые базальты с незначительным количеством вкрапленников. Менее распространены плагитофировые, пироксенофировые и пикритовые базальты. Общие особенности базальтов океанского ложа, отличающие их

от базальтов океанских островов и островных дуг, хорошо известны и выражаются, прежде всего, в различных уровнях содержания щелочей, титана, железа.

Стремление петрологов выявить четкие количественные различия между океанскими базальтами различной структурной приуроченности обусловило появление в литературе большого количества различных петрохимических параметров, отражающих соотношение тех или иных породообразующих компонентов в базальтах определенного формационного типа. Например, принято считать, что для базальтов срединно-океанских хребтов типичны значения отношения $K/Rb = 700-1700$, $Ba/Sr < 0,20$, $K_2O/(K_2O + Na_2O) < 0,10$ [Engel et al., 1965; Zell et al., 1971; Carmichael et al., 1974]. Эти значения статистически обоснованы, но не всегда обеспечивают надежное определение формационной принадлежности образцов океанских базальтов. В частности, базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия имеют отношение $K/Rb < 600$, Ba/Sr около 0,70 [Дмитриев, 1981]. Эти отклонения, возможно, связаны с подвижностью щелочей в ходе постмагматического преобразования океанских базальтов.

Представляется, что более надежным критерием формационной принадлежности морских базальтов могут служить соотношения элементов, менее подвижных в ходе вторичных процессов; к числу таких элементов относятся Ti, Al, Si.

Если нанести на диаграмму $Al_2O_3-TiO_2$ (рис. 1) анализы нормальных толентовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосского центра раздвижения, трансформного разлома Сикейрос, зон разломов Филиппинского моря вместе со средними анализами толентовых базальтов островных дуг и островов (табл. 1—4), то можно увидеть, что все эти анализы занимают поле между точками средних составов базальтов островных дуг и океанских островов.

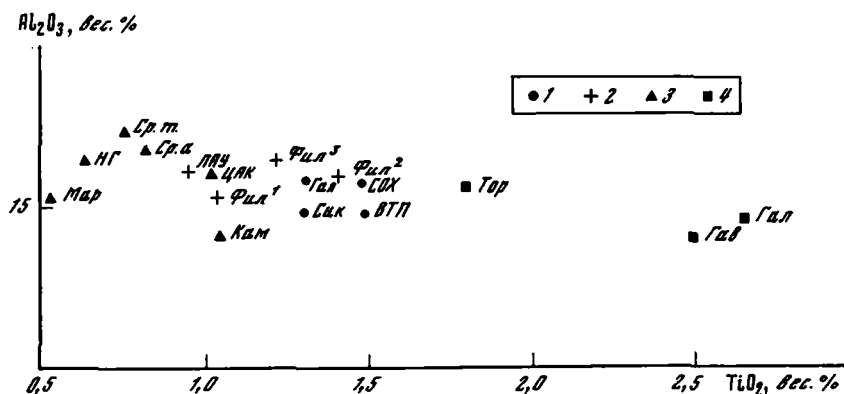
По величине отношения Ti/Al базальты всех перечисленных структур растяжения укладываются в диапазоны величин 0,06—0,14. Базальты островных дуг — более низкие.

Таким образом, можно сделать заключение, что недифференцированные базальты океанских структур растяжения, к которым относятся срединно-океанские хребты, а также разломы ложа океана и окраинных морей, достаточно надежно отделяются от базальтов океанских островов и островных дуг по петрохимическим параметрам.

Решим сначала вопрос о различиях в составе базальтов срединно-океанских хребтов и окраинных морей с океанской корой. Сравним базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия с базальтами зон разломов Филиппинского моря. Как было уже сказано, набор пород на свode Восточно-Тихоокеанского поднятия и в зонах разломов Филиппинского моря примерно одинаков, однако их соотношения заметно различаются. Если на Восточно-Тихоокеанском поднятии отчетливо преобладают афировые базальты, а плагиофировые резко подчинены, то в зонах разломов Филиппинского моря плагиофировые базальты имеют весьма широкое развитие. Существуют различия и в составе пород одного вида, но разной геоструктурной приуроченности. Так, афировые базальты зон разломов Филиппинского моря отличаются от базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия более высокими содержаниями плагиоклаза и его более кальциевым составом, большим содержанием оливина и меньшим — титаномagnetита.

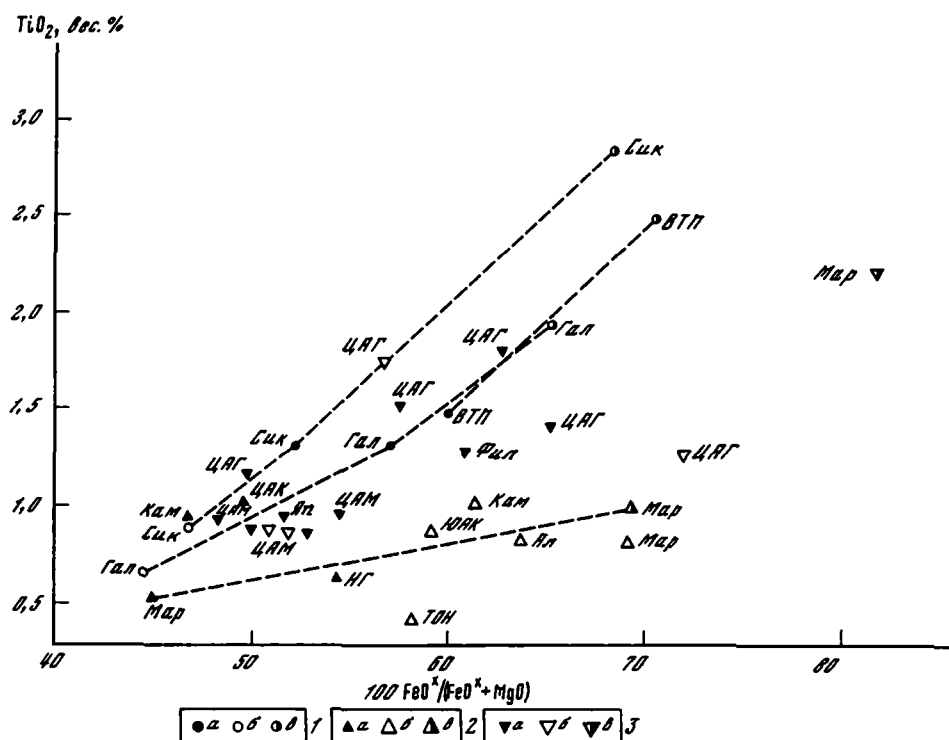
Выявляются отличия и при сопоставлении химических параметров базальтов срединно-океанского хребта и окраинного моря. Вернемся снова к диаграмме $Al_2O_3-TiO_2$ (см. рис. 1). Здесь видно, что афировые и плагиофировые базальты Филиппинского моря тяготеют к верхней левой части диаграммы, что указывает на их относительную обогащенность Al_2O_3 и обедненность TiO_2 по сравнению с базальтами Восточно-Тихоокеанского поднятия и средним составом базальта срединно-океанского хребта. Это означает, что химизм базальтов зон разломов Филиппинского моря имеет, так сказать, островодужный оттенок.

Сравнение базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и Галапагосского центра раздвижения показало, как это видно, например, на диаграмме $TiO_2-(100 \times FeO)/(FeO + MgO)$ (рис. 2), что они по существу являются членами единой серии эволюции нормальной базальтовой магмы, причем базальты Галапагосской зоны раздвижения имеют более примитивный характер по сравнению с базальтами Восточно-Тихоокеанского поднятия. Аналогичный вывод можно сделать при сопоставлении



Р и с. 1. Диаграмма Al_2O_3 — TiO_2

1 — срединно-океанские хребты, межплитные разломы, трансформные разломы (ВТП — Восточно-Тихоокеанское поднятие, Гал — Галапагосский центр раздвижения, Сик — трансформный разлом Сикейрос, СОХ — срединно-океанский хребет); 2 — краевые энзиматические моря (ЛАУ — бассейн Лау, Фил¹ — Филиппинская котловина, Фил² — бассейн Шикоку, Фил³ — Западно-Марианская котловина); 3 — островные дуги (Кам — Камчатка, Мар — Марианская, НГ — Новые Гебриды, ЦАК — Центрально-Американская Кордильера, Ср. а — средний базальт известково-щелочной серии островных дуг и активных континентальных окраин, Ср. т — средний базальт толентовой серии островных дуг и активных континентальных окраин); 4 — острова (Гав — Гавайские, Гал — Галапагос, Тор — Тортуга)



Р и с. 2. Диаграмма TiO_2 — $(100 \cdot FeO^*)/(FeO^* + MgO)$

1 — срединно-океанские хребты, межплитные разломы; 2 — островные дуги (Ал — Алеутская, Тон — Тонга, ЮАК — Южно-Американская Кордильера, остальные обозначения см. на рис. 1); 3 — глубоководные желоба (Фл — Филиппинский, ЦАМ — Центрально-Американский, Мексиканское сечение, ЦАГ — Центрально-Американский, Мексиканское сечение, Яп — Японский).

а — нормальные базальты; б — высокоглиноземистые базальты; в — ферробазальты

Таблица 1

Химический состав (в вес. %) базальтов морфоструктур океанского ложа

Компонент	Нормальные			Высокоглиноземистые	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,5	49,78	49,52	47,67	49,2
TiO ₂	1,3	1,31	1,49	0,65	0,88
Al ₂ O ₃	14,83	15,77	14,76	18,44	17,7
Fe ₂ O ₃	2,17	9,70	10,39	2,08	1,09
FeO	7,55	—	—	5,83	6,75
MnO	0,17	0,16	—	0,13	0,14
MgO	8,69	7,33	7,71	9,61	8,84
CaO	12,25	12,33	11,81	12,64	12,57
Na ₂ O	3,00	2,62	2,46	2,12	2,47
K ₂ O	0,12	0,19	0,19	0,11	0,05
H ₂ O ⁺	—	—	1,24	0,32	—
P ₂ O ₅	0,16	0,12	0,15	0,07	0,10
С у м м а	99,74	99,31	99,72	99,67	99,79
100 · FeO* / (FeO* + MgO)	52,1	57,0	60,0	44,5	46,7

Таблица 1 (окончание)

Компонент	Высокожелезистые			Средний
	6	7	8	9
SiO ₂	49,3	49,28	49,45	49,96
TiO ₂	1,93	2,83	2,48	1,48
Al ₂ O ₃	13,96	13,02	13,07	15,67
Fe ₂ O ₃	12,85	2,92	14,45	2,48
FeO	—	10,95	—	8,06
MnO	0,21	0,23	—	0,18
MgO	6,87	6,29	6,05	7,97
CaO	10,28	10,07	10,33	11,36
Na ₂ O	2,70	3,29	2,95	2,63
K ₂ O	0,18	0,25	0,38	0,29
H ₂ O ⁺	—	—	1,40	—
P ₂ O ₅	—	0,25	0,19	—
С у м м а	99,28	99,38	100,75	100,02
100 · FeO* / (FeO* + MgO)	65,2	68,3	70,5	56,4

* FeO = 0,9 × (Fe₂O₃ + FeO).

П р и м е ч а н и е. 1 — разлом Сикейрос, среднее из 17 анализов [Batiza et al., 1977]; 2 — Галапагосский центр раздвижения, среднее из 19 анализов [Рудник, 1976; Engel, Engel, 1965; Anderson et al., 1976; Dmitriev, 1982]; 3 — Восточно-Тихоокеанское поднятие, среднее из 16 анализов [Yeats, et al., 1973; Dmitriev, 1982]; 4 — впадина Хесса, среднее из 4 анализов [Рудник, 1976]; 5 — разлом Сикейрос, среднее из 2 анализов [Batiza et al., 1977]; 6 — Галапагосский центр раздвижения, среднее из 21 анализа [по материалам Рудник, 1976; Yeats et al., 1973; Anderson et al. 1975]; 7 — разлом Сикейрос, среднее из 4 анализов [Batiza et al., 1977]; 8 — Восточно-Тихоокеанское поднятие, среднее из 6 анализов [Yeats et al., 1973; Dmitriev, 1982]; 9 — срединно-океанский хребет, среднее из 200 анализов [Дмитриев, Шараськин, 1976].

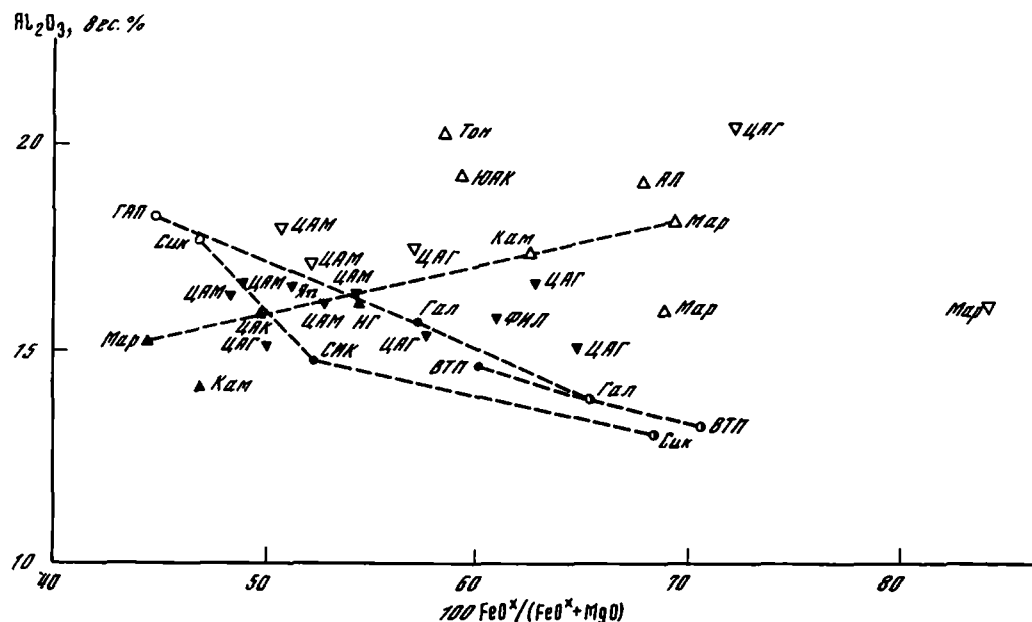
других петрохимических параметров этих пород, например Al₂O₃—(100×FeO)/(FeO+MgO) (см. рис. 3), соотношения K₂O—Na₂O+K₂O (см. рис. 4). Однако если базальты межплитных разломных зон являются членами единого эволюционного ряда с базальтами срединно-океанских хребтов, то базальты трансформных разломов отличаются от них вполне отчетливо. Базальтовая ассоциация зон трансформных разломов характеризуется большим петрографическим разнообразием. Наряду с нормальными, высокоглиноземистыми и железистыми базальтами здесь встречаются также субщелоч-

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) нормальных базальтов окраинных морей

Компонент	Бассейн Лау [Hawkins, 1976]	Филиппинское море		
		Филиппинская котловина [Дмит- риев, 1981; Zaka- riadze, et. al., 1981]	Бассейн Шикоку [Dick et al., 1980]	Западно-Мариан- ская котловина [Дмитриев, 1981; Zakariadze et al., 1981]
SiO ₂	48,75	48,66	49,87	48,19
TiO ₂	0,95	1,04	1,41	1,22
Al ₂ O ₃	16,12	15,20	15,84	16,37
Fe ₂ O ₃	1,69	2,54		5,12
FeO	6,94	7,95	8,97	4,55
MnO	0,15	0,19	0,16	0,14
MgO	9,29	8,54	6,90	6,56
CaO	12,85	11,24	11,74	11,27
Na ₂ O	1,92	2,02	2,76	2,74
K ₂ O	0,12	0,3	0,25	0,33
H ₂ O ⁻	0,21	0,64	—	1,49
H ₂ O ⁺	0,30	1,18	—	1,45
P ₂ O ₅	0,07	0,13	0,17	0,11
Сумма	99,63	99,63	98,07	99,54
Количество анализов	8	4	—	3
100 · FeO* / (FeO* + MgO)	47,7	54,5	56,5	58,3

ные и щелочные базальты. На диаграммах $TiO_2 - (100 \times FeO) / (FeO + MgO)$ (см. рис. 2), $Al_2O_3 - (100 \times Fe) / (FeO + MgO)$ (см. рис. 3), $K_2O - (Na_2O + K_2O)$ (см. рис. 4) хорошо видно, что базальты трансформного разлома Сикейрос образуют самостоятельные ряды дифференциации, отличаясь от базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия большим содержанием TiO_2 , меньшим — Al_2O_3 и K_2O . Другие отличия заключаются в относительной обогащенности базальтов трансформного разлома Fe, P и обедненностью Si, Al, Mg и Ca.

Рис. 3. Диаграмма $Al_2O_3 - (100 \cdot FeO^*) / (FeO^* + MgO)$

Условные обозначения см. на рис. 1, 2

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) базальтов островных дуг

Компонент	Нормальные				Высокоглиноземистые	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,1	49,69	52,06	48,73	49,19	50,94
TiO ₂	0,53	1,05	1,02	0,63	0,42	0,86
Al ₂ O ₃	15,3	14,08	15,96	16,39	20,61	19,34
Fe ₂ O ₃	2,83	4,83	5,00	1,74	2,93	1,58
FeO	4,84	4,42	3,50	8,70	5,63	7,15
MnO	0,14	0,21	—	0,20	—	0,16
MgO	9,24	9,99	8,13	8,63	5,93	5,94
CaO	9,68	10,56	9,50	12,09	11,78	9,14
Na ₂ O	2,11	2,68	2,85	2,05	1,21	3,31
K ₂ O	0,49	0,96	1,62	0,68	0,24	0,55
H ₂ O ⁻	2,90	—	0,18	—	—	0,71
H ₂ O ⁺	1,68	—	0,32	—	—	—
P ₂ O ₅	0,04	0,33	—	0,15	0,01	0,22
Сумма	99,88	98,80	100,14	99,99	97,95	99,9
100 · FeO* / FeO* + MgO)	44,4	46,7	49,6	54,3	58,2	59,1

Таблица 3 (окончание)

Компонент	Высокоглиноземистые			Высоко- железистые	Средний	
	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	51,92	50,57	51,52	51,2	50,40	49,70
TiO ₂	1,01	0,83	0,81	0,98	0,82	0,75
Al ₂ O ₃	17,72	19,26	18,29	16,0	16,69	17,28
Fe ₂ O ₃	3,79	4,29	4,19	4,2	4,02	3,64
FeO	5,66	5,10	5,9	7,8	5,50	7,02
MnO	0,18	0,18	0,09	0,17	0,18	0,18
MgO	5,71	5,08	4,3	5,1	7,60	6,35
CaO	9,10	10,38	10,27	7,4	10,29	11,52
Na ₂ O	2,99	3,34	2,72	2,7	2,92	1,97
K ₂ O	1,02	1,15	0,67	0,75	1,20	0,24
H ₂ O ⁻	—	—	0,12	0,31	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,14	0,37	—	—
P ₂ O ₅	0,32	0,22	0,10	0,19	0,24	0,12
Сумма	99,42	100,4	99,12	97,17	99,86	98,77
100 · FeO* / (FeO* + MgO)	61,4	63,8	69,2	69,4	54,5	61,9

Примечание. 1 — Марианская островная дуга, среднее из 2 анализов [Stark, 1963]; 2 — Камчатка, среднее из 22 анализов [Леонова и др., 1978]; 3 — Центрально-Американская кордильера, вулкан Ирапу [Robin, Tourgon, 1978]; 4 — островная дуга Новые Гебриды [Gorton, 1977]; 5 — островная дуга Тонга [Bryan et al., 1972]; 6 — Южно-Американская кордильера, вулкан Касабланка [Loper-Escobar et al., 1977]; 7 — Камчатка, среднее из 131 анализа [Леонова и др., 1978]; 8 — Алеутская островная дуга [Marsh, 1976]; 9 — Марианская островная дуга, среднее из 8 анализов [Stark, 1963; Larson, 1979]; 10 — то же, среднее из 4 анализов [Stark, 1963; Larson, 1979]; 11 — островные дуги и активные континентальные окраины, базальт известково-щелочной серии [Лутц, 1980]; 12 — островные дуги и активные континентальные окраины; базальт-толеитовой серии [Лутц, 1980].

Все эти особенности показывают, что если базальты окраинного моря имеют некоторые черты сходства с базальтами островных дуг, то базальты трансформного разлома по ряду признаков приближаются к базальтам океанских островов.

Таким образом, на основании петрографических и петрохимических критериев среди толеитовых базальтов океанских структур растяжения можно выделить следующие

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) нормальных толентовых базальтов Тихого океана

Компонент	О-в Тортуга [Batiza, 1978]	Гавайские острова [McDonald, 1968]	О-ва Галапагос [Anderson et al., 1975]
SiO ₂	48,95	49,40	48,36
TiO ₂	1,79	2,50	2,65
Al ₂ O ₃	15,48	13,90	14,53
Fe ₂ O ₃	2,24	3,00	11,73
FeO	7,90	8,50	
MnO	0,17	0,20	0,23
MgO	7,64	8,40	6,63
CaO	11,58	10,30	11,45
Na ₂ O	3,44	2,20	2,69
K ₂ O	0,17	0,40	0,36
P ₂ O ₅	0,20	0,30	0,25
С у м м а	99,56	99,1	98,88
100 • FeO * / (FeO * + MgO)	56,5	57,1	63,3
Количество анализов	4	200	2

щие формационные типы: 1) базальты срединно-океанских хребтов и межплитовых зон разломов; 2) базальты окраинных морей; 3) базальты трансформных разломов.

Специального рассмотрения заслуживает вопрос о формационной принадлежности базальтов, развитых в зоне перехода от океана к островным дугам, т. е. в полосе, примыкающей к глубоководному желобу. Морфологически эта зона обычно характеризуется так называемым краевым, или прижелобовым, валом.

Изучение базальтов внешней части Центрально-Американского желоба по кернам скважин, пробуренных в рейсах 66 и 67 «Гломар Челленджера» (см. рис. 5) на оси желоба (скв. 500), в 11 км (скв. 487) и 22 км (скв. 495) от оси желоба, дало несколько неожиданные и, как нам представляется, важные в теоретическом отношении результаты. Дело в том, что и мобилисты [Le Pichon et al., 1973] и фиксисты [Лутц, 1980] согласно считают, что базальты, развитые по внешней стороне желоба, являются типичными океанскими базальтами, не отличающимися от тех, которые изливаются в сводовых зонах срединно-океанских хребтов.

В соответствии с предполагаемой скоростью движения плиты Кокос 7—9 см/год [Неу et al., 1977] базальты внешней зоны Центрально-Американского желоба, залегающие под отложениями верхнего миоцена, должны были образоваться за многие сотни километров от места их нынешнего залегания, в типично океанской обстановке. Между тем базальты Центрально-Американского желоба заметно отличаются от базальтов главных морфоструктурных элементов примыкающей части Тихого океана, т. е. Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосского центра раздвижения и таких трансформных разломов, как Сикейрос.

Петрографически базальты Центрально-Американского желоба представлены оливин-плагнофировыми и плагнофировыми разностями, с содержанием вкрапленников плагиоклаза до 11%, в то время как в зонах генерации типично океанских базальтов обычно преобладают афировые базальты. Нет соответствия и в химическом составе ассоциации базальтов желоба и упомянутых выше морфоструктур Тихого океана. Набор пород в кернах скважин, пробуренных на Восточно-Тихоокеанском поднятии, в Галапагосском центре раздвижения, в зоне трансформного разлома Сикейрос не является вполне идентичным, но в пределах всех этих морфоструктур имеются ферробазальты, в то время как в зоне Центрально-Американского желоба развиты только нормальные и высокоглиноземистые базальты (табл. 5, 6), а ферробазальты отсутствуют.

Имеются специфические отличия и в составе однотипных по химизму пород из зоны желоба и океанских структур растяжения. Так, сравнение нормальных базальтов желоба и океанских морфоструктур показывает, что, несмотря на наличие области перекрытия

Таблица 5

Химический состав (в вес. %) нормальных базальтов внешней зоны глубоководных желобов

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,80	49,20	48,20	50,10	48,33	47,80
TiO ₂	1,47	1,51	1,81	1,18	1,49	0,86
Al ₂ O ₃	15,15	15,60	16,80	15,30	15,71	16,47
Fe ₂ O ₃	6,03	2,72	3,61	2,06	3,61	4,82
FeO	3,80	7,27	6,29	6,69	6,01	3,94
MnO	0,21	0,16	0,12	0,17	0,17	0,16
MgO	5,05	7,24	5,70	8,67	6,67	6,97
CaO	13,94	11,58	11,07	11,16	11,94	13,99
Na ₂ O	3,02	2,98	3,01	2,31	2,83	2,21
K ₂ O	0,32	0,075	0,63	0,053	0,27	0,19
H ₂ O ⁻	0,82	0,52	0,60	—	0,48	—
H ₂ O ⁺	2,08	1,08	1,71	1,95	1,71	2,21
P ₂ O ₅	0,18	0,19	0,26	0,10	0,18	—
CO ₂	2,11	—	0,42	0,24	0,69	—
S	—	0,10	0,02	0,07	0,05	0,02
F	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02
Cl	0,07	0,06	0,06	0,04	0,04	0,14
Cr ₂ O ₃	0,05	0,05	0,04	0,06	0,05	0,058
V ₂ O ₅	0,05	0,05	0,5	0,05	0,05	0,046
Li ₂ O	0,0050	0,0016	0,0017	0,0023	0,003	—
Rb ₂ O	0,0009	0,0007	0,0018	0,0005	0,001	—
Cs ₂ O	0,0021	0,0002	0,0002	0,0002	0,0008	—
Сумма	100,20	100,42	100,44	100,24	100,32	99,90
100 · FeO * / (FeO * + MgO)	64,6	57,3	62,6	49,6	58,13	54,3

Примечание. 1—10 — Центрально-Американский желоб, образцы: 1 — 495-48-1-83, 2 — 495-48-4-93, 3 — 500-18-1-36, 4 — 500B-3-1-64, 5 — среднее из 4 анализов, 6 — 487-20-1, 2-9 см, 7 — 487-20-1, 45—49 см,

составов, базальтам желобов свойственны относительно повышенные значения содержания Al₂O₃, CaO и пониженные — TiO₂. Высокоглиноземистые базальты желоба отличаются от типично океанских высокоглиноземистых базальтов существенно более высокими значениями коэффициента фракционирования, т. е. отношения Fe/(Fe + Mg).

Не трудно заметить, что все упомянутые различия между базальтами желоба и базальтами океанских морфоструктур сближают базальты желоба с базальтами островных дуг, от которых их, в свою очередь, отличают более высокие содержания TiO₂ и более низкое значение отношения K₂O/(K₂O + Na₂O).

Все эти факты позволяют сделать заключение, что базальты зоны глубоководного желоба образуют серию пород, являющуюся по составу переходной между типичными океанскими базальтами и базальтами островных дуг. Для проверки этой идеи данные по составу базальтовых серий Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосского центра раздвижения, трансформного разлома Сикейрос, островных дуг Тихого океана (Марианский, Тонга, Новых Гебрид, Алеутской), Центрально-Американских и Южно-Американских Кордильер (табл. 7) были вместе с данными по желобам Центрально-Американскому, Филиппинскому, Марианскому и Яп (имеются в виду базальты океанского склона желоба) нанесены на диаграммы TiO₂—(100 · FeO)/(FeO + MgO), Al₂O₃—(100 · FeO)/(FeO + MgO), K₂O—(K₂O + Na₂O).

На диаграмме TiO₂—(100 · FeO)/(FeO + MgO) (см. рис. 2) видно, что между зонами трендов эволюции океанских и островодужных базальтов существует сектор, в пределах которого располагаются фигуративные точки составов только базальтов глубоководных желобов, которые по содержанию Ti, таким образом, действительно являются породами, промежуточными между породами океанских и островодужных базальтовых ассоциаций. Интересно отметить, что тренды дифференциации океанских и островодужных базальтов как бы расходятся из точки, отвечающей отношению Fe/Mg 40—41 и содержанию TiO₂ порядка 0,4—0,5%, т. е. параметрам, характерным для таких пород, как пикриты и коматиты.

7	8	9	10	11	12
48,60	47,70	47,90	48,0	46,92	49,55
0,93	0,86	0,88	0,88	1,29	0,94
16,40	16,38	16,70	16,49	15,89	16,59
1,33	4,35	2,24	3,19	6,56	3,18
7,35	4,45	7,03	5,69	4,48	5,58
0,13	0,55	0,19	0,25	0,18	0,17
9,23	7,54	9,44	8,30	6,75	8,09
12,78	14,02	12,32	13,40	12,34	11,55
1,91	2,12	1,87	2,03	2,23	2,55
0,10	0,18	0,074	0,14	0,32	0,35
—	—	—	—	0,64	0,66
0,98	1,44	0,87	1,38	1,68	0,50
0,07	—	0,09	0,04	0,12	0,09
0,15	—	—	—	0,76	0,18
0,06	0,02	0,06	0,01	0,04	—
0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	—
0,03	0,19	0,07	0,11	Сл.	—
0,06	0,019	0,05	0,05	0,06	—
0,04	0,02	0,01	0,03	0,06	8
0,0016	—	0,0013	0,0015	0,06	—
0,0013	—	0,0007	0,0010	0,032	—
0,0006	—	0,0004	0,0005	—	—
100,17	99,86	100,27	100,4	100,34	99,98
48,1	52,6	48,9	50,8	60,6	51,1

8 — 487-20-2, 50—65 см, 9 — 487-20-2, 80—84 см, 10 — среднее из 4 анализов; 11 — Филиппинский желоб, обр. 291-5-5-2—67 [Дмитриев и др., 1979]; 12 — желоб Яп. среднее из 2 анализов.

Тренды изменения содержаний Al_2O_3 при изменении величины коэффициента фракционирования (рис. 3) для океанских и островодужных базальтов прямо противоположны, причем хорошо видно, что в островодужных сериях высокоглиноземистые базальты занимают существенно более продвинутое положение в рядах дифференциатов по сравнению с положением высокоглиноземистых базальтов в рядах дифференциации океанских базальтов. Базальты глубоководных желобов, как и на предыдущей диаграмме, занимают в большинстве своем положение, промежуточное между базальтами океана и островных дуг, как бы лежащее на биссектрисе между расходящимися трендами тех или других. Аналогичный вывод можно сделать и по диаграмме $K_2O-(K_2O+N_2O)$ (рис. 4). Наконец, на диаграмме $MgO-FeO-Na_2+K_2O$ (рис. 5), которая используется как для выявления положения пород в ряду дифференциации толентовой базальтовой магмы, так и для дискриминации ее производных от пород известково-щелочной серии [Irvine, Baragar, 1971], видно, что точки базальтов глубоководных желобов как бы трассируют границу между полями толентовых океанских и известково-щелочных островодужных пород.

Все сказанное позволяет, по нашему мнению, сделать вывод о наличии в зонах глубоководных желобов местных проявлений магматизма и формировании здесь базальтовых пород, переходных по своему составу от типично океанских к островодужным.

Специфичность состава базальтов глубоководных желобов и важное значение этих морфоструктур в тектоническом строении ложа океана дает основание выделить ассоциацию соответствующих пород в самостоятельный формационный тип (см. рис. 5).

* * *

Изучение петрографии и петрохимии базальтов основных морфоструктур ложа по материалам глубоководного бурения в Тихом океане позволяет выделить следующие формационные типы океанских базальтов:

1) базальты срединно-океанских хребтов и межплитовых зон разломов, высокоглино-

Таблица 6

Химический состав (в вес. %) высокоглиноземистых базальтов внешней зоны Центрально-Американского желоба

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47,50	48,0	47,75	47,20	48,20	47,7
TiO ₂	1,27	1,74	1,51	0,89	0,87	0,88
Al ₂ O ₃	20,55	17,55	19,05	18,00	17,10	17,6
Fe ₂ O ₃	6,47	3,60	5,04	2,75	3,72	3,24
FeO	3,08	5,31	4,20	6,08	5,20	5,64
MnO	0,07	0,12	0,10	0,11	0,11	0,11
MgO	3,42	6,50	4,96	8,43	7,94	8,19
CaO	11,17	11,18	11,18	13,14	12,67	12,91
Na ₂ O	2,90	2,88	2,89	1,87	2,08	1,98
K ₂ O	0,72	0,42	0,57	0,10	0,10	0,10
H ₂ O ⁻	0,72	0,35	0,54	—	0,28	0,14
H ₂ O ⁺	1,68	2,03	1,86	1,01	1,72	1,37
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,25	0,03	0,04	0,04
CO ₂	0,18	—	0,09	0,39	—	0,28
S	0,06	0,03	0,04	0,06	0,02	0,04
F	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Cl	0,15	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04
Cr ₂ O ₃	0,09	0,05	0,07	0,06	—	0,06
V ₂ O ₅	0,05	0,06	0,06	0,05	—	0,05
Li ₂ O	0,0011	0,0012	0,0012	0,0013	0,0057	0,0035
Rb ₂ O	0,0010	0,0010	0,0010	0,0006	0,0004	0,0005
Cs ₂ O	0,0028	0,0002	0,0015	0,0004	0,0006	0,0005
Сумма	100,37	100,15	100,22	100,24	100,29	100,40
100 • FeO* / (FeO* + MgO)	72,2	56,8	63,8	50,4	51,8	51,1

Примечание. Образцы: 1 — 500-19-9, 2 — 500-19-1-52, 3 — среднее из 2 анализов, 4 — 487-20-1, 15-19 см, 5 — 487-20-1, 113—115 см, 6 — среднее из 2 анализов.

земистые, нормальные и железистые, афировые или оливин-плагнофировые; базальты межплитных зон разломов более примитивны по сравнению с базальтами срединно-океанских хребтов;

2) базальты энзиматических окраинных морей отличаются от базальтов срединно-океанских хребтов и межплитных зон разломов существенной ролью плагнофировых разностей, большей основностью и относительной обогащенностью Al и Ti, что сближает их с толентовыми базальтами островных дуг;

3) базальты трансформных разломов заметно обогащены Ti, Fe, P и обеднены Al, Si, Ca; по ряду признаков они приближаются к толентовым базальтам океанских островов;

4) базальты глубоководных желобов, образовавшиеся в этих морфоструктурах, плагнофировые и оливин-плагнофировые, высокоглиноземистые и нормальные, по содержаниям Ti, Al и Ca занимают промежуточное положение между толентовыми базальтами ложа океана и островных дуг.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1978. 261 с.
- Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я. Основные черты магматизма дна океанов. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 173—189.
- Дмитриев Ю. И. Формационный тип базальтов океанских структур растяжения. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 374—395.
- Дмитриев Ю. И. Островодужные черты в базальтах Центрально-Американского желоба. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982, с. 99—116.
- Дмитриев Ю. И., Соловова И. П., Долинина Ю. В., Муравицкая Г. Н. Петрология базитов Филиппинского моря по данным глубоководного бурения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 4, с. 19—33.

Леонова Л. Л., Пополитов Э. И., Волюнец О. Н. и др. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. — В кн.: Петрологические исследования основных пород островных дуг. М.: Наука, 1978, с. 157—176.

Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Наука, 1980. 247 с.

Рудник Г. Б. Магматические и метаморфические породы впадины Хесса. — В кн.: Геологические и геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 116—125.

Anderson R. N., Claue D. A., Klitgord K. D. et al. Magnetic and petrologic variation along the Galapagos spreading centre and their relation to the Galapagos melting anomaly. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 683—694.

Anderson R. N., Schilling J. G., Vogt P. Rare-earth, Fe and Ti variations along Galapagos spreading centre and their relationship to the Galapagos mantle plume. — Nature, 1976, vol. 261, N 5556, p. 108—113.

Batiza R. Geology, petrology and geochemistry of Island Tortuga, a recently formed tholeiitic island in the Gulf of California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 9, p. 1309—1321.

Batiza K., Rosendahl B. R., Fisher R. L. Evolution of oceanic crust. Pt III. Petrology and chemistry of basalts from the East Pacific Rise and Siqueiros fracture zone. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, p. 265—276.

Bryan W. B., Stice G. D., Ewart A. Geology, petrography and geochemistry of the volcanic island Tonga. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, p. 1556—1585.

Carmichael I. S. E., Turner F. G., Verhoogen J. Igneous petrology. N. Y.: McGraw-Hill, 1974. 430 p.

Dick J. B., Marsh N. G., Bullen T. D. Deep Sea Drilling Project, Leg 58, abyssal basalts from the Shikoku basin: their petrology and major-element geochemistry. In: Initial Reports of DSDP. Wash., 1980, vol. 58, p. 843—872.

Dmitriev Y. I. Basalts of the Mid-America trench (Guatemala transect) and their correction with oceanic and island arc tholeiites. — In: Initial Reports of DSDP. Wash., 1982, vol. 67, p. 577—584.

Engel C. G., Chase T. E. Composition of basalts dredged from seamounts of the West coast of Central America. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1965, 525 c, p. 161—163.

Engel A. E., jun., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, N 7, p. 719—734.

Fischer A. G., Heezen B. C., Boyce R. E. et al. — Initial Reports of the DSDP. Wash., 1971, vol. 6, p. 578.

Gorton M. P. The geochemistry and origin of Quaternary volcanic in the New Hebrides. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, p. 1257—1270.

Hawkins J. W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 8, N 3, p. 283—297.

Hey R. J., Leonard G., Louvie A. Recent plate motions in the Galapagos area. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, p. 1385—1403.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the Common volcanic rocks. — Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, N 5, p. 523—547.

Karig D. E., Ingle J. C., Bouma A. H. et al. — Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975. Vol. 31. 927 p.

Larson E. E. Major element petrochemistry of some extrusive rocks from the volcanically active Mariana Islands. — Bull. Volcanol., 1979, vol. 38, N 2, p. 361—377.

Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J. Plate tectonics. Amsterdam, London: New Elsevier Sci. Publ. co, 1973. 439 p.

Lopes-Escobar L., Frey F. A., Verga M. Andesites and high-alumina basalts from the Central South Chili High Andes: Geochemical bearing on their petrogenesis. — Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 63, N 3, p. 199—228.

Macdonald G. A. Composition and origin of Hawaiian lavas. — In: Studies in volcanology. Mem. Geol. Soc. Amer., 1968, vol. 116, p. 517—522.

Marsh B. D. Some Aleutian andesites: their nature and source. — J. Geol., 1976, vol. 84, p. 27—45.

McBirney A. R., Williams H. Geology and petrology of the Galapagos Islands. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1969, N 118, p. 139—169.

Robin C., Tournon J. Spatial relation of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America. — Canad. J. Earth Sci., 1978, vol. 15, N 1, p. 1633—1641.

Rosendahl B. R., Hekinian R., Natland J. H. et al. Ocean crust geothermal processes: a perspective from the vantage of Leg 54 drilling. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 54, p. 395—422.

Stark J. T. Petrology of the volcanic rocks of Guam. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1963, vol. 403-C, p. 1—32.

Yeats R. S., Forbes W. C., Heath G. R., Scheidegger K. F. Petrology and geochemistry of DSDP Leg 16 Basalts Eastern Equatorial Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 16, p. 617—640.

Zakariadze G. S., Dmitriev L. V., Sobolev A. V., Suschevskaya N. M. Petrology of basalts of holes 447A, 449 and 450. South Philippine Sea transect, Deep Sea Drilling Project. Leg 59. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1981, vol. 59, p. 669—680.

Zell E., Peterman K. E., Hedge C. E. Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 2, p. 493—500.

Б. П. ЗОЛОТАРЕВ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА И ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Работа написана по материалам исследования образцов, полученных при бурении океанского дна с судна «Гломар Челленджер» в рейсах 45, 49, 63¹ и 65. Полигоны рейса 45 расположены в тропической зоне Атлантического океана. Во время этого рейса были пробурены три скважины: 395 и 395А с координатами 22°45,35' с. ш., 46°04,90' з. д., а также 396 с координатами 22°58,88' с. ш., 43°30,95' з. д. В этом рейсе достигнута максимальная за все время бурения глубина проникновения в базальты второго акустического слоя (675 м). Буровые полигоны рейса 49 расположены на Срединно-Атлантическом хребте от 32°03,00' с. ш. до 63°56,32' с. ш. 10 из 11 пробуренных скважин (407, 408, 409, 410, 410А, 411, 411А, 412, 412А, 413) вошли в базальты. Максимальная глубина проникновения в базальты второго акустического слоя в этом рейсе 239 м.

Рейс 63 «Гломар Челленджера» проходил в Тихом океане вдоль побережья штата Калифорния. В этом рейсе было пробурено 11 скважин, пять из них: 469, 470, 471, 472 и 473 проникли в базальты второго акустического слоя. Максимальная глубина проникновения 82 м (скв. 471). Полигоны рейса 65 расположены в устьевой части Калифорнийского залива, на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия. В этом рейсе пробурено 15 скважин, девять из них (482В, 482С, 482D, 482F, 483, 483В, 483С, 484А и 485А) вошли в базальты. Максимальная глубина проникновения в базальты второго акустического слоя 117 м (скв. 483В).

Изученные базальты формировались в промежутке времени от раннего олигоцена (36—38 млн. лет, скв. 407) до плейстоцена (0,5 млн. лет, скв. 482). Всего было изучено 329 образцов базальтов.

В последние годы петрологическими исследованиями вулканических пород дна океана было установлено, что существует геохимическая специализация базальтоидов, развитых в различных структурных зонах океана [Золотарев, 1979]. Более того, стало ясно, что имеются вариации в химизме вулканитов, развитых в пределах каждой структурной зоны. Это положение справедливо и для срединно-океанских хребтов. В последних распространены главным образом слабо дифференцированные абиссальные океанские толенты, сформировавшиеся за счет подводных трещинных излияний. Все эти породы характеризуются низкими содержаниями щелочных элементов, как правило, средними концентрациями Ti и относительно высокими содержаниями Mg. Для них характерна большая величина отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, обычно достигающая 20, иногда даже 50. Несмотря на то что породы, слагающие срединно-океанские хребты, относятся к единому петрохимическому типу (абиссальные океанские толенты), можно отметить, что существует пространственная слабо проявленная геохимическая специализация базальтов, которая заключается в вариациях содержаний Mg, Fe, Ti и щелочных элементов [Zolotarev, Choporov, 1979; Zolotarev et al., 1979]. По-видимому, это следствие латеральной неоднородности верхней мантии и (или) различной степени селективного плавления. Судя по петромагнитным характеристикам базальтов, уровни возникновения первичных магматических очагов под срединными хребтами, характеризующимися одинаковым глубинным строением, близки между собой. Однако в этой структурной зоне океана существуют участки с аномально утолщенной океанской корой. Например, в Срединно-Атлантическом хребте это Азорские острова и Исландия, а в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия — о-в Пасхи. Вулканические породы, слагающие такие участки, сформировались не только за счет трещинных излияний, но и за счет извержений центрального типа. Они отличаются от типичных абиссальных океанских

¹ Образцы базальтов переданы для исследования автору участником этого рейса В. И. Гречинным.

толеитов большей степенью дифференцированности (вплоть до дацитов) и иногда высокими концентрациями Fe, Ti и щелочных элементов. Предполагается, что очаги магмообразования здесь расположены глубже, чем под другими участками хребтов, характеризующимися стандартным глубинным строением [Золотарев, 1979; Золотарев и др., 1981; Zolotarev, Margolin, 1982].

Сопоставление по химизму вулканитов Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия показало, что в целом для этих двух провинций существуют некоторые петрохимические различия, которые заключаются в том, что базальты Тихого океана по сравнению с базальтами Атлантического океана характеризуются несколько большей железистостью и магнезиальностью. Однако в той и в другой провинциях существуют довольно значительные вариации в распределении этих элементов. В тех случаях, где резко возрастает железистость пород, в них уменьшается содержание Mg и увеличивается концентрация Ti. Эта геохимическая специфика является, по-видимому, следствием различной степени дифференцированности верхней мантии, развитой под Атлантическим и Тихим океанами. Мантийный субстрат Тихоокеанской провинции на уровнях генерации первичных расплавов более дифференцирован и вследствие этого более обогащен сидерофильными элементами по сравнению с субстратом Атлантической провинции, для которого характерны несколько более высокие концентрации литофильных элементов [Zolotarev et al., 1979; Zolotarev, Margolin, 1982].

Из концепции спрединга океанского дна следует, что срединно-океанские хребты являются теми участками океана, где формируется молодая океанская кора. В связи с этим первоочередной петрологической задачей является исследование различных участков срединных хребтов с целью накопления знаний об их строении и магматической эволюции пород, слагающих эти участки.

Методика исследования¹. При изучении изверженных пород использовался ряд методов. Кроме петрографического изучения пород в шлифах и привлечения данных о разрезе фундамента, были сделаны химические анализы стандартным методом мокрой химии с определением содержаний главных породообразующих элементов².

Определение содержаний редкоземельных элементов проводилось с помощью инструментального нейтронно-активационного метода анализа с 20-часовым облучением проб навеской 20 мг в ядерном реакторе потоком тепловых нейтронов. Наведенная активность измерялась с помощью спектрометра на основе Ge(Li)-полупроводниковых детекторов через 7—10 (La, Sm, Yb, Lu) и 20 (Ce, Eu, Tb) дней после облучения. Подробное описание конкретных методических приемов подготовки проб для анализа, облучения, измерения и обработки результатов измерений было приведено ранее [Зайцев и др., 1978]. В качестве стандарта использовался базальт BR Национального геохимического центра Франции. Воспроизводимость полученных результатов характеризуется следующими стандартами отклонениями: La — 0,23, Ge — 0,87, Sm — 0,26, Eu — 0,13, Tb — 0,11, Yb — 0,45, Lu — 0,09. Контроль правильности результатов инструментального нейтронно-активационного анализа осуществлялся путем анализа ряда стандартов Советского Союза и Национального геохимического центра Франции (СТ-I, CTD-IA, DRN и GA). Сопоставление полученных результатов с рекомендованными значениями показало отсутствие значимого систематического расхождения для доверительной вероятности, равной 0,95.

Вариативность химического состава базальтов, поднятых из разных скважин, изучалась с использованием двухкомпонентных диаграмм: $Al_2O_3-TiO_2$, Al_2O_3-CaO и K_2O-TiO_2 , а также с помощью диаграмм, построенных на основе различных петрохимических коэффициентов.

Особенности распределения редкоземельных элементов изучались при помощи вариационных диаграмм с использованием величин нормированных отношений концентраций

¹ Раздел написан Е. М. Марголиным.

² Все химические анализы образцов были выполнены аналитиками Г. Ф. Галковской, Н. Л. Калашниковой, Г. И. Карасевой, В. Ф. Рычковой в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР в соответствии с методикой, принятой для этой лаборатории и ранее описанной [Zolotarev et al., 1979].

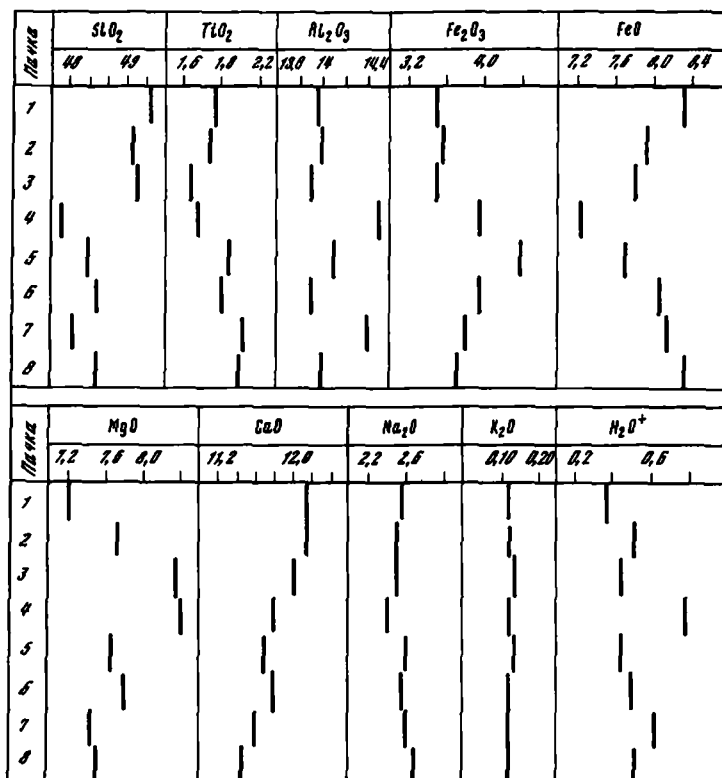
тех или иных редкоземельных элементов в исследуемом базальте ($C \cdot TR_B$) к средним концентрациям этих же элементов в сравниваемых породах и минералах ($C \cdot TR_H$).

Обсуждение результатов. Во всех изученных 27 скважинах (как в Тихом, так и в Атлантическом океанах) вскрыты потоки массивных, в различной степени раскристаллизованных базальтов, чередующихся с потоками пиллоу-базальтов. Как правило, в объемном отношении пиллоу-базальты несколько преобладают над массивными базальтами. Среди последних в подчиненном количестве встречаются разности, характеризующиеся долеритовой структурой. Однако абсолютной уверенности в том, что мы имеем дело с долеритовыми силами или дайками, нет, так как зон непосредственного контакта между породами, характеризующимися долеритовой структурой, и породами с другими базальтовыми структурами ни в одной из рассматриваемых скважин не обнаружено. Среди обоих типов базальтов (массивных и пиллоу-базальтов) встречаются афировые и порфировые их разновидности. В объемном отношении преобладают афировые базальты.

По петрографическому составу и микроструктурам базальты сравниваемых срединно-океанских хребтов близки между собой. Пиллоу-базальты, как правило, содержат небольшое количество микрофенокристов плагиоклаза и оливина, иногда образующих гломеропорфиновые скопления. Количество микрофенокристов плагиоклаза 1—3%, оливина до 1%. Их размеры 0,02—0,7 мм, в редких случаях более 1 мм. Иногда оливин частично или полностью замещен вторичными минералами (смектит-селадонит, редко карбонат). Содержание рудного минерала (титаномагнетит) 2—5%. Чаще всего он присутствует в виде рудной пыли или мелких ксеноморфных выделений. Основная масса породы представлена лейстами плагиоклаза и клинопироксеном, интерстиции между которыми заполнены вулканическим стеклом. Пористость породы варьирует от 1 до 5—7%. Часто поры заполнены смектитом. Иногда смектит выстилает внутреннюю поверхность пор, а их срединная часть заполнена кальцитом. Очень редко встречаются поры, частично или полностью выполненные вулканическим стеклом. По-видимому, смектит, развитый в порах, замещает вулканическое стекло. Микроструктура основной массы пиллоу-базальтов разнообразная, но чаще всего интергранулярная или интерсертальная, а в стекловатых разностях субвариолитовая, вариолитовая и гиалопилитовая.

Массивные базальты (и долериты), как правило, хорошо раскристаллизованы. Среди них встречаются как афировые, так и слабопорфировые разности. Порфировые кристаллы представлены плагиоклазами (1—5%, в единичных случаях 5—10%), реже оливином (до 1%). Размеры вкрапленников обычно не превышают 1 мм, а иногда достигают 3—5 мм. Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза (30—50%), клинопироксеном (30—40%), рудным минералом (3—7%) и иногда вулканическим стеклом, выполняющим интерстиции между плагиоклазом и клинопироксеном. Из вторичных минералов развиты смектит и карбонат, которые, как правило, частично замещают вулканическое интерстициальное стекло или оливин. Микроструктура массивных базальтов интергранулярная, интерсертальная, субофитовая или гломеропорфировая, а долеритов — офитовая. Во всех скважинах, вошедших в базальты глубже 10 м, присутствует несколько пачек, которые выделяются по геолого-петрографическим признакам (переслаивание с осадками, наличие стекловатых зон закалывания, изменение текстуры и структуры, наличие или отсутствие порфирических вкрапленников). Максимальное их число — 20 — установлено в скв. 395 Срединно-Атлантического хребта. Однако во всех случаях, породы, слагающие сравниваемые срединно-океанские хребты, представлены узким петрографическим классом базальтов.

Средние химические составы базальтов (по пачкам) Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия показаны в виде матриц на рис. 1 и 2. На этих рисунках видно, что базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия по сравнению с базальтами Срединно-Атлантического хребта статистически характеризуются более высокими концентрациями Ti, Mg, суммарного железа и пониженными содержаниями Al, Ca и щелочных элементов. Эта специфика может быть объяснена разницей в химизме первичных расплавов. Вариации в содержаниях Ti, Al, Mg и Ca в базальтах внутри сравниваемых срединно-океанских хребтов удовлетворительно объясняются фракционированием плагиоклаза и оливина.



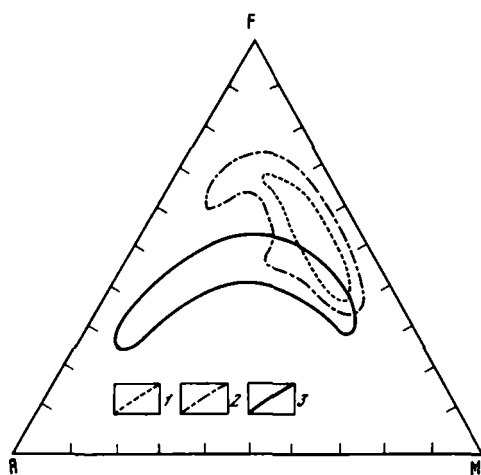
Р и с. 1. Матрица средних химических составов (в вес.%) базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия

1—8 — номера пачек сверху вниз по скважинам

На трехкомпонентной диаграмме *AFM* видно, что базальты срединно-океанских хребтов, как и базальты Исландии, принадлежат к толентовой серии и характеризуются отчетливо проявленным Феннеровским трендом с более слабой (по сравнению с Исландией) степенью дифференциации. Базальты внутриокеанских поднятий (например, типа Гавайских островов) относятся к щелочно-оливиновой серии. Для них характерен Боуэновский тренд и значительно большая степень дифференциации (рис. 3).

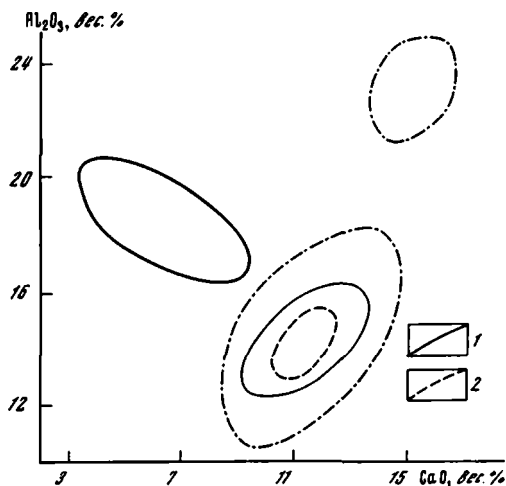
На двухкомпонентных вариационных диаграммах (рис. 4—7) показаны интервалы содержаний главных породообразующих элементов в базальтах Срединно-Атлантического хребта, Исландии, Восточно-Тихоокеанского поднятия, о-ва Кокос и Гавайских островов и вскрыты корреляционные связи между рассматриваемыми парами элементов. Из этих диаграмм видно, что базальты, развитые в различных структурных зонах океана, характеризуются спецификой в химизме первичных расплавов и особенностями их дифференциации. Вариации состава базальтов Срединно-Атлантического хребта значительно шире, чем базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия. Однако и те и другие характеризуются одинаковыми геохимическими трендами. На этих диаграммах вскрываются существенные различия в химизме базальтов срединно-океанских хребтов в целом и базальтов внутриокеанских поднятий (о-в Кокос и Гавайские острова). В последнем случае даже принципиально меняется корреляционная зависимость между рассматриваемыми парами элементов. Базальты Исландии занимают промежуточное положение.

На диаграмме Мияси́ро практически все проанализированные базальты, за исключением нескольких образцов, лежат в поле абиссальных океанских толентов ниже граничной линии $V-V$, отделяющей свежие породы от пород, измененных вторичными процессами (рис. 8). Таким образом, отмеченная выше разница в химическом составе



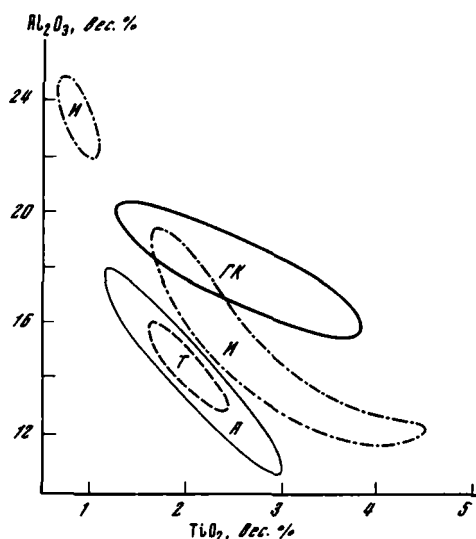
Р и с. 3. Трехкомпонентная диаграмма Куно

$A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO + Fe_2O_3$, $M = MgO$. 1 — поле фигуративных точек базальтов срединно-океанских хребтов; 2 — то же, Исландии; 3 — то же, о-ва Кокос и Гавайских островов



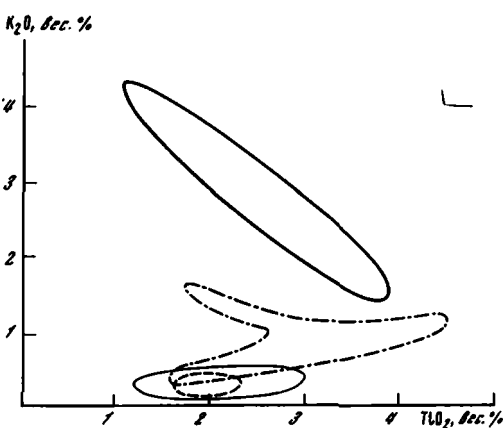
Р и с. 4. Двухкомпонентная вариационная диаграмма Al_2O_3 — CaO

1 — поле фигуративных точек базальтов Срединно-Атлантического хребта; 2 — то же, Восточно-Тихоокеанского поднятия. Остальные условные обозначения см. на рис. 3



Р и с. 5. Двухкомпонентная вариационная диаграмма Al_2O_3 — TiO_2

Условные обозначения см. на рис. 3, 4

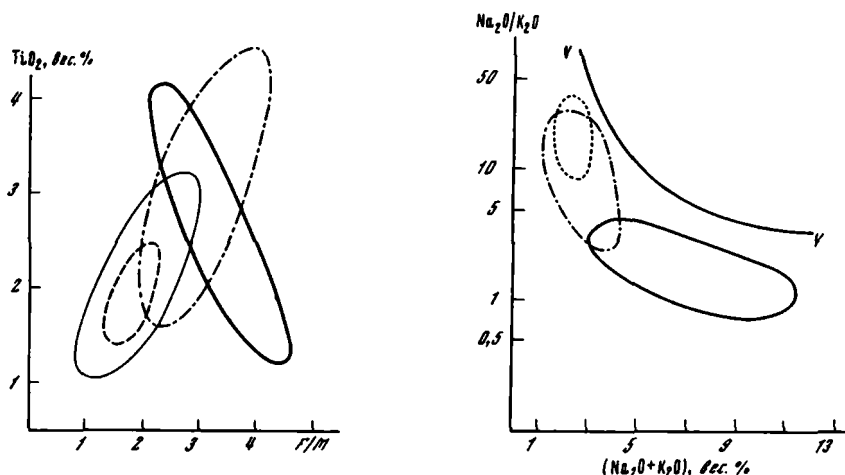


Р и с. 6. Двухкомпонентная вариационная диаграмма K_2O — TiO_2

Условные обозначения см. на рис. 3, 4

Вряд ли эту геохимическую особенность базальтов можно объяснить кристаллизационной дифференциацией, так как в данном случае нет существенной разницы в составе и количестве порфировых вкрапленников, тем более, что их роль в объемном минеральном составе пород весьма незначительна.

На диаграмме Макдональда [Makdonald, 1968] базальты сравниваемых срединно-океанских хребтов легли в поле абиссальных океанских толентов с отчетливым толентовым трендом дифференциации (рис. 10). На этой диаграмме составы базальтов различных полигонов несколько разделились по соотношению суммы щелочных элементов и кремнезема. Интерпретация этой диаграммы с использованием результатов экспе-

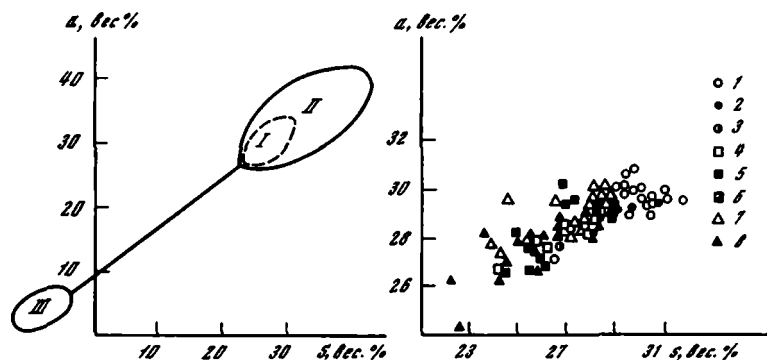


Р и с. 7. Двухкомпонентная вариационная диаграмма TiO_2 — F/M

F/M — отношение суммарного железа к MgO . Остальные условные обозначения см. на рис. 3, 4

Р и с. 8. Диаграмма Миасиро

$V-V$ — линия, отделяющая поле составов свежих пород от эпитагматических измененных. Остальные условные обозначения см. на рис. 3, 4.



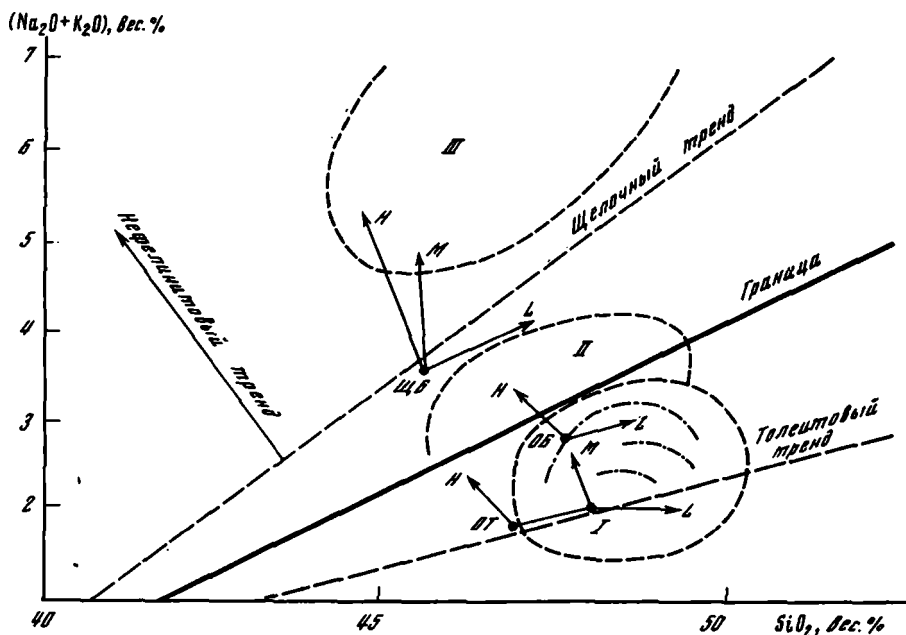
Р и с. 9. Диаграмма Л. В. Дмитриева

$a = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{NaO} + \text{K}_2\text{O}$; $s = \text{SiO}_2 - (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{TiO}_2 + \text{MnO})$. I—III — поля составов:

I — базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, II — базальтов Срединно-Атлантического хребта, III — океанских лерцолитов. Сквжины: 1 — 482В; 2 — 482С; 3 — 482F; 4 — 482D; 5 — 483; 6 — 483С; 7 — 483В; 8 — 485а

риментов Грина и Рингвуда [Green, Ringwood, 1967] позволяет сделать выводы о том, что выплавление базальтов осуществлялось в условиях средних давлений, примерно отвечающих глубинам около 20—25 км, а их эволюция проходила в условиях низких давлений. Отсюда следует, что порфиновые вкрапленники образовались не в первичной магматической камере (не в протоматматическую стадию), а в менее глубинных промежуточных камерах или в процессе излияния базальтов на дно океана — внутри лавовых потоков или силлов. И, конечно, в таких условиях отсадка кристаллов оливина или флотация кристаллов плагноклаза играли ничтожную роль.

Ю. А. Балашов [1976] обратил внимание на то, что редкоземельные элементы (р. з. э.) в базальтах являются чуткими индикаторами процессов магматической дифференциации. На кристаллизационном этапе дифференциации определяющими факторами фракционирования редкоземельных элементов являются их кристаллохимические различия (монотонное изменение ионных радиусов от La к Lu), а на ликвационном и постмагматическом этапах — геохимические особенности, которые заключаются в средстве р. з. э. к определенным анионам (CO_3^{2-} , F^- и PO_4^{3-}) и зависимости их концентраций от щелочных элементов.



Р и с. 10. Диаграмма Макдональда

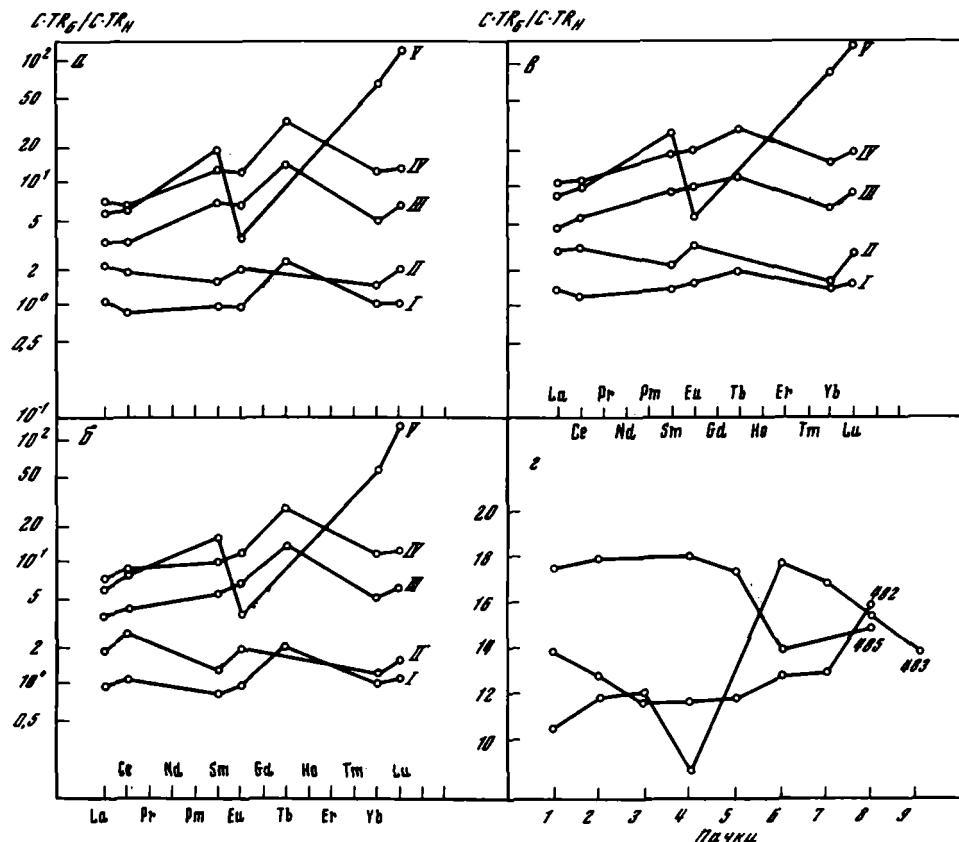
I—III — поля составов: I — абиссальных океанских толеитов, II — базальтов Исландии, III — базальтов о-ва Кокос. Состав первичной выплавки: ЩБ — щелочных оливиновых базальтов, ОТ — океанских толеитов, ОБ — оливиновых базальтов (смесь ОТ и ЩБ); H, M, L — направление дифференциации расплавов при относительно высоком (13—18 кбар), среднем (9 кбар) и низком давлениях [Green, Ringwood, 1967]. Штрих-пунктиром в поле абиссальных океанских базальтов показаны тренды дифференциации базальтов различных участков срединно-океанских хребтов.

Геохимический фактор фракционирования р. з. э. играет существенную роль в изменении их концентраций в вулканических породах, характеризующихся повышенными содержаниями щелочных элементов и особенно К. Рассматриваемые нами базальты характеризуются предельно низкими концентрациями Na и K и незначительными вариациями в их содержаниях. Поэтому в данном случае главным фактором фракционирования р. з. э. являются их кристаллические различия.

Анализ полученных результатов показывает, что в среднем для всех исследуемых образцов характерна относительная обогащенность средними и тяжелыми р. з. э.

Однако в различных скважинах можно выделить два типа фракционирования р. з. э. Так, для пород скв. 483 и 485 характерна обогащенность Eu и Lu по сравнению с Sm и Yb соответственно. Для базальтов скв. 482 мы наблюдаем обратную картину, т. е. дефицит Eu и Lu по сравнению с Sm и Yb. Эти закономерности соблюдаются в целом для всех пачек каждой скважины, за исключением 2 и 4-й. Во 2-й пачке скв. 483 и 485 при избытке Eu по сравнению с Sm мы наблюдаем дефицит Lu по сравнению с Yb. Аналогичная картина характерна для 4-й пачки скв. 482 и 483. Эти данные свидетельствуют о несколько ином характере фракционирования р. з. э. во 2 и 4-й пачках по сравнению со всеми остальными.

Весьма интересным является также поведение суммы La, Sm, Eu, Yb и Lu в зависимости от порядкового номера пачки, т. е. от глубины ее залегания во втором слое океанской коры. В скв. 483 для 4-й пачки характерен резкий дефицит названной выше суммы р. з. э. Это еще раз подтверждает специфику процессов фракционирования р. з. э. при формировании этой пачки. Важно отметить также, что несмотря на резкие различия в содержаниях суммы La, Sm, Eu, Yb и Lu для каждой станции, в базальтах верхних пачек с глубиной эти различия стираются, и для пород 8-й пачки суммарные содержания р. з. э. практически идентичны в каждой станции. Иными словами, на более ранних этапах развития вулканизма, стоящих ближе к первичной выплавке по времени образования, различия в суммарной концентрации р. з. э. менее значимы.



Р и с. 11. Вариационные диаграммы нормированных отношений редкоземельных элементов в базальтах скв. 482 (а), 483 (б) и 485 (в)

Нормированы по содержанию: I — среднему в абиссальном океанском толенте, II — в клинопироксене, III — в плагиоклазовом лерцолите, IV — в силикатной фазе хондрита, V — в плагиоклазе. $C \cdot TR_g / C \cdot TR_h$ — отношение концентраций редкоземельных элементов в базальтах к их концентрациям в различных породах и минералах, Σ — распределение суммы La, Sm, Eu, Yb и Lu в исследованных базальтах

Следовательно, первичные магматические расплавы, давшие начало базальтам в трех рассматриваемых скважинах, образовались за счет селективного плавления одинакового по составу мантийного субстрата, проходившего при аналогичных T - P -условиях (имеется в виду сходство глубин образования первичных магматических очагов).

Каков же предполагаемый состав мантийного субстрата, из которого выплавлялись исследуемые базальты? Для базальтов каждой из скважин были построены вариационные диаграммы нормированных отношений р. з. э. по их концентрациям в абиссальном океанском толенте, хондрите, плагиоклазосодержащем лерцолите, клинопироксене и плагиоклазе (рис. 11). Из рассмотрения этих диаграмм следует, что характер распределения р. з. э. в базальтах Калифорнийского залива примерно одинаков во всех скважинах и очень близок к их распределению в среднем океанском толенте. Из предполагаемого мантийного субстрата ближе всего по распределению р. з. э. к рассматриваемым базальтам стоит плагиоклазосодержащий лерцолит, а из породообразующих минералов — клинопироксен. Таким образом, можно предположить, что базальты срединно-океанских хребтов образовались в результате селективного плавления плагиоклазосодержащего лерцолита. При этом в селективное плавление вовлекался главным образом клинопироксен, возможно, с добавлением небольшого по объему количества плагиоклаза. Вариации в составе первичных выплавов различных стаций определялись степенью селективности плавления и соотношением объемов клинопироксена и плагиоклаза, вовлекаемых в плавление, а не различиями в составе мантийного субстрата.

Среди вулканических пород, поднятых в результате бурения «Гломар Челленджера», распространены два тектурных типа: пиллоу-базальты и массивные раскристаллизованные базальты. В обоих типах встречаются афировые и слабопорфировые плагиоклазовые и плагиоклаз-оливиновые разности. В объемном отношении незначительно преобладают афировые породы. По химическому составу все изученные базальты относятся к типу абиссальных океанских толеитов со слабо проявленным Феннеровским трендом дифференциации с накоплением железа. Установлены различия в химизме базальтов Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия, а также внутри каждого хребта. Первое является следствием неодинаковости состава мантийного субстрата Атлантического и Тихого океанов, второе объясняется различной степенью селективности выплавки первичных расплавов. Вариации состава базальтов, поднятых в пределах отдельных полигонов, могут быть объяснены фракционированием кристаллов (оливин, плагиоклаз). Выплавление первичных расплавов проходило при средних давлениях, отвечающих малым глубинам заложения магматического очага, не превышающим 25—30 км. Постулируется, что мантийным субстратом, из которого выплавлялись базальты, служил плагиоклазовый лерцолит. Характер распределения р. з. э. в изученных базальтах не противоречит сделанным выводам.

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
 Зайцев Е. И., Сотсков Ю. П., Резников Р. С. Нейтронно-активационный анализ горных пород на редкие элементы. М.: Недра, 1978. 100 с.
 Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 22—35.
 Золотарев Б. П., Кашищев Г. Л., Сердобова Л. И. Геологическое строение о. Кокос (Тихий океан) и петрология слагающих его пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 6, с. 39—50.
 Green D. H., Ringwood A. E. The genesis of basaltic magmas. — Contribs Mineral. and Petrol., 1967, vol. 15, p. 103—190.
 Macdonald G. A. Composition and origin of Hawaiian lavas: Contributions of Hawaii Institute of geophysics for the year. 1968, Honolulu, p. 477—522.
 Zolotarev B. P., Choporov D. Ya. Petrochemistry of Basalts D/V glomar challenger, Leg 45 Holes 395, 395A and 396. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 45, p. 479—492.
 Zolotarev B. P., Choporov D. Ya., Voitov G. I. Petrochemistry of basalts and distribution of organic gases: Holes 407, 408, 409, 410A, 411, 412 and 413, DSDP, Leg 49. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 49, p. 727—744.
 Zolotarev B. P., Margolin E. M. Petrochemistry of basalts of the Gulf of California and rare-earth element distributed in them. Holes 482A, 482B, 482S, 482D, 483, 483B, 483C and 485A, DSDP Leg 65. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1982, vol. 65, p. 579—590.

УДК 549.905.1:553.068.22 : 553.532 : 551.46

А. Г. КОССОВСКАЯ, В. Д. ШУТОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ АУТИГЕННОГО СИЛИКАТНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ОСАДОЧНОМ СЛОЕ И ИЗМЕНЕННЫХ БАЗАЛЬТАХ ОКЕАНОВ

Задачей статьи является иллюстрация особенностей аутигенного минералообразования в осадочном чехле пелагиали океанов и выявление характера низкотемпературных изменений пород базальтового субстрата, являющихся основной океанской питающей провинцией, определяющей аутигенное минералообразование в осадочном слое [Коссовская, 1976; Коссовская, Шутов, 1976; Коссовская, Шутов, Симанович, 1981]. Материалом для исследования минерального состава пород осадочного чехла являлись керны скважин рейсов 6, 8, 9, 16, 17, 20, 22, 33 Транстихоокеанского профиля от Японского желоба до Панамской котловины (рис. 1, см. вкл.). В Атлантическом океане осадочный чехол детально изучался в разрезах скважин рейсов 2, 38 и 41. Изучение изменений базальтов проводилось в скважинах как Транстихоокеанского профиля, так и Атлантиче-

ского океана. Выяснение особенностей изменений базальтов разного возраста и разных геологических обстановок проводилось на образцах эталонных коллекций, отобранных авторами в кернохранилищах Ламонтской обсерватории и Скриппсовского института. Все образцы получены от Национального научного фонда США. В работе использованы и обобщены литературные материалы, полученные различными исследователями, занимавшимися изучением минералогии вторичных преобразований базальтов [Перцев, Русинов, 1981; Bass, 1976; Baragar et al., 1977; Honnorez et al., 1978].

МИНЕРАЛОГИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОКЕАНОВ

Осадочный чехол пелагиали океанов очень резко отличается от осадочного слоя континентов. Многообразие состава магматических и метаморфических пород, обнажающихся на континентах, резкая контрастность климатических условий, большая роль физического выветривания и механической дезинтеграции, разные фациальные обстановки седиментационных бассейнов привели к огромному разнообразию пород осадочного чехла континентов, его большим мощностям и преобладанию алюмосиликатных кластогенных пород. Состав осадочного чехла пелагиали океанов, мощность которого редко превышает 1000—1200 м (а чаще это немногие сотни и даже десятки метров), устроен гораздо проще, соотношение главнейших типов пород совсем иное, чем в платформенных и геосинклинальных областях континентов. Около 80% состава чехла составляют биогенные карбонатные, реже — кремнистые породы; около 20% приходится на алюмосиликатные породы — пелагические глины и гналокластиты. На континентах соотношение обратное: более 80% занимают алюмосиликатные породы. Минеральный и химический состав пород и, в частности, их аутигенной алюмосиликатной составляющей в океанах отличается удивительным единообразием. Это определяется тем, что основные питающие породы — продукты как подводного, так и островного толентового или щелочно-базальтового вулканизма, с гораздо меньшей примесью (главным образом в окраинных частях океанов) вулканического материала островных дуг — достаточно однотипны по составу и поведению при взаимодействии с морской водой. Физико-химические обстановки океанского дна также достаточно монотонны по сравнению с той контрастностью климатических обстановок преобразования и приспособления вещества, которые типичны для континентов.

Осадочный чехол по составу алюмосиликатных минералов имеет, как оказалось, двухчленное строение. Основой для этого заключения послужило изучение материалов скважин глубоководного бурения в Атлантическом и главным образом Тихом океанах. В верхнем «этаже» от современных до миоценовых отложений основными минералами являются своеобразные железистые смектиты и филлипсит, присутствующие не только в глинах, но и в биогенных глинисто-кремнистых и карбонатных породах; в нижнем «этаже», охватывающем эоцен-мел, глинистые минералы — это те же Fe-смектиты, являющиеся «проходным» минералом, довольно широко распространенный палыгорскит; состав цеолитов меняется — вместо филлипсита массовое распространение получает клиноптилолит. Это более кремнистый цеолит, появление которого обычно ассоциируется с появлением в разрезах порцелланитов и кремней, сменяющих неизменные кремнистые диатомово-радиоляриевые осадки. Комплекс олигоценых отложений часто имеет переходный характер, и отнести его к тому или иному этапу затруднительно.

Состав пелагических глин не имеет практически никакого отношения к приносу терригенного материала реками с континентов, как долго считали. Этот материал аккумулируется в пределах шельфов, окраинных морей или глубоководных желобов. Материалом, служащим «сырьем» для образования пелагических глин, является базальтовая гналокластика, к которой, особенно во внешних частях океанов, добавляется пирокластика островных дуг. Высокая однородность химического и минерального состава пелагических глин привела нас к заключению, что она является следствием однородности толентов базальтов, за счет которых формируются океанские глины.

Основные ассоциации аутигенных минералов удобнее всего показать на Транстихоокеанском профиле, изученном по материалам около 600 образцов и обобщения материалов отчетов глубоководного бурения (см. рис. 1). Хотя профиль пересекает три седимен-

тационно-тектонические структуры, каждая из которых характеризуется различным строением и полнотой разреза, глубиной залегания и возрастом базальтового ложа, особенности аутигенных минеральных ассоциаций прослеживаются через все разрезы. Эти алюмосиликатные ассоциации аутигенных минералов как бы просвечивают через разный литологический состав пород, воплощаясь как в нерастворимом остатке карбонатных пород, алюмосиликатной составляющей кремнистых отложений и конечно особенно ярко в глинах и скоплениях гиалокластитов, присутствующих в значительных количествах в бортовых участках Центральной котловины.

Профиль пересекает Северо-Западную котловину и поднятие Шатского, где мощные плейстоцен-миоценовые отложения, представленные кремнистыми вулканогенными глинами, с большим перерывом ложатся на карбонатно-глинистую толщу верхнего и нижнего мела. Далее профиль проходит через Центральную котловину, характеризующуюся довольно полным разрезом третичных и меловых отложений, разнообразием литологических типов пород и присутствием вулканических турбидитов в кампан-сеноманских отложениях, особенно в скважинах периферического обрамления впадины (169, 170 на западе, 166 на юге, 171, 313 на севере и 165 на востоке). Далее к востоку от поднятия Лайн профиль пересекает Северо-Восточную котловину между разломами Клиппертон и Кларион, проходя через западный и восточный фланги Восточно-Тихоокеанского поднятия, и заканчивается в Панамской котловине. Разрезы эоцен-олигоценного возраста на западе представлены чередованием радиоляритов, карбонатов и цеолитовых глин (формация Лайн), в восточной части сохраняется близкий характер разреза, но доминируют карбонаты. Характерно, что при движении на восток на базальты ложатся все более молодые слои от верхнего мела и эоцена (скв. 163) до миоцена (скв. 159—155).

Для верхнего «этажа» осадочного чехла, охватывающего плейстоцен — миоцен, характерны следующие ассоциации и типы аутигенного минералообразования.

Ассоциация преобразованных вулканических стекол (начальной смектитизации). Ассоциация приурочена к мощной пачке плейстоцен-миоценовых глин с прослоями пеплов, в образовании которых большую роль играла дацит-андезитовая пирокластика. Мощность толщи уменьшается с запада на восток. Детальное изучение вулканогенных глин с прослоями пеплов показало, что состав стекол и плагиоклазов хорошо выдерживается по разрезам отдельных скважин и различается в различных участках Северо-Западной котловины. Так, по всему разрезу скв. 52 устойчиво соотношение плагиоклазов с преобладанием лабрадора № 50—55 и 65—66, кислых стекол с показателем преломления $n = 1,497—1,505$ и единичных пластинок биотита. В скв. 194, 195 преобладает битовнит-анортит № 84—95, присутствуют средние и основные стекла с показателем преломления $n = 1,500—1,512$. В скв. 51, 46, 50, 49 состав вулканического материала наиболее кислый: плагиоклазы представлены главным образом андезитом № 43—46 1,503, пластинки биотита отсутствуют. Разнообразие состава вулканокластического материала в разных скважинах и отличие по химическому составу прослоев материала в разных скважинах и отличие по химическому составу прослоев пепла от кислых пород Курильских островов и Японии позволило В. В. Петровой, изучавшей описываемые отложения, прийти к заключению, что здесь отсутствовал единый источник сноса и основной материал поступал не с островных дуг, а, скорее всего, из отдельных подводных вулканических построек [Петрова и др., 1980]. Изучение преобразования кислых, средних и основных стекол под сканирующим электронным микроскопом и микрозондом дало возможность проследить все особенности преобразования стекол в смектиты и другие новообразованные фазы. Вынос щелочей, части Si и Al из краевых измененных участков стекол и концентрация в них Fe и Mg наглядно иллюстрируют ход преобразования кислых стекол в обогащенные железом и магнием смектиты. Это хорошо видно и по валовому составу пород (скв. 52 и 195), начиная от прослоя пепла до почти полностью превращенной в Fe-Al-смектит тонкозернистой глинистой породы (табл. 1).

Феррисмектит-филлипситовая ассоциация. Основной «фоновый» минерал — железистый смектит — главный компонент красных пелагических глин и глинистой составляющей биогенных пород — характеризуется высоким содержанием железа (7—10%), своеобразной игольчатой формой, нестойкостью к кислотной обработке. Это «проходной»

Таблица 1

Химический состав (в вес. %) измененных кислых стекол в скв. 52 и 194

Компонент	Стекла		Глинизированные стекла	
	1	2	3	4
SiO ₂	65,54	63,19	52,41	50,77
TiO ₂	0,36	0,50	0,71	0,82
Al ₂ O ₃	13,26	13,69	14,90	15,25
Fe ₂ O ₃	2,06	3,29	7,86	9,19
FeO	0,89	0,69	0,61	0,23
CaO	1,60	1,38	2,01	1,42
MgO	1,33	1,48	2,91	3,45
MnO	0,13	0,59	0,52	0,53
Na ₂ O	4,44	3,73	4,60	3,18
K ₂ O	4,25	3,26	2,77	2,25
H ₂ O ⁺	4,28	5,23	5,21	5,25
H ₂ O ⁻	1,05	2,13	4,45	6,77
CO ₂	0,10	0,08	0,11	—
C	0,26	0,24	0,39	0,35
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,13	0,12
Сумма	99,61	99,55	99,59	99,57

Примечание. Образцы: 1 — 6-52-1/1, 44—49 см; 2 — 20-194-1/5, 114—117 см; 3 — 6-52-2/2, 116—120 см; 4 — 6-52-3/3, 70—75 см.

минерал, встречающийся в породах всего осадочного чехла океанов в различных сочетаниях с другими аутигенными и биогенными образованиями. Детальное описание океанских Fe-сметитов дано в специальной статье, посвященной этому минералу, и в описании скв. 9 рейса 2, где почти в 800-метровой толще пелагических глин Fe-сметит является основным компонентом [Коссовская и др., 1975; Дриц, Коссовская, 1980]. Обобщение большого материала по кристаллохимическим характеристикам диоктаэдрических смектитов различных обстановок континентов и океанов показало, что в отличие от континентов и островных дуг, где преобладают Al- и Al-Fe-сметиты, в пелагиали океанов распространены почти исключительно Fe-Al- и Fe-сметиты или нонтрониты. Первые образуются за счет разложения базальтовой гиалокластике и чрезвычайно широко развиты во всех пелагических глинах от современных до меловых во всех океанах. Вторые — нонтрониты — являются синтетическими гидротермальными образованиями, формирующимися в областях интенсивного спрединга. В частности, зелеными нонтронитовыми глинами, перемежающимися с железо-марганцевыми корками, сложены гидротермальные жолмы Галапагосской зоны (рейсы 54, 70) [Corliss et al., 1978; Nonporez et al., 1981]. Еще раньше Fe-сметиты были описаны в ассоциации с металлоносными осадками Красного моря. Между Fe-Al- и Fe-сметитами существует гамма промежуточных типов, где суммируется материал преобразующейся гиалокластике и гидротермального подтока Fe-Mn-растворов; в частности такие смектиты обычно развиты в основании осадочного чехла и присутствуют в ряде районов Восточно-Тихоокеанского поднятия [Дриц, Коссовская, 1980].

Fe-сметиты встречаются и на континентах главным образом в продуктах палагонитизации и корках выветривания базальтов. Однако между ними есть существенная разница — в океанских Fe-сметитах основным межслоевым катионом всегда является K (до 3—4%); в Fe-сметитах, образующихся в наземных обстановках, основной межслоевой катион — Ca, иногда Na. Типовая кристаллохимическая формула Fe-Al-сметитов: $\text{Si}_{3,50} \text{Al}_{0,50} (\text{Al}_{1,20} \text{Fe}_{0,60}^{3+} \text{Mg}_{0,20}) \text{K}_{0,25} \text{Na}_{0,06} \text{Ca}_{0,01} \text{Mg}_{0,11}$ (рейс 20, скв. 196). Типовые формулы нонтронитов Галапагосских зон характеризуют широкий диапазон состава Fe-сметитов, начиная от тетракремниевых нонтронитов: $\text{Na}_{3,85} \text{Al}_{0,15} (\text{Al}_{0,60} \text{Fe}_{1,80}^{3+} \text{Fe}_{0,08}^{2+} \text{Mg}_{0,34}) \text{K}_{0,29} \text{Na}_{0,02} \text{Ca}_{0,04}$ до тетраферриннонтронитов: $\text{Si}_{3,65} \text{Al}_{0,35} \text{Fe}_{1,75}^{3+} \text{Mg}_{0,27} \text{K}_{0,41} \text{Na}_{0,047} \text{Ca}_{0,11}$ [Rateev et al., 1980] (рейс 54, скв. 424B).

Al-Fe-сметиты в океанах встречаются очень редко и приурочены только к регионам переработки или сопряжения коры континентального и океанского типов. Они встречены

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) вулканического стекла и палагонита в базальтах океанов

Компонент	Рейс 37									
	1		2		3		4		5	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	49,21	42,56	49,00	44,44	48,9	35,9	50,0	45,3	49,3	42,6
TiO ₂	1,07	2,05	1,4	2,9	0,8	1,4	1,5	2,0	1,2	2,2
Al ₂ O ₃	14,71	11,79	13,8	9,4	15,9	12,5	14,2	11,7	15,5	12,1
FeO *	9,79	17,86	10,1	19,0	8,8	16,5	11,2	17,0	9,4	17,0
MnO	0,13	0,03	0,2	—	0,2	—	0,1	—	0,1	—
MgO	8,27	4,12	7,3	4,1	9,1	3,0	5,9	3,8	10,1	4,9
CaO	11,79	1,01	11,16	1,1	12,4	1,1	11,5	2,6	11,7	1,1
Na ₂ O	2,66	0,95	1,9	0,2	1,8	0,5	2,5	0,5	2,5	1,9
K ₂ O	0,20	3,48	0,2	3,3	—	1,9	0,2	2,7	0,2	3,0
С у м м а	—	—	95,5	84,4	97,9	72,8	97,1	85,6	100,0	84,8

*Fe₂O₃ + FeO в пересчете на FeO

Примечание. а — сидеромелан; б — палагонит. Обр. 1 — скв. 335 (пиллоу-лавы) [Baragar et al., 1977]; обр. 2—5 — скв. 332, 333 [Scarfe, Smith, 1977]; обр. 6—8 — скв. 407; обр. 9 — скв. 409; обр. 10 — скв. 410 [Pritchard et al., 1979]; обр. 11 — скв. 418; [Scarfe, 1980].

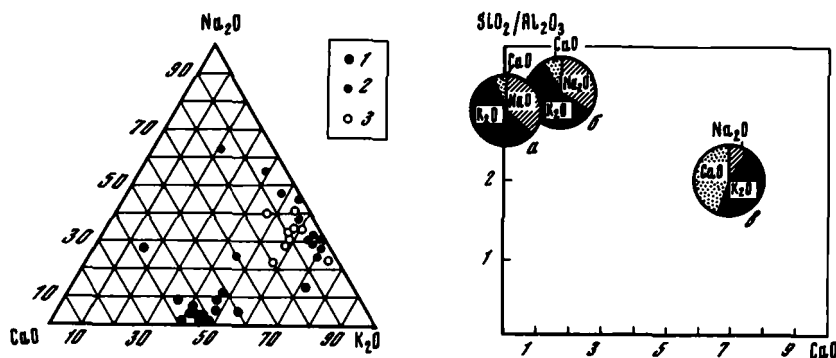
только в Норвежской котловине (рейс 38, скв. 345) и в миоценовой толще карбонатно-глинистых пород скв. 155, расположенной в Панамской котловине (см. рис. 1). Типовая кристаллохимическая формула этих смектитов: $Si_{3,80}Al_{0,20}(Al_{1,31}Fe_{0,38}^{3+}Fe_{0,03}^{2+}Mg_{0,24}) \cdot K_{0,29}Na_{0,08}Ca_{0,11}$. Тонкоиглчатая форма смектитов скв. 155 не вызывает сомнений в их аутигенном происхождении [Дриц, Коссовская, 1980].

Другим широко распространенным минералом описываемой ассоциации является филлипсит. Сопровождающие минералы — гидроокислы железа и марганца, иногда родохрозит. Основное распространение филлипсита совместно с Fe-смектитом приурочено к четвертично-миоценовым глинистым и биогенно-глинистым породам на поднятии Шатского и в пределах всей Центральной котловины. Возможно, что обильное присутствие филлипсита связано здесь с широким распространением вулканокластиков щелочных основных пород. Изучены различные типы филлипситов. Наиболее ранними являются глобулярные филлипситы, представляющие собой округлые гелеподобные образования размером до 0,2—0,3 мм, в которых намечаются зародышевые формы друзовидных сростков филлипсита. Под микроскопом хорошо выделяются различные этапы раскристаллизации «шаров» филлипсита в обычно встречающиеся в осадках крестообразные звездчатые сростки. Формирование глобулярных образований связано с процессом первичной аморфизации базальтовой гналокластики, при котором интенсивная гидратация доводит стекло до гелеподобных фаз. Образование филлипсита совместно с Fe-смектитами из гелеподобных фаз, возникающих при дифференциации палагонита, хорошо прослеживается при изучении измененных сидеромелановых оболочек пиллоу-лав (табл. 2). В глинах на поднятии Шатского встречаются крупные зональные кристаллы филлипсита, состоящие из чередования чистых зон цеолита и зон, обогащенных гидроокислами железа и марганца или тонкой сыпью кристалликов родохрозита. Образование этого типа филлипситов было связано с подтоком гидротермального вещества. Важной особенностью океанских филлипситов является высокое содержание K₂O (до 6—8%) и очень низкое содержание CaO, отличающее их от филлипситов, образующихся по щелочным базальтоидам в наземных обстановках (рис. 2). Таким образом, для «верхнего этажа» осадочного чехла характерны ассоциации двух типов: а) Fe-смектит-филлипситовая, связанная непосредственно с питающей базальтовой провинцией океанского субстрата; б) смешанная, в которой собственно океанский материал может быть разбавлен и смешан либо с кислой и средней андезит-дацитовый вулканокластикой, как это имеет место в Тихом океане, либо с незначительной примесью терригенного материала, что особенно свойственно окраинным районам Атлантического океана.

Рейс 49										Рейс 52	
6		7		8		9		10		11	
а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
49,04	39,95	49,46	43,15	49,63	39,39	49,99	36,94	50,69	33,58	50,4	46,9
1,92	3,74	1,92	3,10	1,90	2,99	1,53	2,86	1,24	2,32	1,7	2,5
15,69	10,71	14,05	9,91	14,48	11,63	13,26	7,02	16,61	17,40	14,0	12,1
11,93	20,38	12,61	19,36	12,11	17,39	12,25	21,65	7,97	12,23	11,9	13,1
0,15	—	0,22	—	0,22	—	0,21	—	0,14	—	0,2	—
6,23	2,97	6,52	3,32	6,61	2,63	6,10	5,5	7,12	0,99	7,1	5,6
10,93	1,94	11,42	1,78	11,24	1,45	11,38	0,66	11,0	1,61	11,5	4,7
2,49	0,93	2,48	—	2,60	1,89	2,13	—	2,80	1,85	2,6	1,3
0,19	3,25	0,25	3,67	0,21	3,56	0,18	4,05	0,85	2,57	0,1	0,5
98,87	83,86	99,24	84,28	99,36	80,93	97,34	88,73	98,76	72,55	—	—

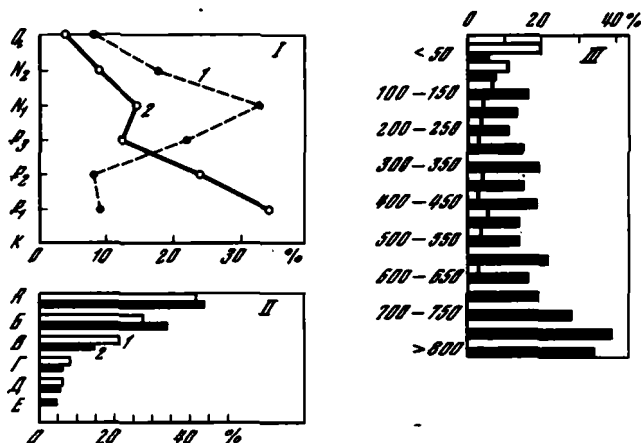
Клиноптилолит-пальгорскит-сметитовая ассоциация с порцелланитами и кремнями. Для эоцен-мелового — «нижнего этажа» осадочного чехла характерно: изменение состава цеолитов — смена филлипсита клиноптилолитом, широкое распространение пальгорскита, активное участие в аутигенном минералообразовании биогенного кремнезема, связанного с раскристаллизацией кремнистых организмов, массовое появление порцелланитов и кремней, частое обогащение базальных слоев рудными компонентами; Fe-сметиты, как уже говорилось, являются «проходным» минералом всего осадочного чехла. Следует заметить, что парагенез клиноптилолита с порцелланитами, кремнями, иногда пальгорскитом встречается в молодых отложениях лишь спорадически, причем распространение его связано только с современными активными областями повышенных значений теплового потока (например, миоценовые отложения Калифорнийского залива) или деятельностью гидротермальных растворов. Граница между верхним и нижним этажами особенно хорошо выявляется по данным распределения филлипсита и клиноптилолита, полученным Боулсом (рис. 3) [см. Коссовская и др., 1980] в результате обобщения материалов по скважинам первых 35 рейсов «Гломар Челленджера». Вопрос о причинах зональности состава цеолитов являлся предметом многих дискуссий. Однако сейчас можно, по-видимому, уверенно считать, что появление более кремнистого клиноптилолита связано с интенсивной переработкой и растворением кремнистых организмов. В присутствии активной кремнекислоты филлипсит делается неустойчивым и наряду с любым другим нестойким алюмосиликатным материалом может участвовать в формировании клиноптилолита. Клиноптилолит встречается во всех типах пород эоцен-меловых отложений, в пелагических глинах, биогенных карбонатных и кремнистых породах, в черных сланцах. Описаны различные морфогенетические типы клиноптилолитов, связанные с разными типами пород, и проведено сравнение клиноптилолитов океанов и континентов [Коссовская и др., 1980]. Отличительной особенностью клиноптилолитов океанов, так же как и других аутигенных алюмосиликатных минералов, является повышенное содержание K_2O (рис. 4) [Логвиненко, Попова, 1983].

Широкое распространение пальгорскита в океанах было неожиданностью — этот минерал считался типичным индикатором только аридных условий седиментации на континентах. Специально проведенное исследование пальгорскитов континентов и океанов позволило выявить новый тип мощных накоплений пальгорскита, развитых в Восточной Атлантике, охватывающих стратиграфический интервал от нижнего мела до эоцена включительно. Был установлен новый генетический тип пальгорскитовых глин, связанный с преобразованием крайне неустойчивой вулканокластички базаль-



Р и с. 2. Сравнительная характеристика филлипситов в океанских осадках, измененных континентальных и океанских базальтах

1 — континентальные базальты; 2 — океанские базальты; 3 — океанские осадки; а — океанские базальты, б — океанские осадки; в — континентальные базальты

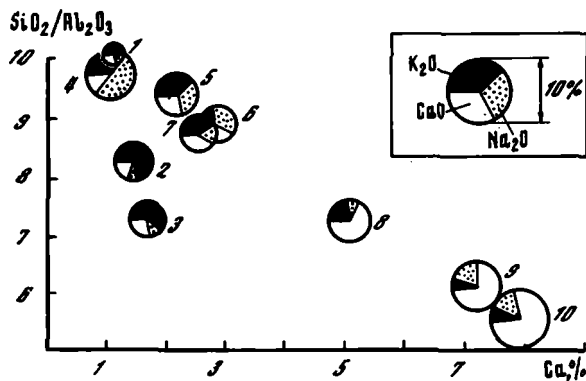


Р и с. 3. Распространение филлипсита и клиноптилолита в осадочном чехле океанов (по материалам 1—35-го рейсов, DSDP; по Боулсу) [Коссовская и др., 1980]

I — частота встречаемости (в %) филлипсита (1) и клиноптилолита (2) по возрасту; II — частота встречаемости филлипсита (1) и клиноптилолита (2) в разных литологических типах пород: А — глинах, Б — карбонатных породах, В — прослоях вулканических стекол и вулканогенных песчаников, Г — кремнистых породах, Д — сланцах, Е — лигнитах; III — распределение филлипсита и клиноптилолита в осадочном чехле. Цифры слева — мощность осадочного чехла (в м)

тоидно-щелочного состава и с синхронным поступлением глубинных магнезиальных растворов [Ломова, 1979]. Область распространения изученных магнезиальных глин от о-вов Зеленого Мыса до о-ва Мадейра (рейс 2, скв. 12; рейс 14, скв. 137—141) пространственно совпадает с активной тектонической зоной, служившей в течение мела и эоцена ареной бурного проявления щелочно-базальтового вулканизма. В пределах Транстихоокеанского профиля палыгорскитовая минерализация, связанная с карбонатными и глинистыми породами, имеет другой характер. Щелочная среда осадконакопления и вероятное поступление гидротермальных растворов определили рассеянный характер палыгорскитовой минерализации и ее более поздний наложенный характер по отношению к смектитам и клиноптилолиту. Разъединение кристаллов клиноптилолита палыгорскитом часто наблюдается при электронно-микроскопическом изучении. Повышенные температуры образования эоцен-меловых палыгорскитов Тихого океана (порядка 30 °С) были зафиксированы по изотопному составу кислорода [Curch, Velde, 1979].

Существуют две точки зрения, объясняющие глобальное распространение клиноптилолит-палыгорскитовой ассоциации с порцелланитами и кремнями в эоцен-меловых отложениях океанов. Первая — это эпигенетическое преобразование осадков, вторая — особенности среды осадконакопления и диагенеза, связанные с более высокими темпера-



Р и с. 4. Характеристика химического состава разных генетических типов клиноптилолитов. КлинOPTИЛОЛИТЫ из меловых и эоценовых отложений океанов [Коссовская и др., 1980]

1 — Атлантического, обр. 2-8А-9-1-33-35; 2 — Индийского, обр. 27-259-9-2-90-92; 3 — Тихого, обр. 20-198А-4-3-110-112; 4—7 — средний состав клиноптилолитов: 4 — 12 образцов из содовых озер США, 5 — 12 образцов из туфов Японии, 6 — 4 образца из туфов месторождений СССР, 7 — 17 образцов из кремнисто-меловой формации Русской платформы, 8, 9 — средний состав: 8 — 6 образцов гейландит-клинOPTИЛОЛИТОВ Новой Зеландии, 9 — 5 образцов гейландитов гидротермального генезиса геотермальных полей Камчатки и Исландии; 10 — гейландиты (два образца из угленосных отложений Якутии и Минусинской котловины). Диаметр кружка соответствует сумме катионов

турами придонных вод и термально-тектонической активностью морского дна в эоцен-меловой период. Следует подчеркнуть, что степень вторичных преобразований базальтов, залегающих в основании мел-эоценовых пород, значительно более интенсивна, чем в более молодых породах. Определение изотопного состава кислорода в ряде аутигенных минералов осадочного чехла и измененных базальтах свидетельствует о более высоких температурах придонных и поровых вод в эоцен-меловое время по сравнению с более поздними периодами [Muehlenbachs, Clayton, 1976]. Палеонтологические данные о теплом климате и сходстве температур в низких и высоких широтах в позднем мелу — эоцене, равно как и высокие значения температур придонных вод (+10—12°C), зафиксированные по данным изотопного состава кислорода в бентосных фораминиферах в ряде скважин в Тихом и Атлантическом океанах [Savin et al., 1975], являются, с нашей точки зрения, вескими доказательствами в пользу второй концепции. Следует отметить, что парагенез клиноптилолита, кристобалит-халцедона и смектитов, к которому в ряде регионов присоединяется и палыгорскит, имеет чрезвычайно широкое распространение в синхронных мелководных карбонатно-кремнистых формациях Европы, Северной Америки и Северо-Западной Африки.

Таким образом, резюмируя результаты изучения алюмосиликатной минералогии осадочного чехла океанов, мы пришли к заключению, что на огромных пространствах океанского дна идет процесс глубокой переработки материала океанской коры с появлением ассоциации глинистых минералов и цеолитов, накапливающих чуждый океанским породам калий. Этот процесс, охватывающий как осадочный слой, так и измененные подводным выветриванием базальты, приводящий к появлению новых признаков, свойственных коре континентального типа, был назван авторами процессом начальной континентализации океанской коры [Коссовская, Шутов, 1976; Коссовская и др., 1981].

МИНЕРАЛОГИЯ ПРОЦЕССОВ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ

Особенности подводного изменения базальтов привлекают в последнее время внимание многих исследователей. Многочисленные скважины вскрыли базальты разного возраста от самых молодых на флангах рифтовой долины Атлантического хребта до древних меловых, с возрастом более 110 млн. лет. Мощность вскрытой толщи базальтов достигает 600 м. Вся эта толща охвачена более или менее интенсивными преобразова-

ниями. Было установлено, что в процессе взаимодействия базальтов океанского ложа с морской водой они приобретают ряд новых геохимических особенностей, чуждых первичному составу базальтовой магмы. Особенно важным является накопление K, Rb, Cs, Li, нередко Si, H₂O, резкое уменьшение содержания Ca, обогащение тяжелым изотопом кислорода ¹⁸O.

Первым ученым, предопределившим особенности подводного геохимического изменения базальтов, был Харт [Hart, 1973], буквально на единичных образцах показавший нарастание этих изменений по мере удаления от срединно-океанских хребтов, т. е. с увеличением возраста базальтов. Почти одновременно с Хартон Метьюз [1973], Мелсон и Томпсон [Melson, Thompson, 1973] на отдельных образцах показали, что накопление K, воды и Fe³⁺ и вынос Ca происходят во внешних оболочках стекловатых оторочек пиллоу-лав или потоков.

Увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$ как в оторочках базальтов, так и по мере увеличения возраста пород, хорошо коррелирующееся с содержанием H₂O, показали Муленбакс и Клейтон [Muehlenbachs, Clayton, 1976].

Изучение минералогического воплощения этих, сейчас уже хорошо известных геохимических изменений, началось в последние годы. Интересно, что к этому одновременно подошли, с одной стороны, минералоги-осадочники, занимавшиеся кристаллохимией дисперсных и водных силикатов [Коссовская, Шутов, 1976; Коссовская и др., 1981], с другой — петрологи-магматисты [Перцев, Русинов, 1981; Baragar et al., 1977; Honnorez et al., 1978; и др.].

Каковы же минеральные фазы, являющиеся носителями K и воплощающие эти геохимические изменения?

Прежде всего, это большая группа аморфных или слабокристаллизованных высокожелезистых образований и глинистых минералов, к которой относятся: 1) палагонит, продукт непосредственного изменения сидеромелановых стекол, легко переходящий в фибропалагонит и накапливающий до 3—3,5% K₂O; 2) группа хлорофента, изотропные или слабополярные образования, заполняющие интерстиционные пространства, везикулы и трещинки, которая, по-видимому, включает в разной степени зарождающиеся и оформляющиеся «предсметиты», накапливающие также до 2—4% K₂O; 3) «оформленные» фазы разнообразных смектитов, в железистых разновидностях которых присутствует до 4% K₂O; 4) группа смешанослойных минералов, образующих всю гамму переходов к группе железистых слюд — селадонитам, содержащим 5—8% K₂O [Коссовская и др. 1982].

Вся группа слоистых минералов отличается высоким содержанием Fe (15—25%). Присутствие крупных катионов Fe³⁺ в октаэдрических сетках облегчает вхождение K в межслоевые промежутки; корреляционная зависимость между содержанием Fe и K прослеживается крайне выразительно. В железисто-магнезиальных смектитах K заметно меньше, в чисто триоктаэдрических магнезиальных сапонитах его очень мало, что объясняется, возможно, кристаллохимической невыгодностью вхождения K в межслоевые промежутки.

Высокое содержание K₂O в палагонитах, хлорофентах и Fe-смектитах, образующихся по базальтам, зафиксировано во многих скважинах, пробуренных в Атлантическом и Тихом океанах [Bass, 1976; Baragar et al., 1977; Scarfe, Smith, 1977; Honnorez et al., 1978; Pertsev, Rusinov, 1980; и др.].

Состав смектитов в базальтах гораздо разнообразнее, чем в океанских глинах. Это связано с тем, что базальты являются более закрытыми системами с ограниченным доступом морской воды, в которых больше сохраняется зависимость от «минералохозяина» или специфика физико-химических параметров данного участка породы. В осадках происходит гомогенизация состава смектитов с устойчивым появлением гораздо менее разнообразных Fe-смектитов, однако преемственность составов смектитов базальтов и глин очевидна в их кристаллохимических характеристиках.

Основные черты минералогического изменения базальтов, воплощающиеся в появлении аморфных стекловатых фаз палагонитов — хлорофентов и железистых смектитов, определяют главное изменение их химического состава: увеличение содержания воды, переход закисного железа в окисное и нарастание его общего содержания, почти полный

вынос Са (рис. 5, а, б). Эти процессы идут как при подводных, так и при наземных изменениях базальтов. Однако существует одно важнейшее отличие. Фиксация К в продуктах преобразования базальтов осуществляется только при подводных преобразованиях (рис. 5, в). В наземных обстановках К выносятся не только из толеитовых (содержание $K_2O < 0,3\%$), но даже из щелочных базальтов и практически отсутствует как в аморфных фазах (палагонитах, хлорофентах), так и в глинистых минералах [Гептнер, 1977; Кудрявцев, 1979; Коссовская и др. 1982].

Та же тенденция отчетливо проявляется в филлипсите — обычном минерале измененных океанских базальтов. Этот цеолит известен и в продуктах наземного изменения калиевых щелочных базальтов Италии и Гавайских островов. Однако в филлипситах базальтов, преобразованных в наземных обстановках, всегда наряду с К присутствует, а часто и преобладает Са. Наиболее высокие содержания К характерны для филлипситов осадочного слоя океанов. В базальтах филлипсит, присутствующий часто в центральных частях везикул или в трещинках, имеет калиево-натриевый состав при содержании K_2O , достигающем 8% (см. рис. 2).

Тенденция «разобращения» К и Са в аутигенном силикатном минералообразовании наземно и подводно преобразующихся базальтов проявляется не только на примере смектитов и калиевого цеолита — филлипсита. В базальтах Тунгусской синеклизы, в Исландии, на Камчатке и во многих других регионах при взаимодействии с пресными водами формируются ассоциации чисто кальциевых или кальциево-натриевых цеолитов — гейландита, десмина, стильбита, ломонтита и др. А. Р. Гептнером [1980] хорошо показано, что небольшое обогащение К как цеолитов, так и глинистых минералов в некоторых скважинах в Исландии связано только с районами, где происходит подсосывание гидротермами морской воды.

Минералом, особенно энергично накапливающим К при преобразовании базальтов, является калиевый полевой шпат, образующийся по основным плагиоклазам. Этот процесс широко зафиксирован на материалах как скважин рейсов 16, 17, 20, 32, 33, 51, 52, 62 и других, так и многих драгированных образцов в Тихом океане. Изучение вкрапленников калиевого полевого шпата в измененных базальтах оптическим методом и на микрозонде показало неравномерное, островковое замещение им основного плагиоклаза; калиевый полевой шпат характеризуется низкотемпературной оптикой с углом $2V$ менее 20° С и почти полным отсутствием Na_2O ; содержание $K_2O = 13,5—15\%$, $Na_2O — 0,2\%$, что типично для низкотемпературных калиевых полевых шпатов [Симанович, 1979]. Аналогичные аутигенные санидиноподобные полевые шпаты довольно широко известны в осадочных породах.

Калиевые полевые шпаты не только замещают ядра вкрапленников ($Al_{74-70\%}$), но иногда калишпатизации подвергаются и каймы плагиоклазов ($Al_{68-70\%}$) и микролиты. Возраст сильно измененных базальтов, определенный Н. Н. Перцевым и В. Л. Русиновым, в Атлантическом океане 60—70 млн. лет, в скв. 418 зафиксирован и более древний возраст — 87—112 млн. лет. Температура вторичных изменений по изотопам кислорода $^{16}O/^{18}O = 30—40^\circ$ С. При этом, как уже упоминалось, температура наддонной воды в позднем мелу и эоцене была гораздо выше современной и составляла около $13—15^\circ$ С [Savin et al., 1975]. Однако вполне вероятно, что калишпатизация является не собственно гальмиролитическим, а низкотемпературным гидротермально-гальмиролитическим процессом.

Таким образом, очевидно, что эффект подводного разложения базальтов приводит не только к фиксации калия в глинистых минералах, но и к появлению таких чуждых океанским базальтам минералов, как калиевые полевые шпаты.

Следует отметить, что дисперсные калиевые полевые шпаты в значительном количестве встречаются в красных пелагических глинах Тихого океана, где они составляют иногда до 60% фракции 2—20 мкм. Широкое развитие дисперсных калиевых полевых шпатов в глинах подчеркивает «наследование» этими осадочными породами всех новообразованных компонентов подводного разложения базальтов. Калишпатизация протекает, однако, и непосредственно в глинах. Изучение алевритовой фракции глин скв. 167 показало присутствие новообразованных регенерационных оболочек на мельчайших обломочках калиевого полевого шпата. Таким образом, существовавшее ранее

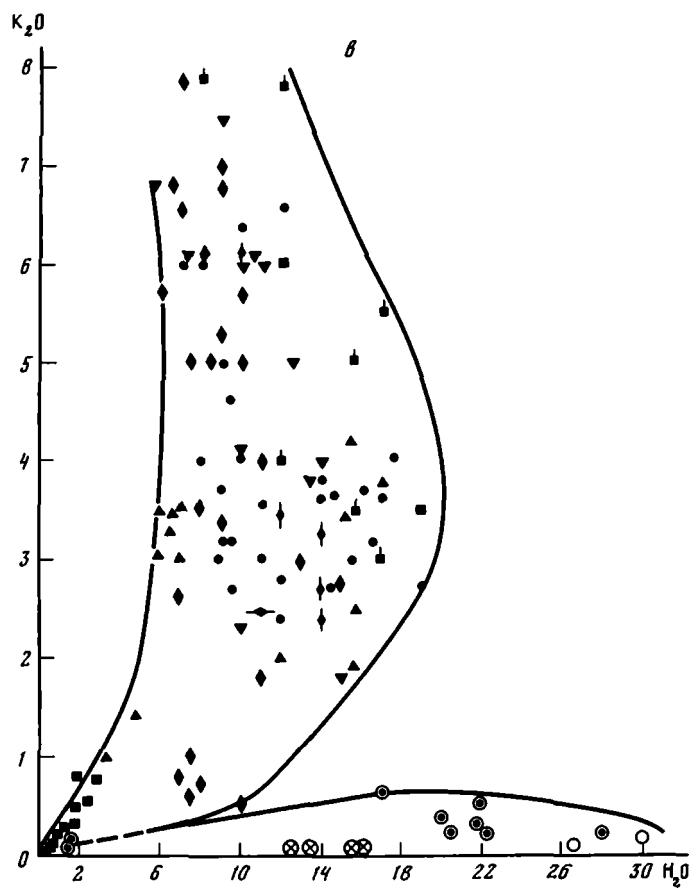
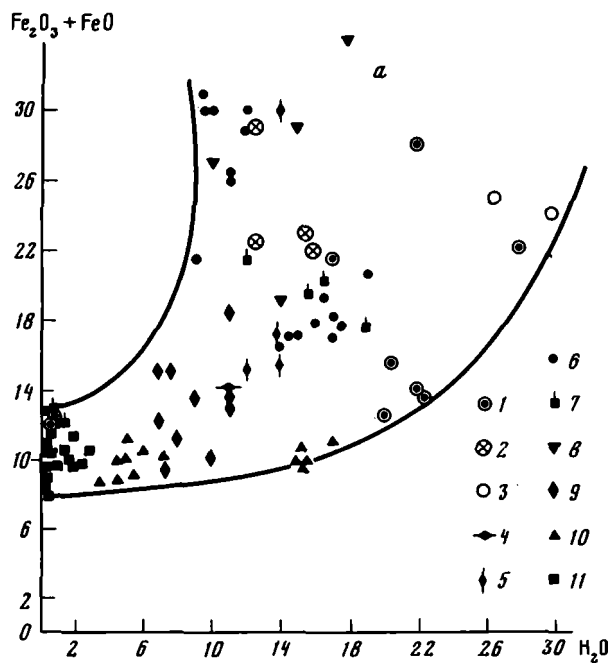
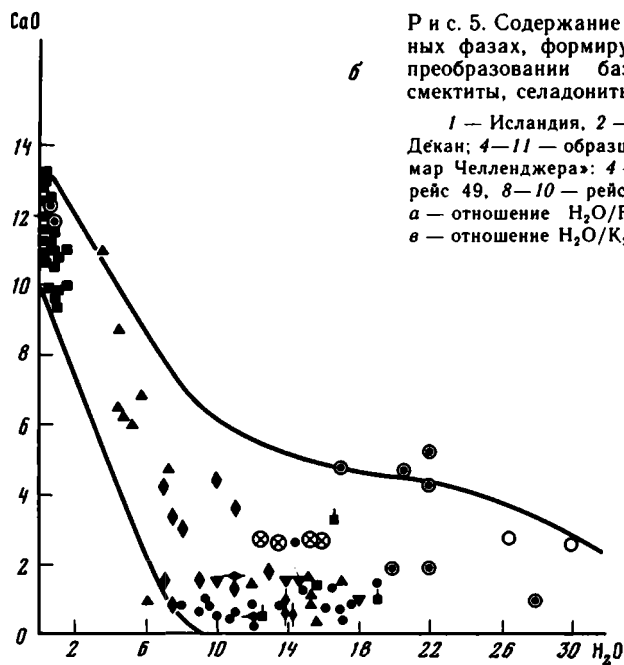


Рис. 5



Р и с. 5. Содержание Fe, CaO, K₂O и H₂O в новообразованных фазах, формирующихся при подводном и наземном преобразовании базальтов (палагониты, хлорофениты, смектиты, селадониты)

1 — Исландия, 2 — Тунгусская синеклиза, 3 — Колумбия и Декан; 4—11 — образцы, полученные в различных рейсах «Гломар Челленджера»: 4 — рейс 2, 5 — рейс 22, 6 — рейс 37, 7 — рейс 49, 8—10 — рейсы 51—53, 11 — неизмененные базальты. а — отношение $H_2O/Fe_2O_3 + FeO$; б — отношение H_2O/CaO ; в — отношение H_2O/K_2O

представление, что присутствие калиевых полевых шпатов в океанских осадках может служить индикатором поступления материала с континента, является ошибочным.

В ассоциациях новообразованных минералов измененных базальтов намечается существование тех же двух «этажей» — плейстоцен-миоценового и эоцен-мелового, что было зафиксировано для осадочного слоя.

В молодой восточной части Тихого океана, где на базальтах лежат породы не древнее палеогена, сменяясь все более молодыми при движении на восток, присутствует смектит-филлипсит-селадонитовая ассоциация (см. рис. 1). В древней северо-западной части Тихого океана, где базальтовый субстрат перекрыт верхне- и нижнемеловыми, а местами и юрскими отложениями, а океанская кора характеризуется сложной и неоднородной структурой, ассоциация смектит-филлипсит-селадонита дополняется калиевым полевым шпатом, присутствие которого дает наиболее высокие содержания K₂O в валовом составе пород, превышающие нередко 1,5—2,5%. [Симанович, 1979; Коссовская, Симанович, Шутов, 1981].

Такая же закономерность характерна для Атлантического океана. Изменения базальтов прослежены по широтному направлению в районе 10—20° с. ш. от Бермудского поднятия от скв. 417, 418 (рейс 52) до скв. 395 (рейс 45) и 396 (рейс 46), расположенных на западном и восточном флангах рифтовой долины срединно-океанского хребта. Использованы также материалы по скв. 332 рейса 37. Профиль позволил сравнить интенсивность минералогического преобразования в базальтах древней океанской коры с возрастом больше 110 млн. лет (скв. 417, 418) и молодых базальтов срединного хребта с возрастом до 13 млн. лет (скв. 332, 395, 396). Второе — меридиональное — направление подчинено той же задаче: проследить зависимость изменения базальтов от возраста океанской коры от скв. 407 (38 млн. лет), расположенной на западном склоне хребта Рейкьянес, до скважин на западном и восточном склонах Срединно-Атлантического хребта с возрастом 10 (скв. 410) и 1,6—1 млн. лет (скв. 412A—411) (см. рис. 6).

Описание зерна и микроскопическое изучение шлифов показало, что практически все породы, включая самые молодые, затронуты вторичными изменениями. В базальтах с возрастом около 1 млн. лет зафиксированы только палагонит и смектиты, накапливающие, однако, до 4% K₂O. В базальтах возрастом до 20 млн. лет повсеместно присутствуют палагонит, смектиты, селадонит и калиевый цеолит — филлипсит. В базальтах мелового возраста к данной ассоциации минералов прибавляется такой важнейший концентратор

калия, как полевого шпат. На рис. 6 суммированы материалы широтного и меридионального профилей, позволяющие сравнивать интенсивность минералогического преобразования в базальтах древней океанской коры (110 млн. лет), молодой «промежуточной коры» (20—10 млн. лет) и совсем молодой (1,6—1 млн лет). Дается сравнение основных наиболее типичных геохимических показателей степени измененности пород в верхних 20—40 м, а также приводятся содержание воды, коэффициент окисления $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и среднее содержание K_2O .

Очень ярким примером интенсивного изменения базальтов служит уникальная скв. 417А. В верхних 40 м в брекчированных прослоях и наиболее измененных буроокрашенных базальтах содержание K_2O достигает 6—10%. Химический состав сильно измененного гиадокластита практически уже не соответствует базальту. Базируясь только на петрохимических данных, такую породу можно было бы отнести не к «перерожденному» базальту, а к андезиту или сиениту. Ее состав (в %): SiO_2 — 53,6; TiO_2 — 1,13; Al_2O_3 — 18,1; Fe_2O_3 — 10,9; FeO — 0,40; MnO — 0,18; MgO — 5,80; CaO — 3,68; Na_2O — 1,70; K_2O — 4,36; P_2O_5 — 0,04 [Donnelly, Thompson, Salisbury, 1980]. Хотя измененность пород скв. 417А необыкновенно интенсивна, состав аутигенных образований тот же, что в гораздо слабее измененных породах скв. 417Д и 418 и в других «старых» базальтах. Присутствуют палагонит, смектиты разнообразного состава, селадонит и калиевые полевые шпаты, замещающие не только фенокристы, но и микролиты плагиоклазов, так что их содержание достигает 60—80% от общего состава породы.

Таким образом, массовое присутствие новообразованных калиевых полевых шпатов является важным индикаторным признаком «старой» — эоцен-меловой океанской коры. В двух случаях наблюдались отклонения от этой закономерности. Новообразованные калиевые полевые шпаты были встречены в миоценовых базальтах скв. 155 (рейс 16) в Панамской котловине и в силле плейстоценовых базальтов скв. 481 (рейс 64) в Калифорнийском заливе. В обоих районах зафиксированы повышенные значения теплового потока.

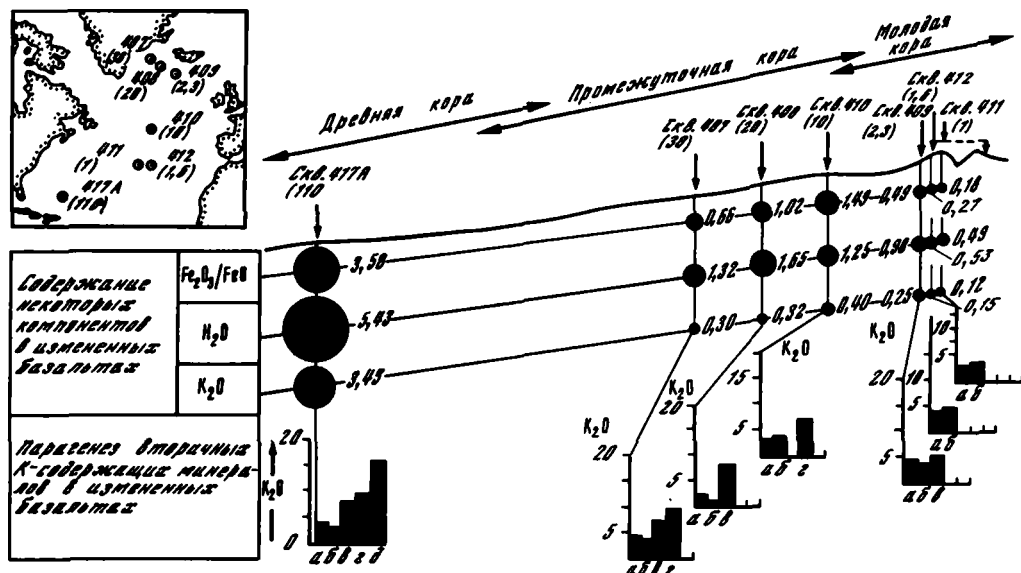
Заключения о разной степени измененности пород старого и молодого «этажей» океанской коры, связанной с разными температурами, не только основываются на результатах минералогического анализа, но и определяются по данным изотопного анализа кислорода. По относительному обогащению тяжелым кислородом как самих базальтов, так и отдельных аутигенных минералов (смектита, филлипсита, кальцита) установлено, что формирование смектит-селадонит-филлипситовой ассоциации проходило при низких температурах, близких к современной температуре морской воды, — 4°C. Для древней эоцен-меловой коры определены температуры около 30—45°C [Muehlenbachs, Clayton, 1976; Muehlenbachs, 1980; Lawrence, 1980; и др.]. Эти же авторы подчеркивают, что молодая кора мощностью до 600 м на флангах Срединно-Атлантического хребта изменена процессами вторичного минералообразования на 10—15%; для древней коры даются очень высокие цифры — до 50%.

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ И ТИПЫ ИЗМЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ

Остановимся коротко на основных факторах преобразований базальтов, воплощающихся в их определенных текстурно-структурных характеристиках. Факторами преобразования являются (рис. 6):

В о з р а с т б а з а л ь т о в, относительное определение которого базируется на возрасте перекрывающих осадков. Приведенный выше материал показал отличия парагенезов новообразованных минералов в молодой и старой океанской коре. Региональность распространения этих парагенезов помимо приведенных выше материалов была проиллюстрирована ранее [Симанович, 1979; Коссовская, Симанович, Шутов, 1981].

П р о н и ц а е м о с т ь п о р о д, определяющая интенсивность проникновения морской воды в толщу базальтов. В свою очередь проницаемость определяется трещиноватостью, текстурным характером пород, в частности степенью их везикулярности, соотношением стекловатой массы и кристаллов, мощностью отдельных потоков. Как правило, максимально изменены прослои брекчированных пород, гиадокластитов, пиллоу-лавы. В наименьшей степени изменены мощные потоки.



Р и с. 6. Показатели вторичного преобразования верхней части базальтового слоя в Атлантическом океане

Диаметр кружков соответствует среднему значению основных показателей измененности базальтов: отношений Fe_2O_3/FeO , содержания H_2O и K_2O

а — палагониты; б — смектиты, в — селадониты, г — филлипситы; д — калиевые полевые шпаты. Цифры в скобках — возраст базальтов (в млн. лет). На врезке — местоположение скважин

Важным фактором является длительность активного взаимодействия базальтов и морской воды, зависящая в определенной степени от скорости накопления и мощности покрывающего осадочного чехла. Например, базальты в скв. 407 (38 млн. лет), где скорость накопления осадков была около 30 м/млн. лет, изменены слабее, чем базальты близрасположенной скв. 408 (20 млн. лет), где скорость осадконакопления была всего 4 м/млн. лет.

Наконец, очень важными факторами являются высокий тепловой поток и проявление гидротермального подтока, вызывающее особенно сильные изменения в некоторых участках океанского дна. Характерным примером может служить скв. 417А, расположенная на древнем подводном поднятии: вся вскрытая 206-метровая толща базальтов, состоящая из чередующихся пиллоу-лав, брекчированных прослоев и подчиненных потоков массивных базальтов, изменена исключительно сильно. Своеобразие состава новообразованных минералов проявляется и в совсем молодых базальтах, находящихся в современных обстановках повышенных значений теплового потока. Здесь появляются калиевые полевые шпаты, корренситы, анальцит (скв. 456, 453, 481).

Можно выделить три типа текстурных преобразований, соответствующих определенным этапам или стадиям низкотемпературного аутигенного минералообразования: 1) появление тончайшей нитевидной трещиноватости (доли миллиметра), по которой начинаются окисление, гидратация и смектитизация пород; этот процесс протекает во всех, даже самых молодых и свежих породах (скв. 412А и др.); основной результат — преобразование титаномегнетита в титаномегнетит и частичное появление гидроокислов Fe, Ti [Honnorez et al., 1978]; смектиты развиваются по оливину, иногда по основной массе около трещинок, облекают стенки везикул; 2) увеличение размера трещин до 1—2 мм, возрастание степени окисления, заполнение трещин и везикул различными смектитами, филлипситом, кальцитом, гидроокислами железа и марганца, смектитизация интенсивно развивается по оливинам и стекловатой массе (скв. 395, 396 и др.); 3) развитие крупных трещин (шириной до 1 см и больше), замещение брекчированных прослоев, полное заполнение везикул селадонитом, смектитами, цеолитами, замещение плагиоклазов калиевыми полевыми шпатами. С данной стадией связано глубокое

геохимическое и минералогическое перерождение пород или их ярко выраженная «континентализация». Экстремальным примером таких изменений служит скв. 417А.

Помимо текстурной макропроницаемости, проникновение морской воды обусловливается и структурной микропроницаемостью поверхностей пиллоу-лава и маломощных потоков. Благодаря быстрому охлаждению внешние оболочки пиллоу-лава имеют очень неоднородную текстуру (см. табл. 2). Вслед за брекчированной зоной гиалокластита следует сидеромелановая корка, пронизанная тонкими трещинами, по которым развивается палагонит, фибропалагонит, цеолиты и выделяются обособления рудных скоплений железа и марганца (см. табл. 2). Вглубь отдельной подушки в сидеромелановой оболочке появляются отдельные вариолы, которые постепенно срастаются, образуя вариолитовую или сферолитовую структуру. Далее следует зона метельчато-перистых структур, представленных тонко сросшимися и трудно микроскопически определяемыми плагиоклазами, пироксенами и стеклом, а вслед за ней уже появляются микропойкилитовые структуры со скелетными лейстами плагиоклазов и заполненными стекловатой фазой интерстициями. Тонкая концентрическая неоднородность сопряжения разных структурных зон наряду с трещинами контракции оставляет многочисленные пути для инфильтрационного и диффузионного проникновения воды, определяющей самые ранние стадии изменения базальтов. На очень ранних стадиях в этих зонах около тонких трещинок появляются бурые окраски, сливающиеся иногда в пятна гидроокислов железа и марганца.

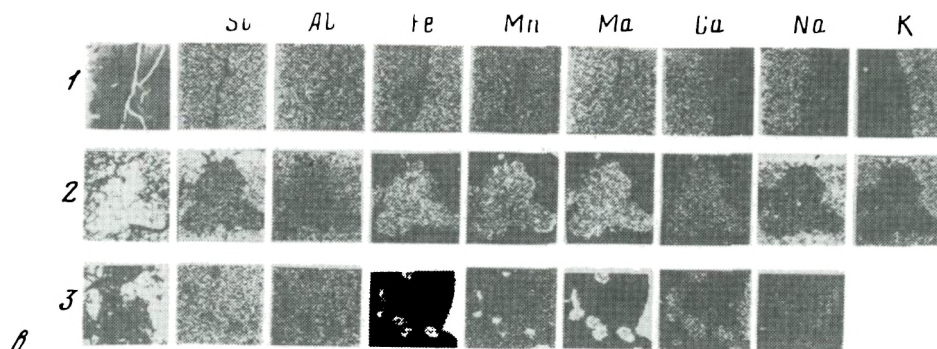
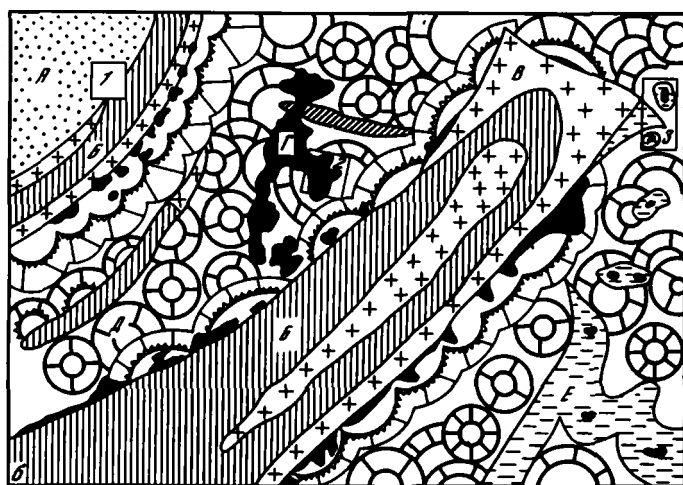
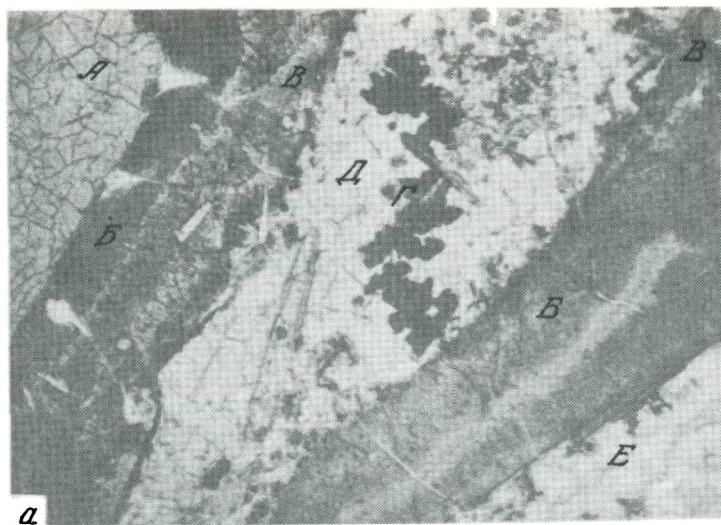
Процесс палагонитизации сидеромелановых оболочек может служить как бы моделью в наиболее «чистом виде», воплощающей изменения, которые происходят в системах базальт — холодная морская вода. Обобщение данных химических анализов по палагонитизации сидеромелановых оболочек базальтов скважин рейсов 37, 45, 46, 49 и 51—53 (см. табл. 2) отчетливо показывает геохимическую направленность этого процесса (Метьюз, 1973; Коссовская и др., 1982; Baragar et al., 1977; Scarfe, Smith, 1977).

Четко выделяются четыре типа поведения элемента: Са — интенсивный вынос, К и вода — привнос, Fe — окисление и накопление, Si, Mg, Na — частичный вынос и определенная перегруппировка, связанная с участием их в формировании новообразованных фаз (смектитов, филлипсита), возникающих в процессе палагонитизации. Обращает на себя внимание почти полное удаление Mn. Важность этого процесса очевидна. Он потенциально иллюстрирует возможности процесса преобразования базальтов как источников рудоносных растворов для формирования металлоносной железо-марганцевой минерализации различных типов в осадочном слое океанов.

Любопытным является поведение Ti. В отличие от Mn Ti интенсивно накапливается в палагонитах, содержание его в 2—3 раза превышает первичное содержание в стекле. При последующих преобразованиях палагонита в смектиты Ti, очевидно, будет высвобождаться и участвовать, возможно, в формировании некоторых рудных скоплений.

Микроскопическое изучение, исследование под сканирующим электронным микроскопом и микрозондовый анализ позволили авторам проследить особенности состава ассоциации минеральных фаз, образующихся при палагонитизации (рис. 7). Начальная палагонитизация сидеромелана выражается в появлении четкой границы «фронта палагонитизации». Вслед за появлением пор в сидеромелане и сети тончайших трещин фронта палагонитизации возникает зона «беспорядочного распределения рентгено-аморфных частиц», постепенно, отдельными разноокрашенными и разнотупреломляющими полосами переходящая в фибропалагониты (слабо окристаллизованные смектиты) и далее в хорошо окристаллизованные Fe—Mn-смектиты. Далее по направлению к центральной части трещинки следует зона глобулярных выделений филлипсита. Отдельные глобулы постепенно раскристаллизовываются в сливающиеся «оборки» сросшихся хорошо окристаллизованных кристаллов филлипсита. На контакте фибропалагонита и филлипсита и в центральной части филлипситового поля присутствуют скопления железо-марганцевых выделений.

Таким образом, уже на стадии палагонитизации по существу оформляется начальная ассоциация минералов, характерная для «верхнего этажа» как измененных базальтов, так и осадочного слоя. Она еще не испытала преобразований под действием каких-либо других факторов.



Р и с. 7. Палагонитизация сидеромелана [Коссовская и др., 1982]

а, б — микрофотография и зарисовка: 1 — фронт палагонитизации и переход сидеромелана в фибропалагонит (начальная смектитизация); 2 — рудные выделения Fe-Mn среди глобулярных образований филлипсита; 3 — Fe-Mg смектиты с отдельными вкрапленниками; А — сидеромелан; Б — аморфный палагонит; В — фибропалагонит (начальный слабоокристаллизованный смектит); Г — рудные Fe-Mn выделения; Д — глобулярные образования филлипсита; Е — хорошо окристаллизованный Fe-Mn смектит; а — участки (1—3), изученные на микрозонде

Полученные результаты привели к заключению, что в океанах идет глубокая низкотемпературная геохимическая и минералогическая переработка первичного материала океанской коры, сопровождающаяся появлением признаков, характерных для коры континентального типа. Важнейшая черта этого процесса — появление как в составе осадочного чехла, так и в продуктах изменения базальтов многочисленных новообразованных минералов, интенсивно накапливающих К. Этот процесс сопровождается аккумуляцией и других литофильных компонентов: Li, Rb, Cs, увеличением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Данный регионально идущий процесс был назван начальной континентализацией океанской коры [Коссовская, 1976; Коссовская, Шутов, 1976; Коссовская, Симанович, Шутов, 1981].

Выявляются два этапа, отражающие разную интенсивность этого процесса: мел-эоценовый и миоцен-плейстоценовый. Суммирование результатов по особенностям состава минеральных ассоциаций как в осадках, так и в измененных базальтах, относящихся к этим двум стратиграфическим интервалам, данных по изотопному составу кислорода [Muehlenbachs, 1980 и др.], некоторых палеонтологических материалов [Savin et al., 1975; и др.] приводит к заключению, что мел-эоценовый этап характеризовался более высокими температурами морской воды по сравнению с современными. Возможно, что эти более высокие температуры придонных вод являлись следствием тектоно-магматической активности в определенные интервалы указанного времени. Хотя таких данных еще очень немного, но результаты определения возраста калишпатизации, даваемые как для Атлантического [Перцев, Русинов, 1981], так и для Тихого [Ozima et al., 1977] океанов, дают возраст 50—60 млн. лет., хотя в определениях первых авторов фигурируют и более древние значения — 87—112 млн. лет.

Нет оснований считать, что такой процесс свойствен только современным океанам и протекал лишь в последние 100—200 млн. лет. Возможно, что такой же процесс являлся одним из путей формирования древних сиалических комплексов. Для решения важнейшей проблемы предложен ряд концепций и моделей. Особенно много работ появилось в последние годы; в частности в некоторых из них [Fyfe, 1978; Fryer et al., 1979] предполагается, что основное формирование древних комплексов осуществлялось в «кархейских вулканических океанах». Древняя кора была тоньше и горячее современной. Конвективный тепломассоперенос, сосредоточенный сейчас на границах литосферных плит, осуществлялся в древние этапы за счет множества близко расположенных «горячих точек» [Fyfe, 1978]. Вследствие этого процессы «экзогенной континентализации» могли иметь гораздо больший масштаб.

Следует также отметить, что новые качества, приобретаемые измененными базальтами и алюмосиликатной составляющей осадочного слоя, в совокупности со спецификой строения осадочного слоя, который на 80% состоит из биогенных карбонатных и кремнистых пород, дают основание предположить, что этот качественно новый материал, попадавший в зоны субдукции и аккреции может быть привлечен для рассмотрения проблемы андезитового вулканизма.

В балансе процессов континентализации наиболее сложной является проблема источника K_2O . В ее решении весьма интересный материал дает изучение поведения К в мощных разрезах терригенно-глинистых толщ континентов, подвергшихся региональному эпигенезу и начальному метаморфизму. Во всех этих сериях мощностью 2500—10000 м, в различных регионах в толщах разного возраста, начиная от миоцен-олигоценных и кончая нижнепалеозойскими и рифейскими, повсеместно наблюдается формирование слюдястых минералов из монтмориллонитов, сопровождающееся интенсивным возрастанием содержания K_2O от 1 до 5—6%. Долгое время считалось, что возрастание концентрации K_2O в процессе гидрослюдизации связано с его перераспределением за счет эпигенетической перекристаллизации обломочных компонентов (полевых шпатов, терригенных слюд, обломков пород). Однако изучение валового состава пород мощных однотипных терригенных серий многих регионов, например мезозоя и верхнего палеозоя Верхоянья, показало, что наблюдается и общее обогащение пород K_2O . Это дает основание предположить, что эпигенетическая гидрослюдизация может являться как бы отголоском или продолжением того регионального поступления подтока глубин-

ных флюидов, содержащих К, которое происходит при формировании собственно метаморфических комплексов и гранитизации.

Таким образом, на континентах региональный процесс обогащения К «растягивается» на десятки километров осадочно-метаморфических комплексов мощной континентальной коры. Важно подчеркнуть, что накопителями калия (до ортоклазовой изограны) являются слоистые силикаты — гидрослюда и слюды, представляющие собой в силу своих кристаллохимических особенностей «универсальные ловушки» для К.

В отличие от мощного чехла метаморфических и осадочных пород континентальных блоков, где К реализуется слоистыми минералами по всему разрезу из интерстиционных вод, в тонкой океанской коре минералы, способные задержать К, появляются только в насыщенных водой измененных породах верхней части второго слоя и в осадочных отложениях, где ловушками К могут служить минералы с подвижными структурами — глины и цеолиты.

Можно предположить, что поступление К шло в течение геологического времени с неодинаковой интенсивностью; существовали периоды (импульсы?) его наиболее активной подачи. На континентах они, возможно, могут фиксироваться уровнями массового глауконитообразования (в рифее — венде, раннем кембрии, раннем ордовике и далее в поздней юре, мелу — палеогене, миоцене) [Николаева, 1980] или региональными образованиями калиевых солей и специфических аутигенных гидрослюд — Fe-иллитов и Fe-Al-иллитов эвапоритового осадконакопления. Для фиксации подобных уровней аутигенной калиевой минерализации в океанах пока еще нет соответствующих материалов. Однако данные о возрасте (около 50–60 млн. лет) аутигенной калишпатизации при подводном изменении базальтов, полученные Озимой и др. [Ozima et al., 1977] в драгированных образцах в Тихом океане, и аналогичные результаты Н. Н. Перцева и В. Л. Русинова [1981], исследовавших изменение базальтов в скв. 52—53 в Атлантическом океане, дают основания предположить, что такие «импульсные» уровни калиевой минерализации могут иметь место и в океанах.

ЛИТЕРАТУРА

- Гептнер А. Р. Палагонит и процессы палагонитизации. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 5, с. 113—130.
- Гептнер А. Р. Об источниках калия в цеолитах Исландии. — В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980, с. 76—84.
- Дриц В. А., Коссовская А. Г. Геокристаллохимия диоктаэдрических смектитов. — Литология и полез. ископаемые, 1980, № 1, с. 84—114.
- Коссовская А. Г. Модель пелагического глинообразования. — In: «Seventeenth Conference on Clay mineralogy and petrology». Karlovy Vary, 1976, p. 196—201.
- Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А. и др. Минералогия мезозойских отложений Атлантического океана (по материалам рейса 2 «Гломар Челленджера»). — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 12—33.
- Коссовская А. Г., Петрова В. В., Шутов В. Д. Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 10—31.
- Коссовская А. Г., Симанович И. М., Шутов В. Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.
- Коссовская А. Г., Тимофеев П. П., Шутов В. Д. Основные типы пород и история их происхождения в Норвежской котловине и в западной части Лафонтенской котловины. — В кн.: Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе «Гломар Челленджера»: Литология и петрография. М.: Наука, 1978, с. 102—109.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 15—30.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Кац М. Я. Генетические типы клиноптилолитов континентов и океанов. — В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980, с. 8—30.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Симанович И. М. Современное состояние и перспектива развития проблемы эпигенеза (предметаморфизма) на континентах и в океанах. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 45—62.
- Кудряцев Д. И. О преобразовании интерстиционного стекла в эффузивных базальтах Тунгусской синеклизы. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 2, с. 139—144.
- Логвиненко Н. В., Попова Е. А. Клиноптилолит из юрских и нижнемеловых отложений Северной Атлантики. — Литология и полез. ископаемые, 1983, № 3, с. 42—48.

- Ложова О. С. Пальгорскиты и сепиолиты континентов и океанов. М.: Наука, 1979. 180 с. (Тр / ГИН АН СССР; Вып. 336).
- Метьюз Д. Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 103—124.
- Николаева И. В. Эволюция обстановок образования минералов группы глауконита. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 133—145.
- Перцев Н. П., Русинов В. Л. Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 «Гломар Челленджера». — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 17—22.
- Петрова В. В., Воронин Б. И., Серебрянникова Н. Д. Особенности подводного изменения основного стекла в скв. 160 рейса 16 «Гломар Челленджера». — Литология и полез. ископаемые, 1980, № 2, с. 133—142.
- Симанович И. М. Калиевый полевой шпат в океанических базальтах. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 52—63.
- Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. Текстурные типы эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы. М.: Наука, 1981. 64 с. (Тр / ГИН АН СССР; Вып. 362).
- Baragar W. R., Plant A. G., Pringle G. Y., Schay M. Petrology and alteration of selected unites of Mid-Atlantic ridges basalts from sites 332 and 335. — Canad. J. Sci., 1977, vol. 14, N 4, p. 837—874.
- Bass M. N. Secondary minerals in oceanic basalts, with special reference to Leg 34, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 34, p. 393—432.
- Cortiss J. R., Lyle M., Dymond J., Grane K. The chemistry of hydrothermal mounds near Galapagos rift. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 40, p. 12—24.
- Curch T. M., Velde B. Geochemistry and origin of deep-sea Pacific palygorskite deposits. — Chem. Geol., 1979, vol. 25, p. 31—39.
- Donnelly T. W., Thompson G., Salisbury M. H. The chemistry of altered basalts at site 417 Deep Sea Drilling Project. Leg 51. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 51/53, p. 1319—1333.
- Donnelly T. W., Prichard R. A., Emmermann R., Puchelt H. The aging of oceanic crust: synthesis of the mineralogical and chemical results of Deep Sea Drilling Project, Leg 51 through '53. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 51/53, p. 1563—1579.
- Fyfe W. S. The evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient not spot tectonics? — Chem. Geol., 1978, vol. 23, p. 89—114.
- Fryer B. J., Fyfe W. S., Kerrich R. Archaean volcanogenic oceans. — Chem. Geol., 1979, vol. 24, p. 25—33.
- Hart R. A. A model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer 2. — Canad. J. Earth Sci., 1973, vol. 10, N 6, p. 799—816.
- Honnorez J., Bohlke J. K., Honnorez-Guerstein B. M. Petrological and geochemical study of the low temperature submarine alteration of basalts Hole 396B, Leg 46. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 46, p. 299—318, 320—329.
- Honnorez J., Von Herzen R. P., Barret T. et al. Hydrothermal mounds and young ocean crust of the Galapagos: Preliminary DSDP results Leg 70. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1981, vol. 92, pt 1, p. 457—472.
- Lawrence J. R. Temperature of formation of calcite veins in the basalts from Deep Sea Drilling Project Holes 417 and 417D. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 51/53, p. 1183—1184.
- Melson W. G., Thompson G. Glassy abyssal basalts Atlantic sea near St. Paul's rocks: petrography and composition of secondary clay minerals. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 2, p. 703—716.
- Muchlenbachs K. The alteration and aging of the basaltic layer of the sea floor: oxygen isotope evidence from DSDP / IPOD Leg 51, 52, 53. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 51/53, p. 1159—1167.
- Muchlenbachs K., Clayton R. H. Oxygen isotope composition of the oceanic crust and its bearing on sea water. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 23, p. 4365—4369.
- Ozima M., Saito K., Honda M. Sea water weathering effect on K-Ar age submarine basalt. — Geochim. et cosochim. acta, 1977, vol. 41, p. 453—461.
- Pertsev N. N., Rusinov V. L. Mineral assemblages and processes of alteration in basalts at Deep Sea Drilling Project sites 417 and 418. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 51/53, p. 1219—1241.
- Pritchard R. G., Cann J. R., Wood D. A. Low-temperature alteration of oceanic basalts DSDP Leg 49. — In: Initial Reports of the DSDP, Wash., 1979, vol. 49, p. 709—714.
- Rateev M. A., Timofeev P. P., Rengarten N. V. Minerals of the clay fraction in Pliocen-Quaternary sediments of the East Equatorial Pacific. — In: Initial Report of the DSDP. Wash., 1980, vol. 54, p. 307—318.
- Savin S. M., Douglas R. G., Stehly F. G. Tertiary marine paleotemperatures. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 1499—1510.
- Scarfe C. M. Secondary minerals in some basaltic rocks from Deep Sea Drilling Project Legs 52 and 53, Hole 418A. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 52/53, p. 1243—1252.
- Scarfe C. M., Smith D. G. Secondary minerals in some basaltic rocks from DSDP, leg 37. — Canad. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, N 4, pt 2, p. 903—910.

ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН В СВЕТЕ ДАННЫХ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

Начало систематического изучения активных окраин с помощью глубоководного бурения относится к рубежу 1970—1971 гг., когда состоялся 15-й рейс «Гломар Челленджера» в Карибский бассейн. Вслед за этим была осуществлена серия экспедиций (рейсы 19, 21, 29, 30 и 31), проводивших исследование структур западного обрамления Тихого океана начиная с Алеутской дуги и Берингова моря на севере и кончая системой островных дуг и краевых морей юго-западного сектора. Этот цикл завершают экспедиции конца 70-х годов, изучавшие серию тщательно спланированных разрезов в пределах Филиппинского моря, Японского, Марианского и Центрально-Американского желобов, а также на Калифорнийском бордерленде (рейсы 56—60, 63, 66 и 67).

С учетом отдельных результатов других рейсов к началу 1981 г. в пределах всей системы активных окраин было пробурено свыше 120 скважин. Эти работы сопровождались детальными геофизическими исследованиями с использованием новейших технических средств и весьма интенсивным сбором коренных пород дна методом драгирования. Весь этот фактический материал позволяет сделать ряд обобщений не только регионального, но и самого общего значения.

Современные активные окраины охватывают весьма сложный комплекс структур, которые, как полагают, возникают вследствие процесса субдукции океанской литосферы. К числу этих структур относятся: система узких глубоководных желобов, сопряженные с ними горные сооружения островных дуг и континентальных окраин с цепями активно действующих вулканов, а также расположенные в тылу котловины краевых морей и разделяющие их хребты и поднятия.

Данные бурения на склонах желобов вместе с результатами драгировок и детального сейсмопрофилирования [Удинцев и др., 1974; Геология..., 1980; Keller et al., 1979; Von Huene et al., 1979, 1980; Langseth et al., 1980; Hussong et al., 1981; Watkins et al., 1981] не оставляют сейчас сомнений в том, что эти структуры маркируют активные тектонические контакты двух литосферных плит с разными сейсмическими разрезами коры, разным характером пород фундамента и с совершенно различной историей формирования осадочного чехла. Суммируя результаты, опубликованные к настоящему времени, необходимо отметить следующие важные черты строения и развития внутренних и внешних склонов желобов.

1. Состав пород фундамента на приконтинентальной стороне всегда сложнее, чем на океанской, и обычно включает вместе с породами офиолитовой ассоциации широкий спектр изверженных и метаморфических пород [Удинцев и др., 1974; Марков, 1975; Чернышова, Силантьев, 1977; Савельева и др., 1980; Hawkins, Batiza, 1977]. Во втором случае это, как правило, океанские толеитовые базальты [Шараськин и др., 1980; Abouin et al., 1981; Watkins et al., 1981].

2. Осадки внутренних склонов содержат большое количество терригенной примеси, во многих случаях относятся к турбидитному типу, а иногда даже представляют собой типичные оползневые брекчии [Мурдмаа и др., 1980; Langseth et al., 1980; Hussong et al., 1981; Abouin et al., 1981; Watkins et al., 1981]. В отдельных случаях (районы Алеутской дуги и Центрально-Американского желоба) продукты терригенного сноса могут выноситься и в открытый океан [Creager et al., 1973; Abouin et al., 1981], но в целом развитие осадочного чехла на внешних склонах желобов определяется процессами пелагической седиментации.

3. Призмы материала с низкой плотностью и чешуйчатой внутренней структурой, залегающие у основания внутренних склонов [Seely, 1977], в большинстве случаев оказались невозможным интерпретировать как результат аккреции осадочного чехла океанской плиты. Этому противоречат и состав поднятого материала, и нормальный характер стратиграфической последовательности, и отсутствие признаков интенсивных тектони-

ческих дислокаций в породах [Abouin et al., 1981; Abouin, Blanchet, 1981; Watkins et al., 1981].

4. Анализ элементов тектоники на склонах желобов, обнаруживаемых многоканальным сейсмопрофилированием, позволяет считать, что оба склона находятся в режиме растяжения, а не сжатия. Благодаря этому на внутренних склонах возникают характерные уступы, ограниченные сетью прямолинейных разломов, а монотонность верхних горизонтов океанской плиты в районах, примыкающих к желобам, оказывается нарушенной образованием сложной системы горстов и грабенов [Renard et al., 1980; Abouin, Blanchet, 1981].

5. Вместо ожидаемых процессов воздымания для внутренних склонов желобов характерными оказались движения обратного знака, приводящие к опусканию отдельных блоков с амплитудой до 3000 м и более [Langseth et al., 1980; Abouin et al., 1981; Husong et al., 1981].

Все эти факты, вместе взятые, говорят о том, что для фронтальной зоны островных дуг и активных континентальных окраин типичны не конструктивные тектогенные процессы наращивания континентальной коры, а противоположные им процессы деструкции, в том числе и тектонической [Пушаровский, 1972; Scholl et al., 1981], приводящие к интенсивной эрозии окраин. Если бы желоба являлись простыми структурами прогибания, они были бы быстро завалены продуктами разрушения. Как известно, за очень редкими исключениями, этого не происходит, и отсюда помимо явных тектонических следствий вытекает одна проблема, важная с точки зрения геохимии.

Незначительная роль явлений аккреции и крайне малые мощности осадков на дне желобов позволяют сделать заключение, что в зонах конвергенции, под подошвой верхних плит, должны захороняться значительные количества осадочного материала, имеющего в целом геохимические характеристики сиалического вещества. За историю своего развития система зон конвергенции должна была поглотить такой объем океанских осадков, который равен объему осадочного чехла на дне современных океанов, умноженному на число циклов полного обновления океанской коры. Продолжительность одного цикла, если исходить из возраста древнейших участков дна, составляет 150, максимум 200 млн. лет. Тогда, например, начиная с эпохи байкальской орогении океанская кора должна была обновиться полностью не менее 4 раз, поставив в зоны конвергенции соответствующий объем осадков пелагического типа.

К этому следует добавить и собственно терригенный материал. Его общий вклад можно грубо оценить примерно тем же способом, допустив, что интенсивность сноса продуктов эрозии с пассивных окраин по всем критериям не ниже, чем с активных, и следовательно, в качестве исходных в расчеты можно ввести данные о мощностях терригенных толщ в пассивных зонах перехода океан — континент. При этом, как показывают результаты исследований последних лет [например, Schlee et al., 1979; Sheridan et al., 1979], начиная с конца мезозоя у подножия пассивных окраин скопились весьма существенные количества такого материала.

Даже без учета фактора тектонической эрозии, количественно оценить который пока невозможно, приведенные рассуждения показывают, что поступление сиалического вещества с поверхности на глубину в процессе развития зон конвергенции — явление действительно крупного масштаба. При условии, что этот материал в результате субдукции мог достигать таких глубин в мантии, где происходит магмообразование и действует механизм конвекции, одним из неизбежных следствий должна быть возрастающая со временем контаминация мантийного вещества компонентами сиала. Однако, как будет показано ниже, геохимические особенности магматизма, связанного с зонами конвергенции плит, не дают достаточных оснований для такого заключения.

Не менее важная и интересная информация была получена при бурении различных структур дна краевых морей. Наиболее характерными элементами рельефа этих областей активных окраин являются котловины с корой океанского типа и разделяющие их, нередко кулисообразно расположенные системы подводных хребтов и поднятий. Из существующих представлений о природе этих структур в свете новых данных особенно удачной оказалась гипотеза Карига [Karig, 1971, 1972, 1975], который предположил, что подводные хребты представляют собой остаточные островные дуги, а расположенные между

ними котловины отнес к междуговым зонам растяжения с новообразованной океанской корой. И то и другое блестяще подтвердилось всеми последующими результатами бурения. Особенно детально изучен район Филиппинского моря, где в общей сложности состоялось пять рейсов «Гломар Челленджера». Поэтому синтез данных именно по этому региону [Шараськин, Богданов, 1979; Богданов, Хаин, 1980; Sharaskin et al., 1981; и др.] позволил не только подтвердить представления Карига и других исследователей, но и внести в них ряд важных уточнений, касающихся общих закономерностей эволюции краевых морей.

Прежде всего оказалось, что периоды магматической активности в пределах котловин краевых морей и на сопряженных островных дугах не синхронны, как это считалось прежде. Они сменяют друг друга таким образом, что по сравнению с завершающим циклом вулканизма на остаточной дуге возраст базальтового фундамента в котловине, находящейся с континентальной ее стороны, древнее, а с океанической — моложе (рис. 1). Проводя палинспастические реконструкции на основе схемы, представленной на рисунке, нетрудно сделать вывод, что островные дуги в процессе эволюции рассматриваемого региона последовательно наступали на океан, раскалываясь примерно вдоль своей оси таким образом, что их фронтальная часть смещалась относительно тыловой в восточном направлении. При этом в промежуточной зоне возникала очередная по времени образования котловина с океанской корой, а на самой дуге наступал перерыв в вулканической деятельности. Аналогичный процесс развития на основе более ограниченных данных [Burns et al., 1973; Andrews et al., 1975; Kennett et al., 1975] можно предполагать и для системы структур, расположенных к востоку от Австралии. Устанавливаемый факт смещения дуг в сторону океана еще раз подтверждает активную природу тектонических контактов, маркируемых осевыми линиями желобов, и снова возвращает нас к анализу судьбы погружаемых океанских плит и расположенных на них осадков.

Следует сказать, что многочисленные попытки создать модель развития активных окраин [Toksöz, Bird, 1977; Uyeda, Kanamori, 1979; и др.] в основном представляют умозрительный анализ тех следствий, которые может вызвать погружение холодной и тяжелой океанской литосферы в область высоких температур и давлений в мантии. Несмотря на сложные теоретические расчеты, составляющие основу таких работ, их выводы целиком зависят от тех параметров, которые, по мнению того или иного исследователя, характеризуют сам процесс погружения. Для этого обычно исходят из геофизических данных, интерпретация которых во многом также условна. Пожалуй, единственный способ оценить независимым образом реальность субдукции океанских плит на значительную глубину в мантию — это анализ данных по геохимии магматизма зон конвергенции.

Для целей такого анализа важно подчеркнуть, что если второй и третий слои океанской коры возникают в конечном итоге из определенного геохимического резервуара в мантии, то субдукция их в неизменном виде в тот же резервуар не в состоянии обусловить ни изменение состава резервуара, ни возникновение в нем принципиально иных магматических выплавок. Образно говоря, вещество в данном случае возвращается «на круги своя». Другое дело, когда породы океанской коры изменяют свой состав при взаимодействии с морской водой и к тому же увлекают с собой те количества осадочного материала, о которых говорилось выше. В этом случае резко отличный от мантийного состав вещества, поступающего на глубину, не может не сказаться и на составах магм, если таковые возникают в его присутствии.

Данные по геохимии базальтов, слагающих второй слой коры в котловинах краевых морей, выявляют их несомненную аналогию с абиссальными толентами открытого океана и позволяют исключить возможность их связи с загрязненным источником в мантии [Meijer, 1976; Hawkins, 1976; Hawkesworth et al., 1977; Zakariadze et al., 1980]. Те незначительные отклонения в сторону обогащения этих пород некоторыми литофильными элементами, которым иногда придается непомерно большое значение, в целом не выходят за пределы аналогичных отклонений и в породах срединных хребтов, которые послужили основой для выделения среди последних нескольких геохимических подтипов [Schilling, 1973; Sun et al., 1979].

По сравнению с толитами котловин все типы пород островных дуг, включая базальты, явно обогащены спектром литофильных редких элементов, что для многих исследователей является решающим фактором отнесения этих пород к продуктам дифференциации контаминированной мантии. Противоречия, с которыми сталкивается такая точка зрения, уже рассматривались в ряде работ, основанных либо на расчете геохимических балансов [Church, 1973, 1976; Meijer, 1976], либо использующих индикаторную роль отношений геохимических пар элементов [Dixon, Batiza, 1979; Perfit et al., 1980; Sharaskin et al., 1981]. Здесь к этому списку аргументов можно добавить еще ряд достаточно серьезных возражений.

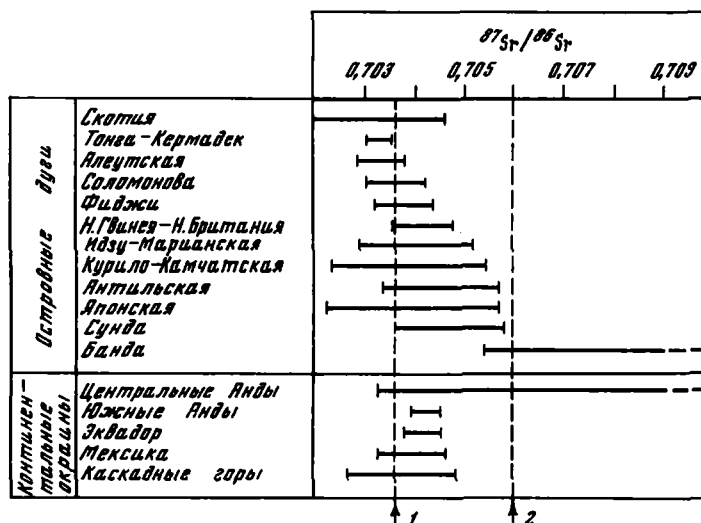
Начать с того, что объяснить периодическое излияние то контаминированных островодужных, то неконтаминированных интрадуговых магм, как это имело место при формировании структур Филиппинского моря, можно только с помощью сложных и достаточно искусственных схем. Представление о периодическом изменении скорости субдукции [Karig, 1975; Jurdy, 1979] мало помогает в этом отношении, так как проблема отсутствия общего, интегрального по времени эффекта контаминации и вопрос о причинах асинхронности магматизма того и другого типа все равно остаются без ответа.

Одновременно следует учесть, что данные о составе мантийного резервуара, генерирующего толиты океанского типа, нельзя распространять на состав всей верхней мантии. Вулканические породы островов открытого океана, возникающие согласно петрологическим критериям на большей глубине, имеют иные соотношения радиогенных изотопов, чем толиты, а это значит, что вещество самой мантии геохимически гетерогенно. При этом характерно, что, например, для пород с океанских островов величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблется в пределах 0,7024—0,7060, что полностью соответствует вариациям этого параметра в породах, извергаемых почти на всем протяжении «огненного кольца», за исключением всего двух районов — дуги Банда и Центральные Анд (рис. 2). Следовательно, если идея контаминации магм в открытом океане исключена, то незачем прибегать к ней и в объяснениях изотопии Sr в породах островных дуг.

Против идеи контаминации говорит и характер поперечной зональности состава вулканитов во многих островных дугах, согласно которой породы самых тыловых зон оказываются максимально обогащенными K и другими литофильными компонентами [Кипо, 1959; Sugimura, 1968; и др.]. Такая зональность прямо противоположна той, которую следовало бы ожидать, будь поступление сиалических компонентов на глубину определяющим фактором геохимической специализации островодужных магм. Несомненно, что в последнем случае влияние контаминации должно быть максимальным для очагов плавления, расположенных наиболее высоко, и постепенно уменьшаться с глубиной вдоль наклонных зон Заварицкого — Беньофа. Поэтому, как справедливо полагают многие исследователи, наблюдаемую зональность следует объяснять либо генерацией магм в независимых разноглубинных источниках, либо процессами приповерхностной, но никак не глубинной ассимиляции пород сиала.

К сказанному следует добавить, что наряду с повышенными концентрациями элементов литофильной группы подавляющая часть различных по составу пород островодужных серий имеет по сравнению с абиссальными толитами на порядок более низкие концентрации таких элементов, как Sr и Ni, характеризуясь при этом низкой величиной отношения Ni/Co. Такие породы не могут быть прямыми продуктами кристаллизации магм, находившихся в равновесии с ультраосновным веществом мантии. Дефицит указанных элементов становится понятен, если данный тип пород возникал в результате дифференциации некоторых родоначальных магм, терявших на пути продвижения вверх мафические компоненты за счет интенсивного фракционирования оливинов и пироксенов. Но тогда увеличение содержаний литофильных компонентов будет неизбежным следствием данного процесса, и необходимость глубинной контаминации опять ставится под сомнение.

Таким образом, имеются достаточно веские основания считать, что контаминационная гипотеза происхождения магматизма островных дуг и интрадуговых котловин является малопринимлемой со многих точек зрения. С учетом процессов, происходящих в желобах, это приводит к двум важным следствиям.



Р и с. 2. Диаграмма вариаций изотопных отношений стронция в породах современных островных дуг и активных континентальных окраин (составлена на основании литературных данных)

1, 2 — верхний предел отношений: 1 — в базальтах срединных хребтов, 2 — в породах океанских островов

Во-первых, необходимо полагать, что измененные породы океанской коры и приносимый в желоба осадочный материал, погребаясь в зонах конвергенции под подошвой верхней плиты, тем не менее не достигают глубин магмообразования в мантии. Вероятнее всего, вся масса такого вещества, тектонически сгущаясь, формирует корневые части тех горных сооружений, которые развиваются во фронтальной зоне всей цепи активных окраин. На определенной стадии этого процесса метаморфическая эволюция тектонически смешанных пород различного генезиса, видимо, может приводить к развитию таких явлений, которые вызывают палингенез самой смеси и дают начало собственно гранитоидному магматизму и эффузивным сериям с явно выраженным коровым происхождением. В современной цепи активных окраин на такой стадии, вероятно, находятся Центральные Анды.

Во-вторых, необходимо признать изначально мантийный генезис большинства эффузивных серий островных дуг и континентальных окраин. Геохимические критерии заставляют искать их истоки в очень глубоких горизонтах мало дифференцированной мантии. Связь таких горизонтов с поверхностью, видимо, возникает лишь тогда, когда развиваются сверхглубинные зоны тектонических нарушений, вроде зон Заварицкого—Беньюфа. Как показывают результаты изучения пород типа высокомагнезиальных андезитов, бонинитов и марианитов [Добрецов и др., 1980; Kuroda et al., 1978; Sharskin et al., 1981], их составы вполне равновесны по отношению к ультраосновному веществу, и следовательно, могут характеризовать те возможные составы родоначальных мантийных расплавов, обогащенных SiO_2 , которые реально существуют в природе. Сами они достигают поверхности только в крайне редких случаях, но зато из-за особенностей состава вполне могут дать начало мощным извержениям лав андезитов и дацитов, выделяя оливин-пироксеновые куммуляты, пополняющие слой деплетированной мантии.

В заключение необходимо сказать, что данная статья — всего лишь краткий обзор результатов последних исследований активных окраин. В ней затронуты только некоторые вопросы, связанные с особенностями эволюции этих глобальных структурно-тектонических областей, характеризующихся максимальным проявлением эндогенной активности на современном этапе развития Земли. Тем не менее попытка всестороннего анализа затронутых вопросов убеждает в том, что субдукция океанских плит на глубины до 700 км — процесс скорее проблематичный, чем само собой разумеющийся. Несомненно лишь факт погребения их краев в основании островных дуг и континентальных окраин, но общий механизм дальнейшего процесса, вероятнее всего, принципиально иной,

чем это представлялось до сих пор. Во всяком случае, есть достаточно серьезные основания предполагать, что не только явления, вызываемые столкновением плит и приводящие к постоянной рециркуляции вещества коры, определяют эволюцию активных окраин. Заметную, а может быть, даже ведущую роль при этом могут играть глубинные импульсы вещества и энергии, проводниками которых в верхние горизонты являются зоны Заварицкого — Беньофа. Такая точка зрения позволяет снять очень многие противоречия, с которыми сталкивается идея субдукции в ее чистом виде.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Н. А., Хаин В. Е. Основные этапы эволюции земной коры Филиппинского региона. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 243—250.
- Геология дна Филиппинского моря / Под ред. А. В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
- Добрецов Н. Л., Шараскин А. Я., Лаврентьев Ю. Г. и др. Вулканогенные породы серии марианит — бонинит. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: 1980, с. 149—179.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Мурдмаа И. О., Гречин В. И., Музылёв Н. Г. и др. Осадки и осадочные породы. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 38—105.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1972.
- Савельева Г. Н., Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г. и др. Петрология гипербазитов, габбро и метаморфических пород. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 180—236.
- Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Шараскин А. Я. и др. Новые данные о желобах-разломах юго-западной части Тихого океана. — Геотектоника, 1974, № 2, с. 3—14.
- Чернышева В. И., Силантьев С. А. Глаукофановые сланцы желоба Пуэрто-Рико. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 929—931.
- Шараскин А. Я., Богданов Н. А. Состав и структурное положение офиолитовых ассоциаций Филиппинского бассейна. — В кн.: Офиолиты тихоокеанского пояса: XIV Тихоокеан. науч. конгр. М.: ВИНТИ, 1979, с. 19—20.
- Шараскин А. Я., Закариадзе Г. С., Дмитриев Ю. И. и др. Петрология вулканогенных пород. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 106—148.
- Abouin J., Von Huene R. and Scientific Party. A summary of Deep Sea Drilling Project, Leg. 67. Shipboard results from the Mid-America Trench transect off Guatemala. — *Oceanol. acta*, spec. N: Geology of continental margins, 1981, vol. 4, p. 225—232.
- Abouin J., Blanchet R. Subduction and tectonics: discussion of the results of the IPOD program in active margins. — *Oceanol. acta*, spec. N: Geology of continental margins, 1981, vol. 4, p. 283—294.
- Andrews J. E., Packham G. and Scientific Party. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975. Vol. 30. 753 p.
- Burns R. E., Andrews J. E. and Scientific Party. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973. Vol. 21. 931 p.
- Creager J. S., Scholl D. W. and Scientific Party. Initial Reports of DSDP. Wash., 1973. Vol. 19. 913 p.
- Church S. E. Limits of sediment involvement in the genesis of orogenic volcanic rocks. — *Contribs Mineral and Petrol.*, 1973, vol. 39, p. 17—32.
- Church S. E. The Cascade Mountains revisited: a re-evaluation in light of new lead isotope data. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 29, p. 175—178.
- Dixon T. H., Baliza R. Petrology and chemistry of recent lavas in the northern Marianas: implications for the origin of island arc basalts. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1979, vol. 67, p. 167—181.
- Hawkesworth C. J., Onions R. J., Pankhurst R. J. et al. A geochemical study of island arc and back arc tholeiites from the Scotia Sea. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36, p. 253—262.
- Hawkins J. W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 28, p. 283—297.
- Hawkins J., Baliza R. Metamorphic rocks of the Yap arc-trench system. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 37, p. 216—229.
- Hussong D. M., Uyeda S. and Scientific Party. Initial Reports of DSDP. Wash., 1981, Vol. 60.
- Jurdy D. M. Relative plate motions and the formation of marginal basins. — *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84, p. 6796—6802.
- Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 2542—2561.
- Karig D. E. Remnant arc. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, p. 1057—1068.
- Karig D. E. Basin genesis in the Philippine Sea. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975, vol. 31, p. 857—879.
- Keller B., Lewis B. T., Meeder C. et al. Exploration seismology studies of active and passive continental margins. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1979, vol. 29, p. 443—451.
- Kennet J. P., Houtz R. E. and Scientific Party. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975. Vol. 29. 1197 p.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — *Bull. Volcanol.*, 1959, vol. 20, p. 37—76.

- Kuroda N., Shiraki K., Urano H. Boninites as a possible calc-alkalic primary magma. — In: Intern. Geodynamic Coni. «Western Pacific and magma genesis», Tokyo, Japan, 1978, Abstr. vol., p. 280—281.
- Langseth M., Okada H. and Scientific Party. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980. Vol. 56/57. 629 p.
- Meijer A. Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana island arc system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 87, p. 1358—1369.
- Perfit M. R., Gust D. A., Bence A. E. et al. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. — Chem. Geol., 1980, vol. 30, p. 227—256.
- Renard V., Abouin J., Lonsdale P., Stephan J. F. Premiers résultats d'une étude de la fosse d'Amérique centrale au sondeur multiaspectuels (Seabeam). — C. r. Acad. sci. D, 1980, vol. 291, p. 137—142.
- Schilling J.-G. Iceland mantle plume, geochemical study of the Reykjanes Ridge. — Nature, 1973, vol. 242, p. 565—569.
- Schlee J. S., Dillon W. P., Grow J. A. Structure of the continental slope off the eastern United States. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1979, vol. 27, p. 95—117.
- Scholl D. M., Huene R. von, Vallier T. L., Howell D. G. Sedimentary masses and concept about tectonic processes at underthrust ocean margins. — Geology, 1981, vol. 8, p. 564—568.
- Sharaskin A. Ya., Bogdanov N. A., Zakariadze G. S. Geochemistry and timing of the marginal basin and arc volcanism of the Philippine Sea. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1981, vol. 300, p.
- Sheridan R. E., Grow J. A., Behrendt J. C., Bayer K. C. Seismic refraction study of the continental edge of the eastern United States. — Tectonophysics, 1979, vol. 59, p. 1—26.
- Sugimura A. Spatial relations of the basaltic magmas in island arcs. — In: Basalts / Ed. H. H. Hess, A. Poldervaart. N. Y.: Wiley Intersci. Publ., 1968, vol. II, p. 537—571.
- Sun S.-S., Nesbitt R. W., Sharaskin A. Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 44, p. 119—138.
- Toksöz M. N., Bird P. Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus. — In: Island arcs, Deep sea trenches and Back-arc basins / Ed. M. Talwani, W. C. Pitman. Wash.: AGU, 1977, p. 379—393. (M. Ewing Ser. 1).
- Uyeda S., Kanamori H. Back arc opening and the mode of subduction. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, p. 1049—1061.
- Von Huene R., Moor G. W., Moor J. C. Cross section of Alaska Peninsula — Kodiak Island — Aleutian Trench. — Geol. Soc. Amer. Map and Charts, ser. MC-28A, scale 1 : 250.000. 1979.
- Von Huene R., Abouin J. and Scientific Party. The Deep Sea Drilling Project. Leg 67. Middle America Trench transect off Guatemala. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, vol. 91, p. 421—432.
- Watkins J. S., Moore J. C. and Scientific Party. Accretion, underplating, subduction and tectonic evolution, Middle America Trench, Southern Mexico: results from DSDP Leg 66. — Oceanol. acta, spec. N: Geology of continental margin, 1981, vol. 4, p. 213—224.
- Zakariadze G. S., Dmitriev L. V., Sobolev A. V., Suschevskaya N. M. Petrology of basalts of holes 447A and 450, DSDP Leg 59, Zouth Philippine Sea Transect. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 59, p. 669—680.

УДК 552.24.085.5:551.242.2

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

ГЛУБОКОВОДНОЕ БУРЕНИЕ И ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ

В результате бурения был получен огромный материал по геологии дна океанов и морей, благодаря чему все основные отрасли геологических знаний получили новый мощный толчок для своего развития. Ниже мы остановимся на значении бурения для тектоники и обратим внимание на проблемы, получившие новое толкование, или вообще впервые поставленные.

Прежде всего следует отметить, что глубоководное бурение принесло важнейшие геологические данные не только в отношении океанов, но и переходных зон и, как это ни парадоксально, континентов.

До разбуривания океанского дна тектонический анализ континентов проводился с позиций геосинклинальной теории. Представления о геосинклинальном процессе оформились тогда в весьма стройную концепцию, с разделением его на три стадии: начальную, главную и заключительную. Концепция простая и удобная для анализа магматизма и выяснения закономерностей образования и размещения полезных ископаемых.

Но параллельно появлялось все больше фактов в пользу дрейфа континентов, в частности былого единства и последующего разобщения Африки и Южной Америки, Австралии и Антарктиды. Появилось также большое число работ, описывающих сдвиги в земной

коре с крупными амплитудами; стала все шире выясняться большая роль тектонических покровов в строении складчатых областей. Короче говоря, фиксизм во многом начал уступать мобилизму. Все это резко заострило проблему характера основания, на котором развивались геосинклинали. Если идти по пути мобилизма, то древние кристаллические блоки внутри геосинклинальных областей — это уже не выступы их фундамента и даже не ядра ранней консолидации, по крайней мере во многих случаях, а какие-то инородные оторженцы.

Состояние проблемы основания геосинклиналей (эвгеосинклиналей) в середине 60-х годов отразил Ж. Обуэн [1967], который писал, что очень «соблазнительно» считать его симатическим.

В представление о том, что это основание действительно симатическое, большой вклад внесло глубоководное бурение. Оно прояснило очень существенные особенности строения верхних частей океанской коры. Эти данные вместе с материалами драгирования позволили более определенно взглянуть на природу офиолитов, которые больше 60 лет до того были известны на континентах, и сделать заключение, что строение океанской коры и строение офиолитовых серий континентов тождественно. В нашей стране об этом впервые написал А. В. Пейве [1969]. Офиолиты стали рассматриваться как фрагменты океанской коры и мантии на континентах. Отсюда зародилось новое представление о стадиях в развитии земной коры складчатых сооружений — океанской, переходной (или промежуточной) и континентальной [Пейве и др., 1976].

Всякий раз, когда мы изучаем офиолитовые пояса, выясняется, что они связаны с крупными аллохтонами. Тектонисты почти единодушно признают, что образование этих структур сжатия связано с раздавливанием участков коры океанского строения. Следовательно, все эти новые элементы должны быть введены в геосинклинальную теорию. И это сделано в книге «Тектоника Северной Евразии» [1980], являющейся объяснительной запиской к новой тектонической карте, составленной в Геологическом институте АН СССР [Тектоническая..., 1979].

Однако можно заметить, что на XXVI сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в Париже в 1980 г., термин «геосинклиналь» мало употреблялся. Благодаря новому пониманию строения, происхождения и развития подвижных зон тектонисты отходят от этого термина. Практически уже наступило время вводить новые и более емкие тектонические понятия. Представляется, что таковыми могут быть такие понятия, как «аккреция» и «деструкция». Аккреция — не в смысле производной субдукции, а в широком смысле как приращение масс земной коры. Такое определение охватывает любой процесс, приводящий к росту континентальных или океанских блоков. Им может быть и процесс развития гранитно-метаморфического слоя, свойственный активным окраинам, и процесс роста континента у пассивных окраин за счет приращения к матерiku фактически многогеосинклинальных систем, образованных в районе материкового склона и прогиба у его подножия. Возможен также процесс механического сгущивания, вызванный большими горизонтальными перемещениями, например, блоков с континентальной корой и т. д. Аккреция — процесс созидательный.

Что касается деструкции, то об этом автор уже писал раньше [Пушаровский, 1978].

В конце концов деструкция приводит к разрушению сложившихся соотношений слоев земной коры, причем это может происходить как в континентальных, так и в океанских условиях, а также в условиях переходной между ними стадии развития коры. При этом слои земной коры могут утоняться, выклиниваться, разрываться. Словом, термины «деструкция» и «аккреция» — противоположны.

Еще раз подчеркнем, что в постановке этой существенной проблемы большую роль сыграли данные глубоководного бурения.

Далее коснемся роли бурения в изучении тектоники переходных зон. Здесь расположено около 20% скважин от их общего числа, т. е. более 100. 34 скважины пробурено в Филиппинском регионе, 12 — в Меланезийском, 13 — в Карибском. Имеются скважины

Главные позитивные данные, полученные при бурении континентальных окраин, в Беринговом и Японском морях. Немало скважин пробурено в пределах пассивных окраин касаются геологической истории имеющих здесь структурных элементов. Прежде всего

это относится к глубоководным впадинам морей. В результате бурения получено немало достоверных данных о начале накопления на их площади осадочного чехла. Оно приходится на разное время, и это интересно проанализировать. Осадков древнее позднего мела, доказанных бурением, во впадинах пока нет. Наиболее древние осадки вскрыты в Венесуэльской впадине межматерикового Карибского моря; они принадлежат к нижним ярусам верхнего мела (турон — коньяк). Близкий возраст, по-видимому, имеет и нижняя часть разреза Колумбийской впадины. Разрез впадины Тасманова моря также начинается с верхнего мела.

Во впадинах Кораллового моря и Западно-Филиппинской наиболее древние осадки имеют раннекайнозойский возраст (ранний эоцен, палеоцен). Примерно в это же время формировались горизонты низов разреза Новокаледонского трога. Во впадине Паресе-Вела, лежащей к востоку от подводного хребта Кюсю-Палау, разрез начинается с отложений олигоцена, а на ее северном продолжении (впадина Сикоку) — даже с отложений среднего миоцена. В Южно-Фиджийской впадине базальтовый субстрат перекрывается также олигоценовыми отложениями. Наиболее молодой оказалась Марианская впадина, лежащая в тылу островной дуги. Древнейшие осадки здесь — плиоцен-плейстоценовые.

Для всех упомянутых впадин (кроме Новокаледонской) характерны незначительные мощности отложений, перекрывающих базальты, не превышающие несколько сотен метров (редко достигающие 700 м), в общем типичные для океанского ложа. Если учесть другие геологические, а также геофизические особенности, то не остается сомнения, что названные впадины образовались в результате тектонических процессов в океанской коре или в тесной связи с ними.

В Филиппинском [Геология..., 1980], Меланезийском и Карибском регионах видно, что чем ближе к фронтальной островной дуге, тем впадины становятся моложе. Но в океане, за пределами глубоководного желоба, возраст нижних частей разрезов океанских отложений сразу резко удревняется. Это подчеркивает контрастность в структурном развитии континентальных окраин и океанского ложа и структурную дискордантность между ними. Само же омоложение базальтов, подстилающих осадки во впадинах, в направлении к фронтальной островной дуге указывает на расширение аккреционного процесса, на все большее усложнение структуры переходных зон в краевых частях океана. В то же время некоторые авторы считают, что такого процесса нет, а есть процесс захвата океаном континентальных структур. Эту точку зрения данные глубоководного бурения не подтверждают.

Выше был использован самый простой прием анализа — сопоставление возраста нижних горизонтов осадочного разреза краевых морей. Однако необходимо оговориться, что отдельные скважины, пройдя несколько десятков метров базальтов, снова вошли в осадочные отложения. Например, это скв. 442 во впадине Сикоку, которая прошла 287 м осадочных отложений, затем 58 м афировых массивных базальтов, далее 2 м коричневых глин и затем снова вошла в базальты (пиллоу-лавы), которые пробурила на 80 м. Подобная картина осложняет ситуацию, и, строго говоря, в ряде случаев мы имеем дело с временем формирования наиболее молодых базальтов, а не с возрастом впадин. Однако это уточнение не влияет на вывод о закономерностях развития аккреционного процесса на краю океана.

Все перечисленные выше впадины противопоставляются другим — заполненным мощными толщами осадочных отложений и лежащим в приматериковой зоне, где широко проявились деструктивные процессы континентальных или субконтинентальных структур. Сюда относятся впадины Охотского и Японского морей, трог Окинава, впадины, тяготеющие к Большим Зондским островам и др. Среди них бурилась лишь Япономорская впадина (четыре скважины). Пройдя около 500 м, скважина остановилась в отложениях верхнего миоцена, под которыми, по геофизическим данным, существует большой разрез. Во всех этих впадинах разрез очень мощный, и в этом их особенность. В Алеутской впадине мощность выполняющих отложений по геофизическим данным около 4 км. Но в то же время она представляет собой отгороженный Алеутской дугой кусок океанского ложа. Скв. 189 в котловине Бауэрс, пройдя толщу осадков около 900 м, была остановлена в отложениях миоцена. Так или иначе, но здесь трудно обойтись без допущения крупнейшего кайнозойского опускания.

Наиболее представительные данные получены при профильном разбуривании желобов и соседних структур. Имеется четыре таких профиля: Японский, Марианский и два Центрально-Американских. В трех случаях бурение не обнаружило аккреционных призм, которые с позиции концепции тектоники литосферных плит должны были бы образоваться в желобах при субдукции. Так, скв. 494 в Центрально-Американском желобе, заложенная в нескольких километрах от его днища в сторону континента, вскрыла глубоководный разрез, где присутствуют нормально залегающие отложения верхнего мела, эоцена, верхнего олигоцена, миоцена, плиоцена и четвертичные. Ни здесь, ни на дне желоба, где пробурены скв. 499 и 500, следов деформации осадков не выявлено, хотя скв. 500 пробурена у самого основания приматерикового склона желоба [Auboin et al., 1979].

В Марианском желобе, как и в Японском, в низах приматерикового склона обнаружены не океанические осадки, как должно было бы быть при соскребаании, а осадки, перемещенные с противоположной стороны, притом с широким развитием оползневых явлений. Только один профиль, проходящий через Центрально-Американский желоб от южного побережья Мексики, не оставил у участников рейса сомнений в присутствии аккреционного тела (рейс 66). В то же время и здесь, как и южнее, скважины обнаружили нормальную стратиграфическую последовательность толщ, что заставляет к выводам о субдукционной аккреции относиться с большой осторожностью. В случае отсутствия аккреционных призм некоторые авторы стремятся найти модели субдукции, в которых такие призмы не должны формироваться. Но в таком случае не получает подтверждения основной механизм роста континентов.

Большие трудности в отношении идеи о субдукции, помимо бурения, создают данные сейсмики. В работе Шинки и Мисава [1980] показано, что сейсмические отражающие горизонты, близкие к поверхности второго слоя, либо отвечающие самой этой поверхности, непрерывно прослеживаются от океанского склона глубоководного желоба под островную дугу. В отношении Курило-Камчатского желоба аналогичные данные неоднократно сообщал А. А. Попов.

Геофизические и морфологические исследования, проводившиеся в связи с глубоководным бурением (и вне этой связи), как правило, выявляют на склонах желобов ступенчатые сбросы, возникающие в условиях растяжения коры. Сжатие претерпевают определенные структурные элементы: зоны островных дуг, с одной стороны, и окраинные океанские валы — с другой.

Именно сильным сжатием можно объяснить пологие надвиги зон островных дуг на океанское ложе (либо поддвиги, если речь идет об океанской коре), имеющие амплитуду десятки, а может быть и сотни километров, но сравнительно неглубокие. Так, огромный надвиг зоны Малых Антиль на ложе океана изображен на недавно изданной тектонической карте Карибского региона [Case, Holcombe, 1980]. К такому же выводу пришли на основании сейсмических работ Ш. А. Басенция и Ю. И. Свистунов, сообщившие о результатах своих исследований в феврале 1981 г. на заседании рабочей группы «Тектоника» Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана. Другой пример — подвиг океанской коры под островной склон описан в районе Яванского желоба к западу от Суматры [Непрочнов и др., 1979; Мооге, Сиггау, 1980].

Важнейшая информация в результате глубоководного бурения получена о геологическом строении собственно океанского ложа. В то же время нужно отметить, что скважины в океанах расположены неравномерно, и поэтому построения универсального характера должны делаться с осторожностью. Например, в Тихом океане южнее 20° ю. ш. в пределах океанского ложа скважин почти нет. Нет их и на очень большой площади в северо-восточном районе Пацифики, а также в южных районах Индийского океана и в некоторых других местах.

Благодаря бурению выявлены состав, мощности и возраст осадочного слоя во многих районах океанского дна, выяснено строение верхних частей второго слоя, сложенного базальтами различных типов и часто включающего более или менее метаморфизованные осадочные отложения, установлены многочисленные случаи наличия мелководных отложений на современных больших глубинах. Здесь перечислены только некоторые результаты бурения, имеющие особое значение для тектоники. Начало глубоководного бурения (1968 г.) совпало с публикацией в США первых работ по тектонике плит. И все

планирование буровых работ, и оценка их результатов проводились только с позиций этой концепции, точнее с позиций ее подтверждения. Это несомненно прогрессивная концепция, поскольку в ее основе лежит мобилизм. Но в наше время она представляется слишком механистичной. Современный мобилизм — существенно иной и на этом вопросе необходимо специально остановиться.

В последнее время получены данные, указывающие на то, что литосфера Земли отнюдь не однородна, а по физическим и реологическим свойствам представляет собой весьма сложное образование. Она расслоена разделительными поверхностями на отдельные пластины, причем поверхности раздела представляют собой зоны горизонтального срыва и движения по ним масс горных пород [Тектоническая..., 1980; и др.]. Таким образом, горизонтальное движение происходит не только по астеносфере, но и по многим другим слоям также относительно пониженной вязкости или тектоническим разделам, находящимся внутри литосферы. В самое последнее время сходные представления стали высказываться в США, где появился новый термин «delamination». В немецкой литературе также подхвачены эти идеи и там было предложено понятие «дифференцированный мобилизм». О срыве по поверхности Конрада говорят китайские геологи.

Тектоническая расслоенность предполагает, разумеется, дифференцированное по скорости движение пластин и блоков земной коры, а отсюда — образование зон сжатия и растяжения. Последние могут стать зонами проницаемости для магматических масс. Грандиознейшей системой таких зон является мировая рифтовая система. Рифты немислимы без раздвига их стен. Однако это не означает, что в движение приходит чуть ли не вся поверхность земного шара. Как любая другая разрывная часть или складчатая структура, раздвиг где-то должен угасать. Аналогичным образом можно рассуждать и в отношении спрединга.

Полученная при глубоководном бурении картина распространения разновозрастных осадков на океанском дне обычно очень сильно упрощается и схематизируется. Но, конечно, то, что в срединных хребтах распространены в целом наиболее молодые комплексы первого слоя, свидетельствует о молодости этих структур.

В некоторых скважинах были обнаружены пачки раздробленных пород, происхождение которых наиболее просто объяснить, если рассматривать их как результат дробления при тектоническом движении пластин при горизонтальном срыве. Скучиванием пластин можно объяснить и многие океанские структурные формы с утолщенной корой. Это утолщение может быть в 3—5 раз больше нормальной толщины. Представляется, что процесс происхождения срединных хребтов как крупнейших позитивных структур вряд ли можно объяснить без горизонтального сжатия и тектонического скучивания мафических и ультрамафических масс.

Излагаемая точка зрения противоположна представлениям о тектонической пассивности, жесткости, мертвенности (приходится слышать и такой термин) океанских плит. Наоборот, приведенные данные и ряд других материалов свидетельствуют о тектонической подвижности ложа океанов. Очень важными данными являются установленные глубоководным бурением многочисленные случаи залегания образовавшихся в геологическом прошлом мелководных отложений на современных абиссальных глубинах.

В качестве примеров можно привести поднятия Шатского и Хесса, которые сейчас сравнительно хорошо изучены [Пушаровский, Меланхолина, 1981]. Работами рейсов 21 и 23 «Дмитрия Менделеева» доказано, что оба эти поднятия, обладающие толстой корой, имеют океанскую природу. Основываясь на данных глубоководного бурения, можно сделать заключение, что тогда, когда отлагались нижние горизонты осадочного слоя на поднятии Шатского (очевидно, конец юры), оно находилось на сравнительно небольших глубинах и поднималось над прилегающими частями океанского ложа по крайней мере на 1,5 км. В настоящее время поднятие оконтуривается по изобате 5000 м. Что касается поднятия Хесса, то скважины показывают очень высокое его положение в альбе, настолько, что оно могло выступать над уровнем моря. Сейчас поднятие Хесса оконтуривается также по изобате 5000 м. На этих примерах ясно видно, что океанская кора находится в движении. Можно думать, что и утолщение коры связано здесь с тектоническим совмещением литосферных пластин, со скучиванием масс.

Анализу движений в пределах ложа океанов несколько лет тому назад была посвящена специальная статья [Пушаровский, 1978].

Проблема сейчас не в том, существуют ли тектонические движения в океанах, а в том, какие силы управляют этими движениями, какие причины их вызывают и каким закономерностям они подчинены. Представляются очень важными два фактора. Первый из них — это крупные неоднородности в строении глубин, в конечном счете вызывающие энергетические неоднородности. Выяснение связи между петрохимическими, геохимическими и тектоническими неоднородностями в литосфере океанов представляет в связи с этим весьма важную проблему, которая и намечена к разработке на ближайшие годы. Другой фактор — это влияние на тектонические процессы вращения Земли, как в критические фазы, когда меняется угловая скорость, так и в спокойные, когда вращение происходит относительно равномерно. Существуют и другие факторы, но это особая тема.

Совершенно очевидно, что дальнейшее развитие тектоники, как и геологии вообще, немислимо без бурения в океане, так же, как оно невозможно и без глубокого бурения на суше.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 262 с.
Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р., Шрейдер А. А. Новые данные о геомагнитном поле Зондского желоба. — Океанология, 1979, т. 19, вып. 3, с. 427—430.
Обуэн Ж. Геосинклинали. М.: Мир, 1967. 302 с.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
Пейве А. В., Янишин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
Пушаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоника северо-западной части Тихого океана. — Геотектоника, 1981, № 2, с. 5—18.
Тектоническая карта Северной Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. М.: ГУГК, 1979.
Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 214 с.
Шики Ц., Мисава Ю. Геологическое положение и тектоника внутренних склонов Нанкайского трога и Японского желоба. — Геотектоника, 1980, № 6, с. 98—109.
Auboin J., Huene R. von, Azema J. et al. Premiers résultats des forages profonds dans le Pacifique au niveau de la fosse du Guatemala (fosse d'Amérique Centrale) (leg 67 du «Deep Sea Drilling Project»: mai-juin 1974). — C. r. Acad. sci., ser. D, 1979, t. 289, p. 1215—1220.
Case J. E., Holcombe T. L. Geologic-tectonic map of the Caribbean region, sc. 1 : 2 500 000. US Geol. Survey, 1980.
Moore G. F., Curran J. R. Structure of the Sunda trench lower slope off Sumatra from multichannel seismic reflection data. — Mar. Geophys. Res., 1980, vol. 4, p. 319—340.

УДК 622.24.085.5:551.461.8

Л. П. ЗОНЕНШАЙН, Л. П. ВОЛОКИТИНА, А. П. СЕДОВ

ЗНАЧЕНИЕ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ПАЛЕОБАТИМЕТРИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Одна из главных целей постановки в 60-х годах глубоководного бурения в океанах заключалась в проверке экспериментальными геологическими данными представления (бывшего в то время гипотетическим) о раздвижении, или спрединге, океанского дна. Общеизвестно, что материалы бурения блестяще подтвердили эту концепцию и в немалой мере способствовали ее превращению из гипотезы в строгую научную теорию тектоники литосферных плит.

В последующем результаты глубоководного бурения все шире начали использовать не столько для «пробования» положений тектоники плит, сколько для восстановления движения и взаимодействия литосферных плит. Тем самым бурение дает наряду с материалами по рельефу или полосовым магнитным аномалиям независимые данные для палеогеодинамических реконструкций, на основе которых можно воссоздать прежнее положение литосферных плит на поверхности Земли.

Выполнен уже целый ряд исследований, касающихся тектонической истории океанов. Через несколько лет после начала глубоководного бурения появились работы на эту тему. Видимо, в первую очередь следует отметить статью Хизена и др. [Heezen et al., 1973], в которой рассмотрена послеюрская история Тихого океана на основании материалов глубоководного бурения. Эти авторы обратили внимание на то, что в колонках бурения относительно мощные, т. е. отличавшиеся высокой скоростью осадконакопления, горизонты встречаются на разных стратиграфических уровнях, но закономерно: чем ближе (в северном полушарии) к экватору, тем на более высоком уровне. В современных условиях наибольшие скорости накопления пелагических осадков, главным образом органогенных кремнистых илов, приурочены к узкой приэкваториальной зоне высокой биологической продуктивности. Следовательно, в каждой колонке бурения появление горизонта мощных осадков отмечает время прохождения данного участка океанской плиты через экватор, а последовательное удревнение возраста такого горизонта от южных скважин к северным указывает на общее продвижение Тихоокеанской плиты на север. Более детальными работами установлено полное соответствие этого перемещения, восстанавливаемого по изучению кернов скважин, с результатами, полученными по геофизическим материалам [Lancelot, Larson, 1975, и др.; Herron, Tucholke, 1976; Van Andel et al., 1976].

Палеогеодинамические реконструкции послужили основой для восстановления палеобатиметрии океана. В качестве исходной модели была взята выведенная теоретически и подтвержденная эмпирически зависимость глубины дна от корня квадратного из его возраста. Выполнены палеобатиметрические реконструкции для Атлантического и Индийского океанов [Sclater, McKenzie, 1973; Sclater et al., 1977; Van Andel et al., 1977], начаты работы по восстановлению палеобатиметрии в Тихом океане [Van Andel et al., 1976].

Ниже речь пойдет о том, как используются данные глубоководного бурения для палеогеодинамических и палеобатиметрических реконструкций. Рассмотрение материала будет проведено на примерах, относящихся к истории Тихого океана, поскольку в этом отношении он является наименее освещенным.

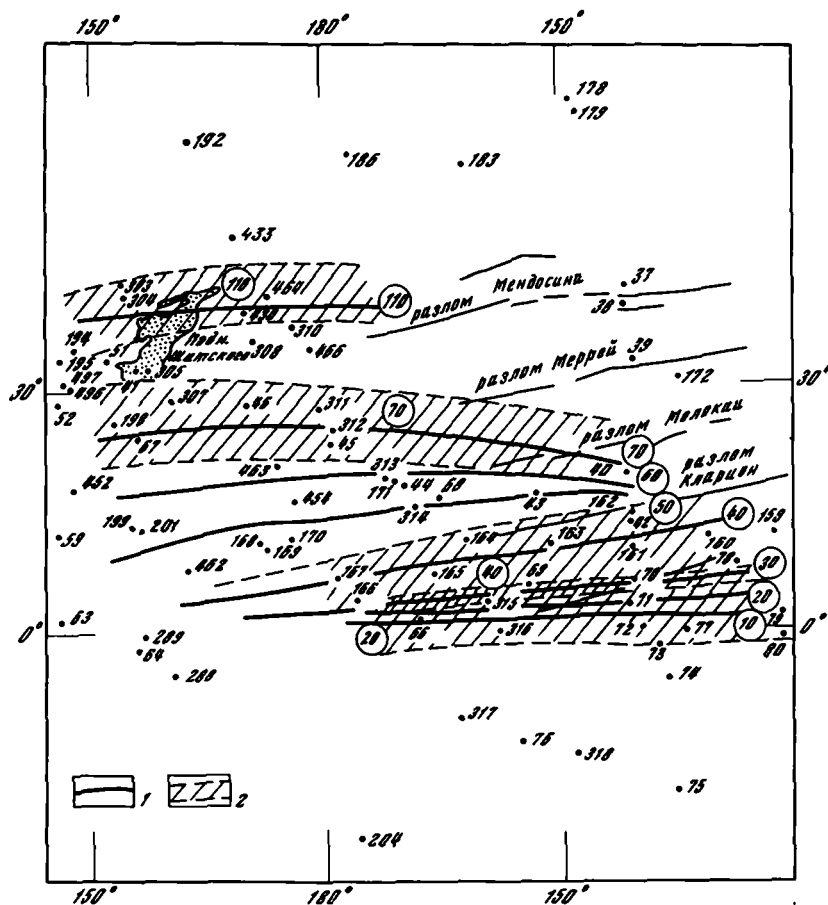
ГЛУБОКОВОДНОЕ БУРЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Палеогеодинамические реконструкции восстанавливают прежнее положение литосферных плит Земли и определяют параметры их взаимодействия [Зоненшайн, Савостин, 1979]. Для этого используются различные методы: совмещение разновозрастных магнитных аномалий в океанах, трассировка трансформных разломов, совмещение контуров континентальных блоков, а также геологические данные по подводным горам, палеомагнитные результаты и другие сведения. При составлении палеогеодинамической реконструкции для любого момента времени вначале восстанавливается относительное положение литосферных плит друг по отношению к другу и в конечном счете по отношению к какой-либо одной сравнительно произвольно выбранной плите, т. е. получается относительная реконструкция, а затем уже весь ансамбль плит поворачивается по отношению к палео-полюсам Земли, т. е. достигается абсолютная реконструкция [Зоненшайн, Савостин, 1980].

Данные по глубоководному бурению используются в основном для установления абсолютных движений. Выше упоминалось, что в скважинах удается обособить интервалы времени прохождения плиты через экваториальную зону высокой продуктивности и, следовательно, можно наметить положение экватора и палеоклиматических зон.

На рис. 1 показано сопоставление палеомагнитных и палеоклиматических данных. На нем нанесено изменение положения палеомагнитного экватора 70 млн. лет назад с интервалом через 10 млн. лет, а также положения экватора 110 млн. лет назад.

В основу положены опубликованные материалы по палеомагнитным полюсам для моментов времени 20, 30, 50 и 70 млн. лет назад. Эти данные относятся к континентам [Горюхицкий и др., 1978; Храмов, 1981; McElhinny, 1973] и в меньшей мере — к океанам [Francheteau et al., 1970; Harrison et al., 1975]. Палеомагнитные полюсы для каждого момента времени были повернуты по отношению к Антарктиде для достижения относительной реконструкции. В результате сильно разбросанные значения палеомагнитных полюсов как бы сблизились, образовав кучное облако. Затем были рассчитаны средние значения палеомагнитного полюса. Результаты приведены в табл. 1. Отсюда несложно



Р и с. 1. Положение палеоэкватора Тихого океана по палеомагнитным данным и материалам глубоководного бурения

1 — положение палеоэкватора по палеомагнитным данным на разные отрезки времени; 2 — полосы высокой биологической продуктивности (отвечает палеоэкваториальным зонам) по данным глубоководного бурения. Числа в кружках — возраст (в млн. лет). Точки — скважины и их номера

определить положение палеоэкватора на реконструкциях. Надо подчеркнуть, что выявленное таким образом положение палеоэкватора Тихоокеанской плиты на конец мела (70 млн. лет назад) хорошо совпадает с палеоэкватором, отвечающим позднемеловому палеомагнитному полюсу в точке 58° с. ш., 10° з. д., определенному по подводным горам [Harrison et al., 1975].

Для позднего мела имеется несколько расчетов палеоширот по определению наклонений остаточной намагниченности в осадках и базальтах, вскрытых скважинами глубоководного бурения. Соответствующие значения приведены в табл. 2. Как видно, соответствие следует признать очень хорошим, отклонения для шести скважин из девяти составляют не более $5-6^{\circ}$, а для двух из них — меньше 1° . Для скв. 192 разница составляет $8,6^{\circ}$, для скв. 315 — 10° и для скв. 313 — $15,3^{\circ}$. Большие различия связаны, скорее всего, с точностью определения возраста. Для скв. 315 возраст слоев устанавливается в широком пределе от сантона до палеогена, скв. 313, дающая максимальную разницу, имеет возраст осадков кампанский, т. е. более древний, чем 70 млн. лет.

Для времени 110 млн. лет назад (т. е. аномалии М-1) палеоэкватор нанесен в соответствии с расчетом Ларсона и Чейза [Larson, Chase, 1972]. Его положение хорошо совпадает с определением палеоширот по скважинам: по скв. 289 для базальтов с возрастом 110 млн. лет — в среднем 33° ю. ш., по скв. 317 для базальтов с возрастом 110–120 млн. лет — $47,5^{\circ}$ ю. ш.

Таблица 1

Координаты палеомагнитных полюсов, пересчитанные по отношению к Антарктиде

Регион	Млн. лет назад					
	20				30	
	современный		пересчитанный		современный	
	с. ш.	в. д.	с. ш.	в. д.	с. ш.	в. д.
Евразия	76,9	—152,1	77,6	—153	75,0	151,0
Северная Америка	81,7	117,1	80,5	107,8	81,0	132,5
Африка	79,0	99,1	75,7	90,0	85,0	152,0
Южная Америка	—	—	—	—	82,0	62,0
Индия	—	—	—	—	—	—
Австралия	76,3	—86,0	—	—	71,0	96,0
Антарктида	84,4	96,1	84,4	96,1	81,0	94,0
Тихий океан	—	—	—	—	—	—
Средний полюс	—	—	86,6	145,0	—	—

Примечание. Палеомагнитные полюса по Мак-Элхинни [McElhinny, 1973], А. Н. Храмову [1981], А. М. Городницкому (устное сообщение, 1981 г.).

На рис. 1 показано также положение экваториальной зоны высокой продуктивности для 20, 40, 70 и 110 млн. лет. Для 20 и 40 млн. лет очертания зоны показаны по данным М. А. Левитана и Ю. А. Богданова [1980], в работах которых приведены карты абсолютных масс аморфного кремнезема в отложениях верхнего мела—плиоцена. Зона высокой продуктивности выделена по абсолютным массам SiO_2 , большим $0,05 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$. Для уровня 20 млн. лет соответствующие контуры взяты с рис. 3, д, а для уровня 40 млн. лет — рис. 3, г в указанной статье.

Для 70 млн. лет экваториальная зона была выделена Х. М. Саидовой [Савостин и др.,

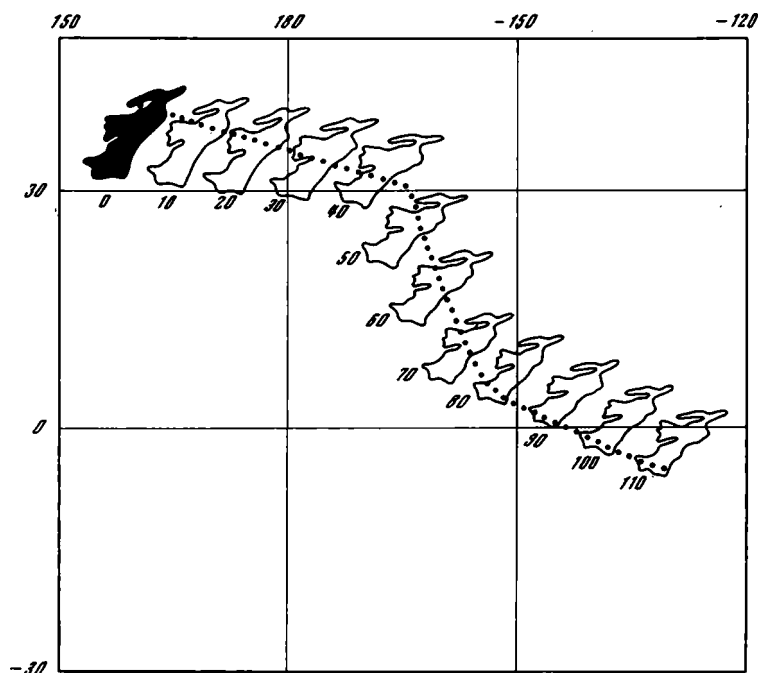


Рис. 2. Движение поднятия Шатского в течение мезозоя и кайнозоя

Числа — возраст (в млн. лет). Точки — траектория движения поднятия Шатского в соответствии с абсолютным движением Тихоокеанской плиты по отношению к горячим точкам. Полюса вращения: со 110 до 70 млн. лет — 30° с. ш., 97° з. д. на угол 28° [Lancelot et al., 1975]; с 70 до 40 млн. лет — 23° с. ш., 110° з. д. на угол 45° ; с 40 до 0 млн. лет — 67° с. ш., 73° з. д. на угол 34° [Morgan, 1972]

Млн. лет назад									
30		50				70			
пересчитанный		современный		пересчитанный		современный		пересчитанный	
с. ш.	в. д.	с. ш.	в. д.	с. ш.	в. д.	с. ш.	в. д.	с. ш.	в. д.
76,1	104,4	75,0	157,1	79,7	98,3	82,6	—172,5	81,9	4,3
75,5	73,4	80,9	—179,6	81,0	48,5	85,0	—163,0	73,2	20,4
77,2	52,5	85,0	—174,0	74,5	51,7	68,0	—122,4	82,6	—1,5
76,7	49,8	82,0	62,0	74,6	45,5	78,0	—124,0	77,5	—38,0
—	—	—	—	—	—	30,0	70,0	83,0	109,2
79,2	—166,5	69,3	51,5	79,3	132,8	47,9	—38,1	76,6	—9,5
81,0	94,0	—	—	—	—	80,0	—81,0	80,0	—81,0
—	—	—	—	—	—	58,0	—10,0	74,8	7,3
81,7	118,7	—	—	81,5	77,9	—	—	81,0	—3,2

1980] по планктонным фораминиферам — по относительному разнообразию их видов в осадках скважин. Для 110 млн. лет положение зоны высокой продуктивности было определено по скв. 303—305, 307, 310 и 313 Лансело и Ларсоном [Lancelot, Larson, 1975].

Ширина палеоэкваториальной климатической зоны, устанавливаемой по материалам глубоководного бурения, в каждом случае достаточно широка, составляя не менее 5°. Нетрудно, однако, заметить, что во всех четырех случаях, когда нанесена экваториальная зона высокой продуктивности, палеомагнитный экватор располагается внутри и даже примерно посередине экваториальной зоны. Следовательно, наблюдается хорошее совпадение палеомагнитных и палеоклиматических данных, полученных из полностью независимых источников. К этому добавим, что палеомагнитные материалы были получены двумя независимыми методами: по палеомагнетизму подводных гор и по остаточной намагниченности пород из кернов глубоководных скважин. Такое соответствие результатов, полученных независимо друг от друга, лишний раз убеждает в обоснованности палеогеодинамических реконструкций и в том, что Тихоокеанская плита на протяжении мезозоя и кайнозоя перемещалась в северном направлении.

Мы попытались проверить, насколько замеренное, вычисленное и выверенное смещение палеоэкватора может быть увязано с движением Тихоокеанской плиты по другим, опять же независимым данным. Таким новым источником данных может быть движение Тихоокеанской плиты по отношению к системе так называемых горячих точек.

Таблица 2

Сопоставление замеренных и рассчитанных позднемеловых палеоширот для скважин Тихого океана

№ скв.	Современная широта	Замеренная палеоширота	Источник	Рассчитанная палеоширота	Разница
	град			град	
66	2,4	—28,9	Initial... [1976, vol. 33]	—22,8	6,1
163	11,2	—5,2	To же [1975, vol. 28]	—10,4	—5,2
166	3,75	—15,2	» [1976, vol. 33]	—21,9	—6,7
167	7	—12,5	» [1975, vol. 28]	—18,8	—6,3
171	19,1	—6,8		—6,14	0,66
192	53,0	18,5		27,1	8,6
313	20	—20,5		—5,2	15,3
315	4	—9,1	» [1976, vol. 33]	—19,2	—10,1
317	—11	—29,7		—29,2	0,5

Морган [Morgan, 1972] установил, что относительно вулканических хребтов (Гавайско-Императорского, Лайн-Туамоту, Маршалловых островов) Тихоокеанская плита двигалась за последние 40 млн. лет вокруг полюса с координатами 67° с. ш., 73° з. д. на угол 34° , с 80 до 40 млн. лет — вокруг полюса с координатами 23° с. ш., 110° з. д. на угол 45° . Для интервала 125—70 млн. лет Лансело и Ларсон [Lancelot, Larson, 1975] рассчитали движение Тихоокеанской плиты вокруг полюса с координатами 30° с. ш., 97° з. д. на угол 38° . Хотя в последующие годы иногда ставилась под сомнение принадлежность хребта Лайн-Туамоту к цепи вулканических гор, возникших в результате прохождения над одной горячей точкой, рассчитанные Морганом параметры движения Тихоокеанской плиты были подтверждены для последних 30 млн. лет Ван Анделом и др. [Van Andel et al., 1976] по материалам глубоководного бурения в экваториальной части Тихого океана.

На рис. 2 нанесена траектория пути Тихоокеанской плиты в соответствии с указанными параметрами движения этой плиты относительно системы горячих точек за последние 110 млн. лет. На том же рисунке показаны последовательные положения поднятия Шатского с интервалом через 10 млн. лет. Эти положения были определены следующим образом: расстояния между позициями на 0—40, 40—80 и 80—110 млн. лет рассчитывались по углам поворота для данного интервала времени, а положение по широте устанавливалось в соответствии с положением палеоэкватора на рис. 1. В целом существует сходство между расчетным движением относительно горячих точек и перемещением в соответствии с палеомагнитными и палеоклиматическими данными. Однако точного подобия все же нет: палеомагнитное положение отличается от расчетного по отношению к горячим точкам на $5\text{—}6^\circ$ во времени 110 млн. лет назад. Конечно, это различие не столь большое, чтобы нельзя его было списать на неточность измерений, однако, думается, более правильно относить его за счет того, что система горячих точек, как уже неоднократно предполагалось рядом исследователей, не является полностью неподвижной относительно полюсов Земли, а смещается по отношению к ним. Если это так, то примерно за 100 млн. лет смещение будет составлять 500—600 км ($5\text{—}6^\circ$), следовательно, скорость этого смещения будет примерно равна 0,5 см/год. Такая скорость очень мала по сравнению со скоростью движения Тихоокеанской плиты (10 см/год).

ГЛУБОКОВОДНОЕ БУРЕНИЕ И ПАЛЕОБАТИМЕТРИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Согласно теории тектоники литосферных плит, по мере отодвигания от оси срединно-океанского хребта океанская литосфера охлаждается и постепенно опускается с соответствующим увеличением глубины дна. В работах Менарда [Menard, 1969], О. Г. Сорохтина [1974], Слейтера и др. [Sclater et al., 1971], Парсонаса и Слейтера [Parsons, Sclater, 1977] было показано, что глубина ложа океана зависит от возраста данного участка дна или, что то же самое, от расстояния от оси хребта и скорости спрединга. Эта зависимость получила подтверждение в многочисленных материалах глубоководного бурения, которые свидетельствуют о последовательном углублении океанского дна. Согласно О. Г. Сорохтину [1974], зависимость глубины океана от возраста ложа следующая:

$$H(t) = H_0 + k \sqrt{t},$$

где $H(t)$ — глубина данной точки; H_0 — средняя глубина гребня срединно-океанского хребта; k — постоянный коэффициент, равный 0,35; t — возраст ложа. Эта формула дает возможность теоретического расчета палеоглубин коренного ложа, не покрытого осадками и имевшего первично на гребне хребта одну и ту же глубину. В реальных условиях для расчета палеоглубин необходимо учитывать и погружение дна за счет нагрузки осадками, и первичную расчлененность рельефа. Поэтому общая формула для расчета палеоглубин может быть предложена в следующем виде [Савостин и др., 1980]:

$$d_t = d_p = (d_t - d_{\Delta t}) + (h_p - h_{\Delta t}) - \Delta q,$$

где d_t — искомая палеоглубина на время t ; d_p — современная реальная глубина данной точки или скважины; d_t — современная теоретическая глубина этой точки, рассчитанная для идеального рельефа; $d_{\Delta t}$ — теоретическая глубина на время $\Delta t = t_1 - t$ (где t_1 — возраст ложа в данной точке); h_p — общая мощность осадков, накопившихся к современ-

Таблица 3

Данные о глубинах и палеоглубинах скважин Тихого океана

№ скв.	Млн. лет назад				
	Глубина, м	70		35	
		Глубина, м			
		расчетная	по фораминиферам		расчетная
1	2	3	4	5	6
32	47,58	—	—	3030	4000—4200
38	5137	—	—	4270	4000
39	4929	—	—	4050	4000
40	5183	—	—	4370	4500
41	5339	—	—	4430	4500
42	4848	—	—	4140	4000
44	1478	—	—	1160	1000
45	5508	4249	4000—4500	5090	5000
46	5769	5055	4700	5360	5200
47	2689	1960	1700—2000	2110	—
48	2619	2146	1760—2000	2220	—
52	5744	5468	5000	5370	—
59	5554	—	—	5310	5000
61	5570	4408	4500	5220	5000
64.1	2060	—	—	2460	1500
65	6142	—	—	5760	5000
66	5310	4118	4000—4500	5080	5000
68	5466	—	—	5040	5000
69	4978	—	—	4680	4500
70A	5059	—	—	4640	4500
71A	4419	—	—	4270	4000
72	4326	—	—	3160	4000
73	4387	—	—	3200	4000
74	4431	—	—	3310	4000
163	5320	3238	3500—4000	4820	4700
164	5513	4539	4500	5300	5000
165	5053	2938	3000	4750	4500
166	4962	—	—	4650	5000
167	3176	2512	2200	3000	2500
168	5420	—	—	5040	5000
169	5415	4157	4500	—	—
170	5792	4525	4500—4700	5420	5000
171	2290	1200	1200	1220	2000
172	4768	—	—	3380	3500
183	4708	—	—	4060	4000
198	5848	5294	4700	—	—
199	6090	5659	4500—4700	—	—
207A	1389	140	300—400	960	1000
208	1545	179	500	1570	1000
210	4643	—	—	4040	4000
269	4282	—	—	4010	3500
275	2800	1708	1500	—	—
277	1214	—	—	430	1000
278	3675	—	—	2100	3000
281	1591	—	—	280	300
282	4202	—	—	3380	3500
286	4465	—	—	3300	4000
287	4632	—	—	3630	4000
288A	3030	2032	2000	3130	2500
289	2224	1126	1200	—	—
303	5625	4820	4700	—	—
304	5630	4837	4700	—	—
305	2903	2408	2000	2420	2500
310	3516	2565	2500	3170	3000
313	3484	2075	2400	3090	3000
316	4451	3281	3281	4360	4000
317	2598	1545	1500	2350	2000

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6
321	4827	—	—	3630	4000
322	5026	—	—	4550	3500—4000
323	4993	2890	3000	4780	3500—4000
463	2525	1500	1500	2210	1500
465	2161	1024	1200	—	—
466	2665	1431	1600	—	—

ному моменту; $h_{\Delta t}$ — мощность осадков, накопившихся за время Δt ; Δq — поправка на нагрузку осадков.

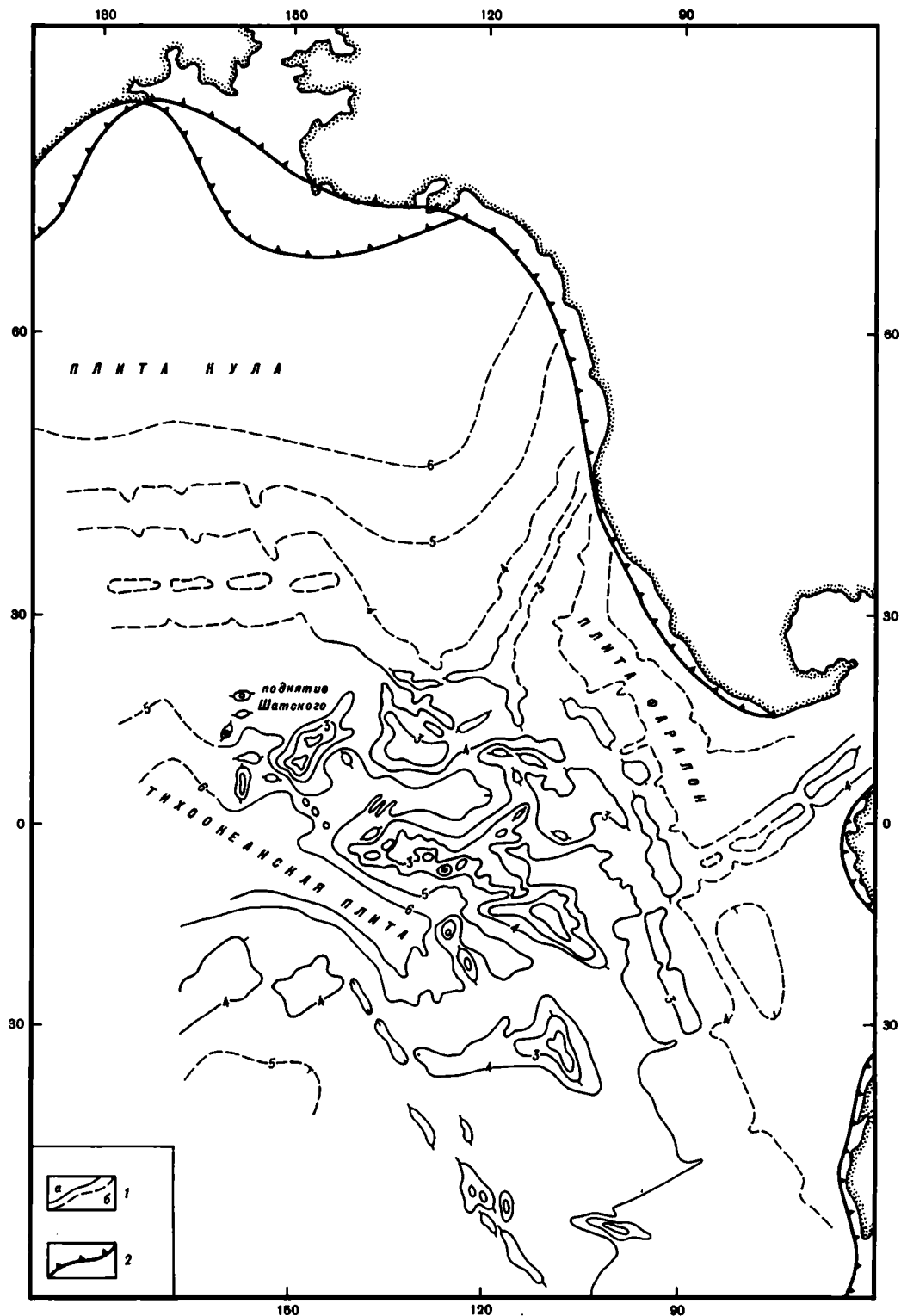
Все эти данные лучше всего получают на основе анализа материалов скважин глубоководного бурения, где наиболее достоверно можно установить и возраст ложа, и мощность осадков. Поэтому работа над палеобатиметрическими реконструкциями начинается с анализа материалов глубоководного бурения. Смысл работы состоит, во-первых, в отборе необходимых значений для подстановки в формулу расчета палеоглубины, во-вторых, в сопоставлении расчетной, теоретической глубины с оценкой палеоглубины по составу отложений и содержащимся в них органическим остаткам. Это — наиболее существенная часть палеобатиметрических реконструкций, так как она позволяет перейти от чисто теоретической палеобатиметрии к реальной и проверить расчетные палеоглубины эмпирическими их значениями.

Состав пелагических осадков зависит от глубины отложения; выше глубины карбонатной компенсации могут отлагаться карбонатные осадки, ниже этой глубины карбонатный материал в осадках отсутствует. В современную эпоху глубина карбонатной компенсации на большей части площади Тихого океана равна 4500—4700 м. Доказано, что она значительно изменялась на протяжении геологического времени: от 2000 до 5000 м, но в среднем сегодняшнее ее значение можно условно принять как опорное и таким образом хотя бы оценочно судить о глубине дна по присутствию или отсутствию в осадке карбонатного материала.

Х. М. Саидова [Савостин и др., 1980] разработала метод определения палеоглубин по фораминиферам, исходя из их вертикальной зональности, которая зависит от давления, температуры и насыщенности вод CaCO_3 . С глубиной число видов бентосных фораминифер уменьшается: в абиссальных глубинах океана их в 100 раз меньше, чем на шельфе. Ниже глубины карбонатной компенсации бентосные формы с карбонатной раковиной не живут, а обитают только агглютинирующие виды с песчаной раковиной. Растворение планктонных фораминифер начинается в полярных областях с 2,5 км, в тропиках — с 4 км. Эта зона называется фораминиферовым лизоклином. Изучая танатоценозы фораминифер, таким образом, можно оценить глубину осадконакопления.

В табл. 3 приведены некоторые данные по скважинам Тихого океана и сопоставления расчетных значений палеоглубин с эмпирическими для двух возрастных уровней: 70 и 35 млн. лет. Удивительно хорошее совпадение расчетных и эмпирических значений (как это следует из табл. 3) дает основание для построения палеобатиметрических карт. Добавим к этому, что величина опускания дна контролировалась также амплитудой погружения гайотов, и в этом случае вновь обнаружилось хорошее соответствие значений, полученных независимыми способами. Уже построена и опубликована палеобатиметрическая карта Мирового океана для позднего мела (70 млн. лет назад) [Савостин и др., 1980; Волокитина и др., 1981; Седов, 1981]. Фрагмент этой карты, относящийся к Тихому океану, показан на рис. 3. Кроме того, здесь мы приводим аналогичный фрагмент на время 35 млн. лет назад, составленный Л. П. Волокитиной и А. П. Седовым (рис. 4, см. вкл.). Сравнение этих двух карт с современной батиметрией Тихого океана позволяет выявить общую эволюцию рельефа дна океана. Задача эта выходит за рамки данной статьи, тем более что соответствующий материал частично можно найти в цитированных выше работах.

Общий вывод очевиден: без материалов глубоководного бурения немыслимы ни палеогеодинамические, ни палеобатиметрические реконструкции.



Р и с. 3. Схема палеобатиметрии Тихого океана для позднего мела (70 млн. лет) [Савостин и др., 1980]

1 — изобаты (в км): а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — глубоководные желоба

ЛИТЕРАТУРА

- Волокитина Л. П., Борисевич Д. В., Живаго А. В., Седов А. П. Палеогеоморфология Тихого океана в позднемеловое время. — Геоморфология, 1981, № 1, с. 16—22.
- Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Позднемеловая реконструкция литосферных плит. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 3, с. 477—484.
- Левитан М. А., Богданов Ю. А. История биогенного кремнезема. — В кн.: Геологическая история океана, 1980. М.: Наука, с. 231—252.
- Савостин Л. А., Волокитина Л. П., Зоненшайн Л. П. и др. Палеобатиметрия Мирового океана в позднем мелу. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 5, с. 871—881.
- Седов А. П. Палеогеоморфология подводных гор Тихого океана в позднем мелу. — Океанология, 1981, т. 21, вып. 5, с. 836—844.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Храмов А. Н. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1981. 380 с.
- Francheteau J., Harrison C. G., Sclater J. G., Richards M. Magnetization of Pacific Seamounts: A Preliminary Polar Curve for the Northeastern Pacific. — J. of Geoph. Res., 1970, vol. 75, N 11, p. 2035—2040.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1975. Vol. 28, 30; 1976. Vol. 33.
- Harrison C. G. A., Jarrard R. D., Vacquer V., Larson R. L. Paleomagnetism of Cretaceous Pacific seamounts. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, vol. 42, N 3, p. 859—882.
- Heezen B. C., Matthews G. W., Catalano R. et al. Western Pacific Guyots. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 20, p. 653—723.
- Herron E. M., Tucholke B. E. Sea-floor magnetic patterns and basement structure in the southeastern Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 35, p. 263—278.
- Lancelot Y., Larson R. L. Sedimentary and tectonic evolution of the Northwestern Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975, vol. 32, p. 925—940.
- Larson R. L., Chase C. G. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific Ocean. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 12, p. 3627—3644.
- McElhiny D. Paleomagnetism and Plate Tectonic. Cambridge, 1973. 330 p.
- Menard H. W. Elevation and subsidence of oceanic crust. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 6, N 2, p. 275—284.
- Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, p. 203—213.
- Sclater J. G., Anderson R. N., Bell M. D. The elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 7888—7915.
- Sclater J. G., McKenzie D. P. Paleobathymetry of the South Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 10, p. 3203—3216.
- Sclater J. G., Abbott D., Thiede J. Paleobathymetry and sediments of the Indian ocean. — In: Indian ocean geology and biostratigraphy. Wash.: AGU Monograph, 1977, p. 25—29.
- Parsons B., Sclater J. G. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 5, p. 803—827.
- Van Andel T., Heath G. R., Moore T. C. Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1976, vol. 143, p. 134.
- Van Andel T., Thiede J., Sclater J. G., Hay W. W. Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years. — J. Geol., 1977, vol. 85, N 6, p. 651—698.

М. П. АНТИПОВ, В. И. КАРА, Ю. В. ТУЛИНА, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

СООТНОШЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ОКЕАНСКОГО ЖЕЛОБА В РАЙОНЕ ЯПОНИИ И КУРИЛ ПО ДАННЫМ МНОГОКАНАЛЬНОГО СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ

В настоящее время господствуют два представления о соотношении комплексов пород, слагающих островные дуги и глубоководные желоба. По первому из них [Сорохтин, 1974; Бондаренко и др., 1977; Гаркаленко, Ушаков, 1978; Уеда, 1978; Зоненшайн и др., 1980; Karig, 1974; Seely et al., 1974; Uyeda, 1979; и др.], океанские комплексы подвигаются по фокальной сейсмической плоскости Заварицкого — Беньофа под островную дугу. По второму представлению [Рудич, 1962; Петрушевский, 1964; Строев..., 1964; и др.], в пределах островного склона глубоководного желоба происходит постепенное выклинивание гранитно-метаморфического слоя, а «базальтовый» слой по неясной границе, связанной с крупными зонами разломов, переходит в третий океанский слой. М. С. Марков и др. [1967] рассматривают Курильскую островную дугу, Южно-Охотскую котловину и Курило-Камчатский желоб как современную геосинклинальную систему. А. В. Пейве и Ю. М. Пушаровский [1979] указывают, что на сейсмических профилях СахКНИИ дается интерпретация, согласно которой желоб является структурой растяжения и что второй слой внешнего склона фациально замещается породами внутреннего склона [Тектоника..., 1980].

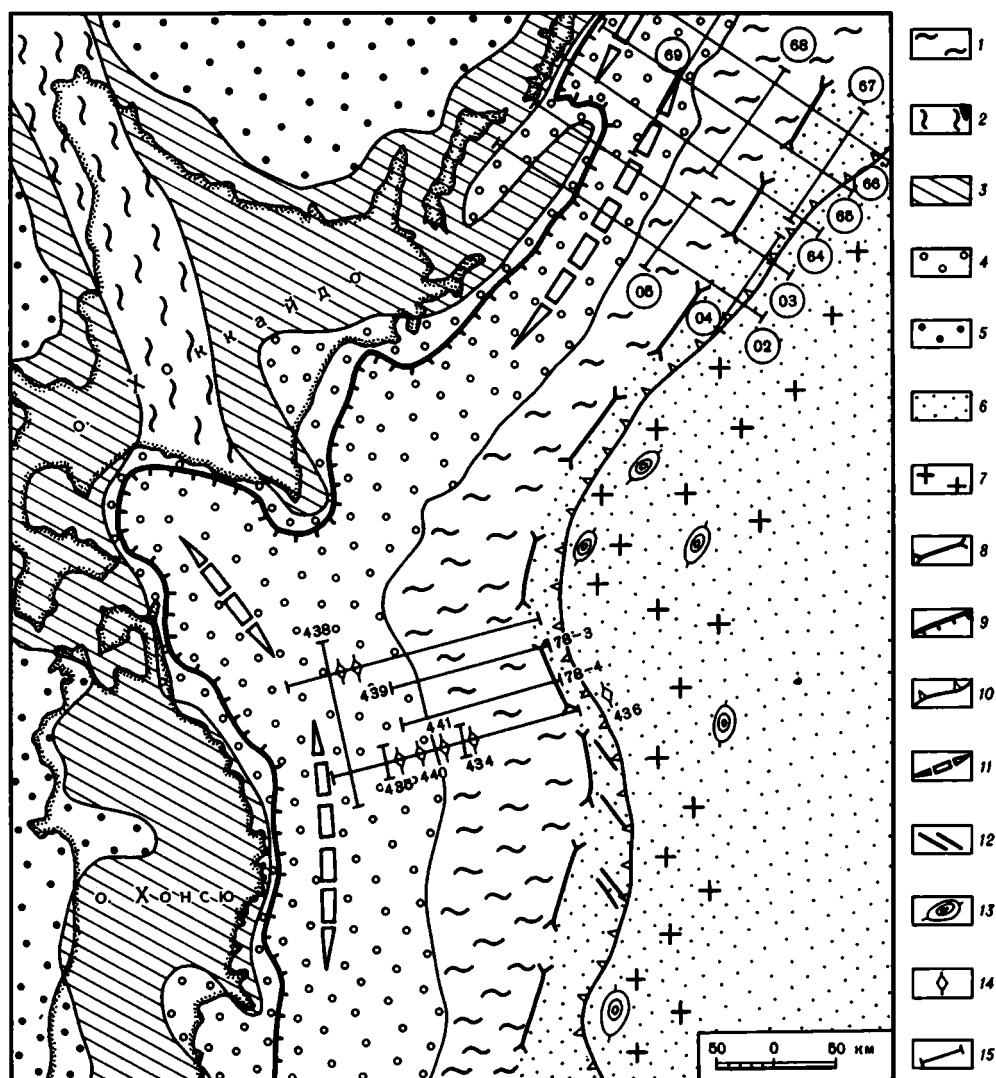
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Японский и Курило-Камчатский глубоководные желоба пересечены шестью профилями глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [Строев..., 1964; Зверев, Лившиц, 1967; Рикитакэ, 1970; Japanese..., 1967; Asano et al., 1979]. В северной части Японского желоба корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) отработано два профиля точечных зондирований [Murauchi et al., 1964, 1979]. В юго-западной и центральной частях Курило-Камчатского желоба сейсмические исследования КМПВ проведены по нескольким сечениям [Михно, 1964; Попов и др., 1978; Den et al., 1969]. Дно океана к востоку от о-ва Хонсю довольно детально изучено региональной сетью профилей непрерывного сейсмического профилирования (НСП) [Минаев и др., 1974; Голтвяница, Ильев, 1978; Антипов и др., 1980; Ludwig et al., 1966; Geological..., 1977; Honza et al., 1977]. Аналогичные исследования в пределах Курило-Камчатского желоба были выполнены СахКНИИ [Тузев, 1975; Васильев и др., 1979].

В последние годы Геологическая служба Японии осуществила площадную комплексную геофизическую съемку, в программу работ которой входили НСП, магнито- и гравиметрические исследования [Geological..., 1977; Geological..., 1978]. По ним была составлена геологическая карта дна Японского и южной части Курило-Камчатского желобов масштаба 1:1 000 000.

Дно акватории Японского желоба покрыто гидромагнитной съемкой масштабов 1:5 000 000 и 1:7 500 000 масштабов, а также средне-, а местами крупномасштабной гравиметрической съемкой. В пределах Курило-Камчатского желоба проведены профильные магнито- и гравиметрические исследования [Красный, 1972; Кочергин, Красный, 1975; Тузев, 1975]. Во многих точках желобов проводились измерения значений теплового потока [Japanese..., 1967].

В 1976 и 1978 гг. Океанографическим институтом Токийского университета совместно с Японской нефтяной компанией были отработаны методом отраженных волн общей глубинной точки (МОВ ОГТ) четыре субширотных профиля, попечных к простираанию желоба, протяженностью 75—200 км [Multichannel..., 1979; Matsurawa et al., 1980] (рис. 1). Они проходят примерно по линии 40° с. ш., начинаются на западе со средней части островного склона (глубина 4 км), пересекают осевую зону глубоководного желоба (глубины свыше



Р и с. 1. Тектоническая схема северо-западной окраины Тихого океана

1, 2 — кайнозойские складчатые комплексы: 1 — включая плиоцен, 2 — включая миоцен; 3 — допалеогеновые складчатые комплексы и кайнозойские вулканиты; 4 — осадочный чехол островного склона, шельфа и суши; 5 — осадочный чехол краевых морей; 6 — океанский осадочный чехол; 7 — область краевого океанского вала; 8 — оси желобов; 9, 10 — верхние границы склонов желобов: 9 — островного склона (по изобате 200 м), 10 — океанского склона (по изобате 6000 м); 11 — осевая зона осадочных бассейнов островного склона и дуги; 12 — отдельные разломы океанского склона желобов; 13 — подводные горы океанского дна, склоны которых лишены чехла; 14 — скважины глубоководного бурения; 15 — положение профилей МОВ ОГТ и их номера

7 км) и заканчиваются на океанском склоне (глубины около 6 км). Еще два профиля проходят под прямым углом к указанным выше профилям над глубинами островного склона 3 и 5 км, параллельно оси желоба. Их протяженность 30—120 км [Matsurawa et al., 1980]. Глубинность освещения разреза земной коры по ним достигает на основном склоне 15 км, а на океанском уменьшается до 8—10 км.

В 1975 и 1977 гг. в юго-западной части Курило-Камчатского желоба экспедиции ВНПО «Союзморгео» [Бондаренко и др., 1977; Гаркаленко, Ушаков, 1978] провели работы МОВ ОГТ, отработав пять поперечных и три продольных про-

филя (см. рис. 1). Глубинность освещения разреза земной коры на островном склоне изменяется, от 3—5 км в его верхней части и до 12—15 км в нижней, а на океанском склоне — от 6 до 9 км. Протяженность поперечных к оси желоба профилей составляет 200—250 км.

В пределах склонов желобов по программе глубоководного бурения в восьми точках пробурены скважины, семь из которых расположены на островном склоне желоба, а одна — на океанском (см. рис. 1). Еще две скважины были пробурены вблизи берега о-ва Хонсю [Karig et al., 1975; Scientific..., 1980]. Кроме того, проводились многочисленные драгировки и отбор проб донных осадков с помощью прямоточных трубок [Васильев и др., 1978, 1979; Безруков, Мурдмаа, 1980; Антипов, Голтвяница и др., 1980; Geological..., 1977].

Материалы МОВ ОГТ по Японскому и Курило-Камчатскому желобам непосредственно раскрывают соотношение комплексов пород земной коры островной дуги и океанского глубоководного желоба. Они совместно с данными ГСЗ, КМПВ, НСП, исследованиями естественных геофизических полей, глубоководным бурением и драгированием позволяют объективно описать тектоническую структуру этих элементов, установить время их формирования и подойти к механизму образования. Именно этим вопросам посвящена настоящая работа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЯПОНСКИХ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

В пределах островной дуги Японии установлено несколько меридиональных тектонических зон, сложенных разными типами пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя [Outline..., 1975; Geological..., 1978]. С запада на восток в общем наблюдается заметное омоложение комплексов пород, участвующих в их строении. Так, крайнюю западную зону Абукума составляют метаморфические породы палеозоя и мезозоя мощностью до 10 км, прорванные верхнемезозойскими гранитоидами. Кайнозойские осадочные отложения с угловым несогласием перекрывают смятые в складки палеозойские и мезозойские образования. Они распространены на япономорском и тихоокеанском побережье о-ва Хонсю в локальных узких впадинах, простирающихся в меридиональном направлении. Впадины слагают палеогеновые угленосные и неоген-четвертичные терригенные отложения общей мощностью от 700 м до 3—4 км. В структурном отношении они представляют собой осадочный чехол. В центральных частях о-ва Хонсю кайнозойские образования представлены в основном практически недеформированными вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, мощность которых 2—3 км и более. На япономорской стороне о-ва Хонсю среднемиоцен-четвертичный осадочный чехол подстилает олигоцен-нижнемиоценовые вулканогенные образования кислого и среднего состава (формация «зеленых туфов»). На крайнем юго-востоке острова распространена узкая геосинклинальная зона Симанто, сложенная мощными (свыше 6 км) палеоген-миоценовыми осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, собранными в линейные складки и вмещающими основные и ультраосновные породы. Они перекрываются с угловым несогласием плиоцен-четвертичными осадочными толщами (до 2—3 км), содержащими примесь пирокластического материала [Outline..., 1975]. Палеоген-миоценовые складчатые геосинклинальные образования юго-востока о-ва Хонсю продолжают в пределы островного склона Японского желоба, где перекрыты плиоцен-четвертичным осадочным чехлом. Из-за сложной и неясной картины сейсмических записей проследить их дальше к северо-востоку не удастся.

В северной части исследуемой площади в пределах юга о-ва Хоккайдо распространены мел-миоценовые складчатые образования (более 10 км), выполняющие прогиб Исихари-Румои [Меланхолина, 1973], который по сейсмическим данным прослеживается в южном направлении на дне островного склона желоба (прогиб Исихари-Хидака) [Scientific..., 1980]. Здесь он, вероятно, центриклинально замыкается (см. рис. 1). Мел-миоценовые толщи с резким структурным несогласием перекрываются осадочными отложениями плиоцена и плейстоцена, залегающими практически горизонтально и имеющими мощность до 1 км.

В строении Курильской островной дуги участвуют вулканические и вулканогенно-осадочные образования позднемелового и кайнозойского возраста [Сергеев, 1976; Васи-

льев и др., 1979]. Наиболее древними среди них являются верхнемеловые толщи шикотанской серии, слагающие основание разреза о-вов Малой Курильской гряды и представленные основными эффузивами, их туфами и туфобрекчиями в нижних частях и вулканогенно-осадочными породами (туффитами и туфопесчаниками) в верхних. Мощность шикотанской серии достигает 3 км. Выше залегают кайнозойские вулканогенные образования основного и среднего состава и вулканогенно-осадочные образования. Разрез представлен чередованием лав, туфов и осадочных пород. Наибольшее распространение кайнозойские толщи имеют в пределах о-вов Большой Курильской гряды, где их суммарная мощность не превышает 6 км. Эти толщи прорваны небольшими телами габброидов, диоритов и плагиогранитов палеоген-неогенового возраста. Наиболее молодыми образованиями Курильской островной дуги являются четвертичные андезиты и андезито-базальты, а также их туфы и туфогенно-осадочные породы мощностью до 1 км.

Вулканогенно-осадочный комплекс Курильской островной дуги образует простые пологие брахиформные складки с углами наклона слоев на крыльях до 10—30° [Горячев, 1960], и для него характерно широкое развитие вулканотектонических структур.

МАТЕРИАЛЫ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

По данным глубоководного бурения (скв. 434) [Scientific..., 1980], в нижней части островного склона под маломощными (первые десятки метров) плейстоценовыми глинисто-диатомовыми илами вскрыты плиоцен-верхнемиоценовые отложения, представленные до глубины 100 м глинисто-диатомовыми илами с небольшим количеством вулканического пепла. Ниже наблюдается резкая литификация пород и появление диатомитов, кремнистых аргиллитов, сильно трещиноватых и раздробленных. Обнаружено неоднократное повторение в разрезе одних и тех же плиоценовых диатомовых зон. В интервале глубин 460—637,5 м залегают также раздробленные верхнемиоценовые туффиты и диатомовые аргиллиты с прослоями вулканического пепла. В верхних частях разреза (до 300 м) встречены многочисленные гальки. В скв. 441, расположенной немного выше по островному склону, интенсивная литификация наблюдается с глубин 130 м. Здесь обнаружена осадочная брекчия, в которой обломки аргиллитов миоценового возраста включены в плиоценовый аргиллитовый цемент. Общая вертикальная мощность разреза по этим скважинам составляет 680 м. Скв. 440, находящаяся на 1000 м выше по островному склону, прошла разрез (808 м) от плейстоцена до миоцена, возможно нижнего. Верхние части разреза сложены диатомовыми и глинистыми илами с прослоями пепла и рассеянной галькой. Начиная с 168 м наблюдается литификация пород, появляются диатомовые аргиллиты. Ниже 400 м обнаружена тектоническая брекчированность пород. В верхней части островного склона (глубина воды около 1600 м) скв. 438 и 439, пробуренные на краю террасы, вскрыли почти непрерывный разрез отложений от голоцена до олигоцена. По литологическому составу неоген-четвертичный разрез разделен на четыре толщи [Scientific..., 1980]. Верхняя толща (107 м) сложена голоцен-верхнеплиоценовыми глинисто-диатомовыми песчанистыми илами с прослоями пепла. Вторая толща (765 м) в верхах представлена верхнеплиоценовыми глинисто-диатомовыми илами и глинами с прослоями галек. Нижняя ее часть сложена нижнеплиоцен-среднемиоценовыми диатомовыми аргиллитами, диатомитами, пятнистыми аргиллитами, известковистыми конкрециями и прослоями известняков. Наблюдается микротрещиноватость пород. Фораминиферы, обнаруженные в породах этого комплекса, показывают глубину их образования более 2000 м. Третья толща (120 м) включает нижнемиоценовые аргиллиты, диатомовые аргиллиты и глинистые песчаники. Четвертая толща (77 м) сложена также нижнемиоценовыми, хорошо сцементированными слоистыми глинистыми алевролитами. В ее низах встречены тонкозернистые турбидиты. Фораминиферы четвертой толщи указывают глубину образования осадков 500—1500 м. Глубоководные миоцен-четвертичные отложения, по-видимому, с несогласием перекрывают массивные среднесортированные, средне-тонкозернистые песчаники олигоцена (105 м), содержащие обильную фауну, глубины обитания которой 200—500 м. Ниже залегают конгломерато-брекчии (47 м) кислых диацитовых пород, также относимых к олигоцену. Оligоцен-четвертичные слои скв. 438,

439 залегают практически горизонтально. В основании вскрытого разреза встречены крутонаклонные черные окремненные аргиллиты верхнего мела.

На океанском склоне желоба скв. 436 прошла (до 397,5 м) разрез, близкий к разрезу скв. 194, 195, 303 и 305 северо-западной части Тихого океана [Крашенинников, 1978]. В верхней части (до 250 м) она встретила главным образом глинисто-диатомовые илы, а ниже (250—360 м) кремнистые аргиллиты четвертично-среднемиоценового возраста. Ниже обнаружены среднемиоцен-палеогеновые темно-коричневые глины (20 м), содержащие зубы рыб и марганцевые микроконкреции. В основании скважина прошла около 9 м по темно-коричневым и желтым кремням и радиоляритам мела. По заключению И. О. Мурдмаа [1978], вскрытая часть разреза островного склона близка по составу к одновозрастным образованиям океанского склона, хотя осадки последнего отличаются меньшей степенью уплотненности, насыщенностью органическими остатками и лишены инородной гальки.

СТРОЕНИЕ СКЛОНОВ ЖЕЛОБОВ ПО МАТЕРИАЛАМ ДРАГИРОВАНИЯ

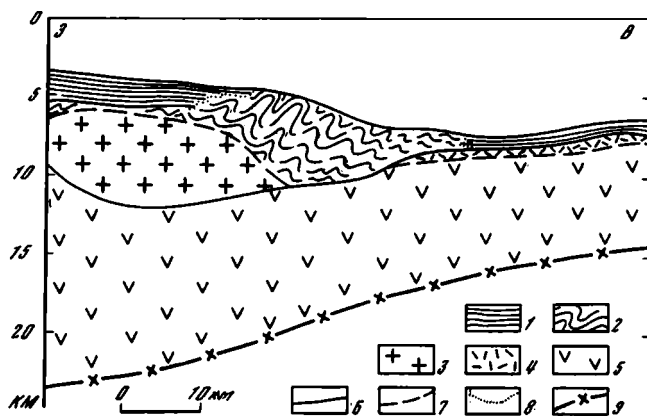
В верхней части островного склона Японского желоба было выполнено более 50 драгировок [Васильев и др., 1978; Антипов, Голтвяница и др., 1980; Geological..., 1977]. При этом были подняты разнообразные осадки позднелигоцен-четвертичного возраста, среди которых преобладают слабо- или неконсолидированные илы, глины, песок, включающие примесь вулканического пепла, пемзы и различной по составу и размерам гальки. Они маломощным чехлом покрывают практически все дно островного склона. Гипсометрически ниже по островному склону [Geological..., 1978] обнаружены туфоалевролиты, аргиллиты, известковистые песчаники и туфопесчаники, обломочная часть которых в основном представлена вулканогенными и метаморфическими породами. По заключенным в них органическим остаткам возраст пород датируется ранним плиоценом — поздним миоценом [Васильев и др., 1978]. Наиболее древними породами, поднятыми при драгировании, являются ниже-среднемиоценовые туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты и туфодиатомиты [Васильев и др., 1978], глинистые и песчаные известняки, обнажающиеся в редких коренных выходах южного окончания островного склона Японского желоба.

В составе образований островного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба [Васильев и др., 1979] обнаружены олигоцен-среднемиоценовые, верхнемиоцен-нижнелигоценные и верхнелигоцен-плейстоценовые породы, которые подстилаются мезозойскими складчатыми метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами и прорываемыми их интрузиями, представляющими акустический фундамент. Последний обнажается в средней части островного склона, где слагает крупную антиклинальную структуру. Оligocen-среднемиоценовые образования представлены диатомитами, туфодиатомитами, туфоалевролитами и туфоаргиллитами, среди которых встречаются прослои вулканических песчаников, реже туфов. Верхнемиоцен-нижнелигоценные отложения сложены пемзовыми туфоконгломератами, туфами и прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и туфодиатомитов. В состав верхнелигоцен-плейстоценовых образований входят слабо консолидированные глины, алевриты и илы с прослоями песков и рассеянной галькой и гравием.

Склоны подводных возвышенностей океанского склона желоба, как установлено драгированием, сложены массивными и миндалекаменными базальтами и андезито-базальтами, перекрытыми на вершине оолитовыми известняками мелового возраста. На остальном пространстве желоба повсеместно распространены современные темно-зеленые и коричневые илы и глины.

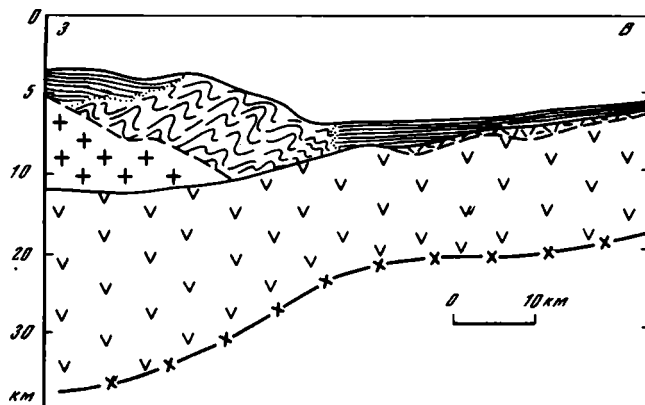
СЕЙСМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЯПОНСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА

В нижней части островного склона Японского желоба по данным сейсморазведки МОВ ОГТ [Multichannel ..., 1979] выделяется мощный комплекс пород, в котором отсутствует слоистость (рис. 2). Отражающие площадки не выдержаны и имеют хаотическое распределение. Комплекс характеризуется скоростями прохождения продольных волн в среднем от 2,2 км/с в верхней части до 3—3,8 км/с в нижней.



Р и с. 3. Принципиальный разрез земной коры по профилю 78-3 (см. рис. 1)

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

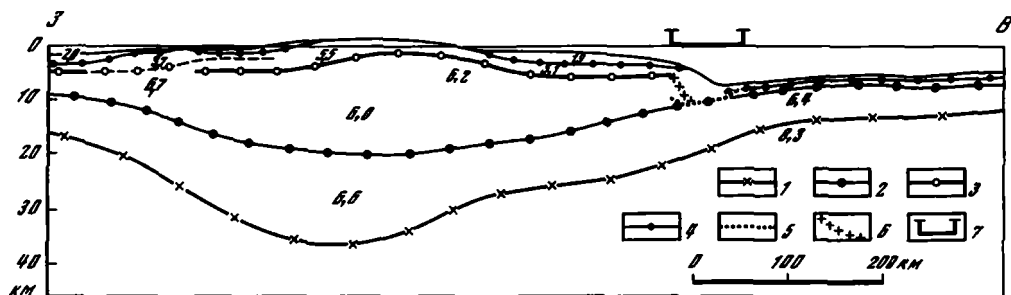


Р и с. 4. Принципиальный разрез земной коры по профилю 78-4 (см. рис. 1)

Условные обозначения см. на рис. 3

склона характеризуется низкими скоростями прохождения сейсмических волн от 1,8—1,9 до 3,3 км/с.

Подошва деформированного относительно низкоскоростного комплекса пород в пределах большей части островного склона не фиксируется сейсмическим горизонтом. Однако в подстилающих образованиях резко возрастает скорость продольных волн (до 4,6—5 км/с), что позволяет их отнести к самостоятельному комплексу пород. Подошву последнего определяет хорошо выраженный на разрезах сейсмический горизонт, который совпадает с преломляющей границей с $V_p = 6,2$ км/с по данным ГСЗ. Мощность комплекса пород со скоростями 4,6—5 км/с достигает 7 км. По падению островного склона он утоняется, а в районе подножия выклинивается. Здесь подошва относительно низкоскоростного деформированного комплекса непосредственно совпадает с опорным отражающим горизонтом. Последний в пределах островного склона испытывает пологий наклон к западу (до 90 м/км), погружаясь до —12 км в 45 км от оси желоба. Отсюда происходит его более крутое (до 400 м/км) воздымание, и у западной рамки профиля 78-3 в 150 км от берега он располагается на отметке —9 км. Близкая картина вырисовывается и по профилю 78-4. Таким образом, по рассматри-



Р и с. 5. Глубинный геолого-геофизический разрез через Японскую островную дугу и глубоководный желоб

1—4 — границы по данным ГСЗ, связанные со скоростями: 1 — верхней мантии (Моховичича), 2 — «базальтового» слоя островной дуги и третьего океанского слоя, 3 — гранитно-метаморфического слоя, 4 — подошвы осадочного слоя; 5 — опорный отражающий горизонт; 6 — подошва низкоскоростного деформированного комплекса по данным МОВ ОГТ; 7 — участок разреза, отработанный МОВ ОГТ. Показаны средние пластовые скорости продольных волн (в км/с)

ваемому сейсмическому горизонту намечается асимметричный синклинальный прогиб, осевая зона которого приурочена к середине островного склона желоба.

Комплекс пород, располагающийся ниже опорного сейсмического горизонта в пределах островного склона, характеризуется скоростью прохождения продольных волн свыше 6,2 км/с и отсутствием отражающих площадок. Его подошву определяет преломляющий сейсмический горизонт со скоростями свыше 8 км/с, устанавливаемый по материалам ГСЗ [Japanese..., 1967]. Мощность рассматриваемого высокоскоростного комплекса пород между опорными отражающим и преломляющим горизонтами у западного конца профиля 13 км. К востоку она сокращается и у оси желоба составляет 8 км. На океанском склоне желоба опорный отражающий горизонт, связанный с подошвой слоистого комплекса, местами совпадает с кровлей среднескоростного комплекса (3,6—3,9 км/с, иногда до 5,1 км/с), выделяемого по данным МОВ и КМПВ [Murauchi et al., 1979; Scientific..., 1980]. Он отличается невыдержанными отражающими площадками, особенно характерными для его верхней части. Среднескоростной комплекс представлен отдельными выклинивающимися линзами (до 1,5 км). Его подошва на разрезах МОВ ОГТ не находит отражения. В других случаях на океанском склоне желоба под опорным отражающим горизонтом, связанным с подошвой слоистого комплекса, непосредственно появляется высокоскоростной комплекс (6,2 км/с), выделяемый по данным МОВ и КМПВ. Там, где присутствует среднескоростной комплекс, он подстилается высокоскоростным комплексом. Высокоскоростной комплекс океанского склона аналогичен высокоскоростному комплексу островного склона. Здесь его мощность 7,5 км.

Глубоководное бурение [Scientific..., 1980], драгирование [Geological..., 1977] и материалы ГСЗ [Japanese..., 1967; Research..., 1977] позволяют подойти к стратиграфической и тектонической интерпретации сейсмических комплексов, установленных на разрезах ОГТ (см. рис. 3, 4). Верхние горизонты низкоскоростного деформированного комплекса пород, пройденные скважинами до 680 м, относятся к верхнему миоцену и плиоцену. Относительно низкие значения пластовых скоростей свидетельствуют, скорее всего, о том, что в его строении участвуют кайнозойские образования. Большая верхняя часть деформированного кайнозойского комплекса к западу в средней части островного склона переходит в пологолежачий чехол того же возраста. По-видимому, в зоне этого перехода расположена скв. 440, верхняя часть разреза которой сложена слоями слабо деформированного чехла, а нижняя — слоями низкоскоростного деформированного комплекса. К востоку в осевой части желоба он также резко сменяется одновозрастным (преимущественно кайнозойским) мало-мощным пологолежачим океанским чехлом (первый океанский слой). Лишь базальные слои океанского чехла сложены отложениями мела [Крашенинников, 1978; Scientific..., 1980]. Деформированный кайнозойский комплекс пород на островном склоне желоба подстилается более высокоскоростным комплексом пород. По скоростной

характеристике и привязке к профилям ГСЗ [Japanese..., 1967; Research..., 1977] последнему отвечает гранитный геофизический слой консолидированной коры. К подножию островного склона он выклинивается, и здесь деформированный кайнозойский комплекс непосредственно подстилают еще более высокоскоростные породы, принадлежащие по привязке ГСЗ (рис. 5) к базальтовому геофизическому слою. К кровле последнего в пределах островного склона приурочен опорный отражающий горизонт. На океанском склоне ниже океанского чехла непосредственно под опорным отражающим горизонтом располагается среднескоростной комплекс пород. По скоростной характеристике, привязке к профилям ГСЗ и положению в разрезе он отвечает второму океанскому слою. В районе оси желоба и в пределах островного склона он, по-видимому, отсутствует. Располагающиеся под вторым океанским слоем более высокоскоростные породы принадлежат к третьему океанскому слою земной коры. Они непосредственно переходят в базальтовый геофизический слой островного склона желоба. Их подошвой служит высокоскоростной преломляющий горизонт, отвечающий поверхности Мохоровичича, т. е. подошве земной коры (см. рис. 5).

СЕЙСМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА

Картина строения Курило-Камчатского желоба в районе о-вов Кунашир и Итуруп намечается по данным сейсморазведки ОГТ, выполненной ВНПО «Союзморгео» [Гаркаленко, Ушаков, 1978] (см. рис. 1). Здесь также в нижней части островного склона распространены мощный комплекс пород, характеризующийся отсутствием слоистой среды. Отражающие площадки в нем не выдержаны и распределены хаотично. В сейсмическом отношении он представляет собой акустический фундамент, который сложен деформированным комплексом пород. С подошвой островного склона связан четкий сейсмический горизонт. Он прослежен на максимальное расстояние (20 км) под островным склоном по профилю 2, полого погружаясь (до 100 м/км) к северо-западу, где располагается на отметке —13 км. Выше по островному склону указанный сейсмический горизонт на профилях не установлен. Максимальная известная мощность деформированного комплекса пород составляет 6 км. К оси желоба она сокращается до 1 км. Здесь под деформированным комплексом пород по профилю 64 установлено еще одно геологическое тело, имеющее форму клина, направленного к оси желоба, расширяющегося (до 3 км) и погружающегося под подножие островного склона. Оно лишено выдержанных сейсмических горизонтов и площадок. К его подошве приурочен четкий сейсмический горизонт, наклоненный (30°) на северо-запад под островной склон желоба.

Деформированный комплекс в зоне оси желоба резко переходит в комплекс, отличающийся параллельной слоистостью. По профилю 03 эта граница несколько сдвинута к северо-западу и проходит в пределах подножия островного склона. Слоистый комплекс полого (50 м/км) воздымается по восстанию океанского склона желоба. Его мощность достигает 500 м. Составляющие этот комплекс слои залегают параллельно поверхности океанского склона желоба. В верхней части океанского склона по некоторым профилям наблюдаются более крутые наклоны опорного сейсмического горизонта, и отложения слоистого комплекса прислоняются к поверхности подстилающего субстрата местами до полного выклинивания.

Комплекс пород океанского склона с субгоризонтальной слоистостью рассечен преимущественно продольной системой взбросов и взбросо-сдвигов. На участке склона (профиль 67) шириной 40 км начиная от оси желоба выделяются не менее пяти плоскостей разрывов, имеющих простирание, совпадающее с простиранием самого желоба, и падение от его оси в сторону океана, на юго-восток. Углы падения плоскостей разрывов несколько различаются, составляя в среднем 3—5° с плоскостью сейсмического горизонта.

В верхней части островного склона деформированный комплекс переходит в комплекс, характеризующийся параллельной слоистостью, причем при движении от оси желоба сначала замещаются верхние его горизонты, а затем при удалении до 25 км (по профилю 2) — нижние. Отложения слоистого комплекса наклонены практически парал-

тельно дну моря (75 м/км). В районе бровки шельфа они испытывают флексурный изгиб. Подошва слоистого комплекса островного склона намечается на сейсмических профилях с большой долей условности. Его мощность местами превышает 2 км. Он образует несколько брахиформных мульд. Одна из них изучена юго-западнее о-ва Итуруп. Ее ось имеет дугообразную форму, выпуклую в сторону островной дуги, с размерами 100×30 км. Она открывается в сторону океана и четко выражена в рельефе террасой.

По продольному профилю 67, отработанному на океанском склоне желоба, ниже опорного отражающего горизонта, связанного с подошвой верхнего слоистого комплекса, установлен еще один выдержанный сейсмический горизонт, располагающийся на отметках от —7 до —10 км. Его залегание не совпадает с наклоном верхнего отражающего горизонта и поверхностью дна океана. Он испытывает пологие изгибы. В центре профиля нижний отражающий сейсмический горизонт образует крупный антиклинальный перегиб, и здесь мощность пород между сейсмическими горизонтами составляет 1,5 км. В зонах его погружения она увеличивается до 2—3 км.

Драгирование [Васильев и др., 1979] и материалы ГСЗ [Строение..., 1964] позволяют подойти к стратиграфической и тектонической интерпретации сейсмических комплексов, установленных на разрезах ОГТ Курильского желоба. Деформированный комплекс нижней части островного склона сложен плиоценовыми, миоценовыми, а возможно, и более древними кайнозойскими образованиями. Он переходит в одновременный ему слоистый комплекс, представляющий океанский чехол и чехол островной дуги. В районе осевой зоны и океанского склона желоба указанные комплексы непосредственно подстилаются породами третьего океанского слоя. Правда, между чехлом и третьим океанским слоем фрагментарно намечается относительно маломощный (до 3 км) второй океанский слой. По аналогии с Японским желобом можно предположить, что выклинивающийся к оси желоба комплекс пород, устанавливаемый по профилю 64, отвечает гранитно-метаморфическому слою. Нижний отражающий горизонт продольного профиля 67 совпадает с высокоскоростным преломляющим горизонтом ГСЗ, отождествляемым с поверхностью Мохоровичича. Комплекс пород, заключенный между отражающими горизонтами по профилю 67, отвечает, вероятно, третьему и второму океанским слоям.

СТРОЕНИЕ НИЗКОСКОРОСТНОГО КОМПЛЕКСА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПО ДАННЫМ НСП

Дополнительную информацию по распространению, мощностям и условиям залегания верхних комплексов, установленных по данным многоканальных сейсмических профилей на островном и океанском склонах Японского и Курило-Камчатского желобов, дают материалы НСП [Минаев и др., 1974; Голтвяница, Ильев, 1978; Васильев и др., 1979; Антипов, Голтвяница и др., 1980; Ludwig et al., 1966; Geological..., 1977; Nonza et al., 1977]. По ним на островном склоне в комплексе с субгоризонтальными сейсмическими горизонтами кайнозойского возраста намечаются три сейсмических подкомплекса, отличающихся скоростями прохождения продольных волн, установленных сейсморазведкой преломленных волн [Ludwig et al., 1966].

Верхний слоистый подкомплекс со скоростями до 2,2 км/с распространен практически повсеместно в верхней части островного склона. Он характеризуется наличием протяженных отражающих горизонтов, полого наклоненных параллельно поверхности дна океана к оси желоба. На отдельных небольших по размерам террасовидных площадках его слои залегают горизонтально, утоняясь и выклиниваясь в восточном направлении. Наиболее полно представлен верхний подкомплекс в крайней западной (приподнятой) части островного склона, где его мощность достигает 500 м при средних значениях 200 м.

Средний слоистый подкомплекс имеет скорость распространения продольных волн 2—2,5 км/с. Отражающие горизонты и площадки в нем менее протяженные по сравнению с верхним подкомплексом. Он образует крупную линзу, распространенную в западной, приподнятой части островного склона. В ее центре слои залегают горизонтально,

а к периферии полого воздымаются, последовательно снизу вверх утоняясь и выклиниваясь. Максимальная мощность среднего подкомплекса достигает 1 км.

Нижний подкомплекс характеризуется скоростями продольных волн до 3,5 км/с. Внутри него встречаются редкие, непротяженные отражающие площадки. В сейсмическом отношении он приближается к прозрачной среде. Мощность третьего подкомплекса оценивается в 1,5—2 км. Общая мощность сейсмического комплекса с субпараллельными сейсмическими горизонтами 3 км. Он представляет собой слабо деформированный осадочный чехол, практически повсеместно распространенный в верхней части островного склона.

Анализ временных сейсмических разрезов позволяет выделить по отложениям осадочного чехла верхней части островного склона Японского глубоководного желоба два крупных, кулисообразно расположенных прогиба. Северный прогиб Хидака является продолжением кайнозойского прогиба Исикари о-ва Хоккайдо. Он ориентирован в северо-западном направлении под углом к простиранию оси желоба и перекошен в ее сторону. Здесь намечается его центриклинальное замыкание. Прогиб осложнен хорошо выраженными брахисинклиналями, выполненными породами верхнего слоистого подкомплекса.

Второй, южный, прогиб располагается параллельно береговой линии о-ва Хонсю. Его слои волнисто изогнуты в пологие складки. Восточное крыло прогиба перекошено по падению островного склона. Максимальные мощности заполняющих прогиб осадков наблюдаются в пределах верхней террасы островного склона. На восток слои, ступенчато изгибаясь, испытывают региональное погружение, сокращаются в мощности, а затем переходят в складчатый комплекс нижней части островного склона.

Осадочный чехол островного склона подстилается породами акустического фундамента. Его верхние горизонты характеризуются скоростями распространения сейсмических волн 3,5—5,2 км/с. Акустический фундамент имеет неровную, волнисто изогнутую поверхность, ступенчато погружающуюся от —1 до —5 км с запада на восток по падению островного склона.

В нижней части (5—7 км) островного склона выделяется комплекс, который по своей характеристике относится к образованиям акустического фундамента. В его пределах прослеживаются беспорядочно ориентированные короткие площадки с большим количеством элементов дифракции. Скорость продольных волн в нем изменяется от 0,7 до 3,3 км/с [Nagumo et al., 1980]. Складчатый комплекс протягивается, по материалам сейсморазведки ОГТ и НСП, в нижней части островного склона на расстояние более 1000 км (см. рис. 1).

Осадочный чехол океанского склона желобов на временных разрезах НСП имеет хорошо выраженную слоистую структуру. Отдельные его слои прослеживаются на десятки километров, полого погружаясь (до 1—2°) к оси желоба согласно подошве и поверхности дна океана. Мощность осадочного чехла практически на всем протяжении океанского склона постоянна и составляет около 500 м. Локально наблюдается ее увеличение до 600—700 м [Geological..., 1978], а в приосевой зоне Курило-Камчатского желоба — до 1 км [Васильев и др., 1979]. Переход слоев осадочного чехла океанского склона желоба в складчатый комплекс подножия островного склона и осевой зоны желоба фиксирует нечеткая сложная запись отражений, не коррелирующихся друг с другом.

В пределах океанского склона, особенно в зоне сопряжения Курило-Камчатского и Японского желобов, установлены подводные горы, на склонах которых обнажаются породы акустического фундамента. У их подножия слои осадочного чехла прислоняются к поверхности акустического фундамента. Иногда на плоских вершинах, высота которых достигает отметок от —1300 до —2500 м, прослеживается маломощный (первые десятки метров) осадочный чехол. Акустический фундамент, подстилающий осадочный чехол, представлен породами второго, а участками — третьего океанского слоев. Его поверхность относительно ровная, полого погружающаяся (до 2°) от —5 до —5,5 км в пределах краевого вала, до —8 км и глубже в районе осевой зоны желоба. Она прослеживается местами до 20 км под островным склоном желоба, где приобретает больший наклон (7—10°), подстилая кайнозойский

складчатый комплекс пород. Участками поверхность акустического фундамента нарушена разломами, вертикальная амплитуда смещения по которым колеблется от первых десятков метров до 300—400 м. Они обычно ориентированы в северо-северо-западном направлении под углом около 30° по отношению к простиранию оси Японского желоба [Geological..., 1978]. Протяженность разломов обычно незначительна (до 20 км). Они образуют систему, создающую клавишную структуру поверхности акустического фундамента. Слои осадочного чехла над разломами испытывают флексурные изгибы, а местами разорваны этими нарушениями.

ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Островному склону желоба отвечают интенсивные гравитационные аномалии [Тузев, 1975; Васильев и др., 1979; Geological..., 1977]. В осевой зоне их значения уменьшаются. На океанском склоне желоба они растут и в пределах краевого вала приобретают положительные значения. Изостатически система островная дуга—желоб является нескомпенсированной [Артемьев, Бодин, 1978]. Японскому и Курило-Камчатскому желобам отвечает положительная остаточная гравитационная аномалия, максимум которой совпадает с океанским валом. Она свидетельствует об уплотнении нижних частей литосферы.

Океанский склон глубоководного желоба характеризуется четкими протяженными линейными магнитными аномалиями положительного и отрицательного знаков, которые, как считают авторы большинства работ, отражают состав и строение третьего океанского слоя. Их амплитуда достигает 1000 и более гамм [Кочергин, Красный, 1975]. В рассматриваемом регионе они ориентированы в северо-восточном направлении параллельно простиранию Курило-Камчатского желоба. К Японскому желобу они подходят под углом до 90°. В районе Хоккайдо и северо-восточной части Хонсю линейные магнитные аномалии пересекают осевую зону желоба [Кочергин, Красный, 1975].

Островной склон Курило-Камчатского желоба характеризуется наличием положительной региональной аномалии магнитного поля, расположенной между гребнем островных поднятий и осью желоба [Красный, 1972]. На островном склоне Японского желоба наблюдается спокойное магнитное поле в основном отрицательных значений. Вдоль побережья Японских островов проходит положительная аномалия [Geological..., 1977].

Тепловой поток осевой зоны желоба имеет аномально низкие значения. На его склонах он становится нормальным [Ясуи и др., 1972].

Островные дуги и желоба района Японии и Курил имеют большую сейсмическую активность. Здесь наблюдаются различные по магнитуде и глубинности землетрясения. Основная их часть образует сейсмофокальную зону Заварицкого — Беньофа, наклоненную под островные дуги.

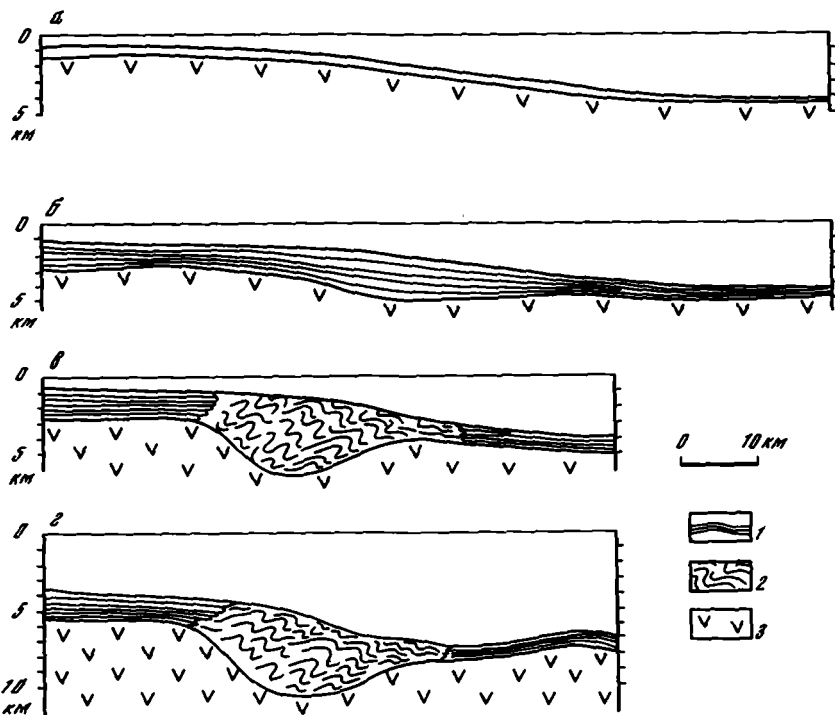
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В данной части работы приводится один из возможных вариантов истории геологического развития изученных глубоководных желобов. Резкие линейные магнитные аномалии в северо-западной части Тихого океана свидетельствуют о спрединговой природе меланократового фундамента (третий океанский слой). Он, вероятно, формировался в условиях широтно ориентированного срединно-океанского хребта. В настоящее время магнитные аномалии северо-западной части Тихого океана [Уеда, 1980] датируются поздней юрой — мелом (150—110 млн. лет) по возрасту наиболее древних базальных слоев осадочного чехла. Однако последний, как было показано выше, не испытывает поддвижения и непосредственно переходит в одновозрастный ему складчатый комплекс Японской и Курильской островных дуг. Значит, разрастание океанского дна северо-западной части Тихого океана происходило до начала образования осадочного чехла, скорее всего, в доюрское время (ранее к такому выводу пришел П. Н. Кропоткин [1971]), вероятно, в условиях высокого стояния земной коры, когда ее поверхность

находилась выше уровня океана. В противном случае одновременно с формированием консолидированной океанской коры шло бы образование осадочного чехла, как это имело место в позднемеловое — кайнозойское время в районе современных срединно-океанских хребтов. В палеогеографическом отношении доюрское созидание меланократового фундамента северо-западной части Тихого океана осуществлялось в условиях мелководного бассейна или даже суши. После окончания спрединга произошла консолидация фундамента. Однако в состоянии высокого положения он, по-видимому, находился еще длительное время, представляя собой океанский щит, как современная Исландия. В юрское время спрединговый меланократовый фундамент щита был перекрыт относительно маломощным (до 1—1,5 км) чехлом базальтов, которые в современной структуре составляют второй океанский слой северо-западной части Тихого океана. Местами базальты создали вулканические горы различных размеров. Второй океанский слой был затронут кратковременными доседиментационными восходящими вертикальными движениями, образовавшими выступы консолидированной коры. В позднеюрское время началось погружение консолидированной коры и накопление в сравнительно мелководных условиях осадочного чехла [Крашенинников, 1978]. Оно продолжалось и в раннемеловое время. В конце раннемеловой эпохи произошло резкое погружение дна бассейна и он стал глубоководным. В позднемеловое и кайнозойское время в глубоководных условиях (свыше 4 км) шло дальнейшее формирование осадочного чехла относительно небольшой мощности (до 1 км). Только на вершинах вулканических гор отлагались более мелководные карбонаты. Осадочный чехол равномерно перекрыл поверхность консолидированной коры. Отдельные ее выступы оказались лишенными осадочного чехла, и на их склонах слои чехла прислоняются к породам консолидированной коры.

Район Японской и Курильской островных дуг испытал сложный ход геосинклинального развития [Пушаровский, 1972; Holsa et al., 1977]. Некоторые из структурных зон островных дуг консолидировались в докайнозойское время, и в их пределах сложились кайнозойские осадочные бассейны, не затронутые впоследствии процессами складчатости. С кайнозоя, особенно со второй его половины, геосинклинальные системы Японии и Курил были захвачены восходящими вертикальными движениями [Марков и др., 1967] и стали ареной магматических внедрений, превративших их в горный вулканический пояс. В пределах средней части островного склона [Мурдмаа, 1978; Scientific..., 1980] в течение позднего мела—палеогена существовала суша Ойясио, являющаяся источником сноса терригенного материала в смежные бассейны осадконакопления. С олигоцена она была втянута в погружение, и на ее территории начали накапливаться отложения осадочного чехла, формирование которого продолжалось в неогеновое и четвертичное время. В середине миоцена в результате резкого кратковременного опускания образовались Япономорская и Южно-Охотская глубоководные котловины [Антипов и др., 1979; Антипов и др., 1980], ограничившие горные сооружения Японии и Курил с запада и превратившие их в островные дуги.

Деформированный комплекс пород нижней части островного склона с позиций тектоники литосферных плит рассматривается как аккреционная призма [Сики, Мисава, 1980; Seely et al., 1974; Karig, Sharman, 1975; Karig et al., 1975; Moore, Karig, 1976; Shiki, Misawa, 1979], которая образуется за счет субдукции океанской плиты под островную дугу. Осадочный чехол по этим построениям срывался с консолидированного основания плиты при ее движении, деформировался и наращивал островной склон дуги. Океанский желоб мигрировал во времени в сторону океана. По представлениям исследователей, обрабатывавших материалы рейсов 56 и 57 б/с «Гломар Челленджер», в результате субдукции происходит эрозия нижних горизонтов консолидированной коры островного склона желоба. Этот процесс вызывает опускание нижних частей островного склона и миграцию оси желоба на запад к островной дуге. Однако предложенные механизмы не согласуются с данными глубоководного бурения и сейсморазведки. Прежде всего, деформированный комплекс нижней части островного склона не омолаживается в сторону океана. Он переходит, как было показано выше, не только в океанский чехол, но и в чехол осадочных бассейнов дуги. И, наконец, сам желоб является исключительно молодой позднеплейстоцен-голоценовой структурой, возникшей после деформаций рассматриваемого комплекса нижней части островного склона.



Р и с. 6. Палеотектонические профили района к востоку от суши Ойасно

a — олигоцен; *b* — плиоцен; *v* — плейстоцен; *z* — современное положение

1 — осадочный чехол; 2 — складчатый комплекс; 3 — консолидированная кора (включая второй океанский слой)

Об этом свидетельствуют слои осадочного чехла, которые, не изменяясь в мощности, воздымаются параллельно поверхности дна океанского склона. Следовательно, наклон слоев осадочного чехла в сторону оси желоба возник после их образования. В противном случае они заполняли бы первоначально центральную часть желоба, прислоняясь к поверхности консолидированной коры на его склонах. Последнее установлено в Алеутском, Вашингтон-Орегонском [Шолл, 1978], Центрально-Американском [Шор, 1970], Нанкайском [Investigations..., 1978] и других желобах. Значит, в кайнозойское время при формировании осадочного чехла океанского желоба не существовало, и дно океана от островной дуги полого погружалось к востоку, к его внутренним районам. Эндемичность современной фауны Японского и Курило-Камчатского желобов, вероятно, связана с быстрой ее эволюцией за счет резкого увеличения давления столба воды [Беляев, 1971, 1979].

Приведенный материал позволяет по-иному подойти к расшифровке истории развития района Японской и Курильской дуг к востоку от суши Ойасно. Этот район в кайнозое, особенно во второй его половине, испытывал значительное геосинклинальное прогибание. Оно компенсировалось мощными сериями (до 2,5—3 км) осадков (рис. 6, *a*, *b*). Последние, скорее всего, накапливались в условиях относительно глубоководного бассейна (до 2—3 км). Вдоль современного островного склона глубоководного желоба на протяжении более 1000 км образовался прогиб, заполненный осадками. Он явился ловушкой терригенного обломочного материала, сносимого с западных площадей суши. Лишь незначительное количество осадков выносилось за пределы прогиба в океан, что приводило, как было показано выше, к формированию относительно маломощного (до 1 км) чехла.

В конце плиоцена или плейстоцене осадочный прогиб района восточной окраины островной дуги подвергся значительному сжатию и сократился в поперечнике, вероятно, в 2 раза, а может быть и более, под действием двигавшейся на запад жесткой

океанской плиты. Об этом свидетельствует система взбросов, рассекающих ее фундамент в пределах океанского склона желоба. Породы, выполняющие прогиб, были скучены, превратились в складчатый комплекс (в сейсмическом отношении став акустическим фундаментом), и на месте прогиба возник акклиниорий (рис. 6, а). Складчатые процессы сопровождались интенсивными восходящими вертикальными (орогеническими) движениями, окончательно оформившими островную дугу в качестве горного сооружения. Сразу же за складчатостью и орогенезом на Японских и Курильских островах в плейстоцене или голоцене произошло резкое опускание большой величины (до 3—4 км), компенсирующее эти процессы (рис. 6, б). Оно погрузило складчатые комплексы восточной окраины Японского горного сооружения и осадочный чехол прилегающих районов океанской платформы.

Позднечетвертичное опускание создало современный глубоководный океанский желоб, который лишь недавно начал заполняться осадками. Его осевая зона совпадает с границей области развития складчатых пород дуги и чехла океана, иногда слегка смещаясь в пределы последнего. Японский и Курило-Камчатский глубоководные желоба по гравитационному полю, структурному положению и по времени возникновения близки краевым прогибам складчатых эпигеосинклинальных сооружений современных континентов. Породы, выполняющие краевые прогибы, как хорошо известно, также подстилаются складчатыми геосинклинальными комплексами и чехлами континентальных платформ, непосредственно перекрывая зону их стыка. Однако в отличие от глубоководных желобов краевые прогибы испытывали значительно более длительное погружение (до нескольких десятков миллионов лет), в палеогеографическом отношении в большинстве случаев не представляли глубоководные бассейны, они полностью заполнены осадками, которые в конце их развития подверглись складчатым деформациям. Таким образом, Японский и Курило-Камчатский желоба находятся на начальной глубоководной стадии развития краевых прогибов.

* * *

Проведенные исследования показывают, что Японская и Курильская островные дуги представляли геосинклинальные системы, превратившиеся в горно-складчатые сооружения. Северо-западная часть Тихого океана является океанской платформой со спрединговым меланократовым фундаментом (третий океанский слой), платобазальтами (второй океанский слой) и осадочным чехлом (первый океанский слой). Комплекс пород Японского и Курило-Камчатского складчатых сооружений непосредственно переходит в осадочный чехол океанской платформы северо-запада Тихого океана. Гранитный геофизический слой складчатых сооружений и платобазальты океанской платформы в зоне их сопряжения выклиниваются, а базальтовый геофизический слой континентальной коры соответственно сменяется третьим океанским слоем. Японский и Курило-Камчатский желоба представляют собой очень мощные по амплитуде позднечетвертичные опускания, захватившие периферийные части складчатых сооружений и океанской платформы. Японское и Курильское горные складчатые сооружения превратились в островные дуги лишь с середины миоцена, когда возникли глубоководные Японская и Южно-Охотская котловины. Под Японским и Курильским горно-складчатыми сооружениями прослежена крутонаклоненная зона Заварицкого — Беньофа глубоководных землетрясений. Таким образом, Японское и Курильское складчатые геосинклинальные сооружения близки к складчатым геосинклинальным сооружениям современных континентов. Их складчатые комплексы соответственно переходят в чехлы океанских и континентальных платформ, перед фронтом возникают краевые прогибы и глубоководные желоба, и к ним приурочены выходы на поверхность крутонаклоненных разделов, с которыми связаны глубоководные землетрясения.

- Антипов М. П., Голтвяница И. Г., Егорова М. Г. и др. Геологическое строение зоны сочленения Японского и Идзу-Бонинского желобов. — В кн.: Геология дна запада Тихого океана. Владивосток, 1980, с. 3—9.
- Антипов М. П., Ковылин В. М., Филатьев В. П. Осадочный чехол глубоководных котловин Татарского пролива и северной части Японского моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 5, с. 30—39.
- Антипов М. П., Маргулис Л. С., Филатьев В. П. Тектоника Южно-Татарской зоны поднятий. — Геотектоника, 1980, № 4, с. 107—118.
- Артемов М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 2, с. 3—18.
- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Геология глубоководных желобов западной окраины Тихого океана. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления: Геология континентальных окраин. М.: Недра, 1980, с. 111—124. (МГК, 26 сес. Докл. сов. геологов).
- Беляев Г. М. Фауна глубоководных желобов и пути ее формирования. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 90—96.
- Беляев Г. М. Пути формирования глубоководной фауны. — В кн.: Океанология. Биология океана. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 205—218.
- Бондаренко Б. А., Гаркаленко И. А., Журавлев А. В. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 135—137.
- Васильев Б. И., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. О результатах драгирования склонов Японского желоба к востоку от полуострова Босо, остров Хонсю. — Геология и геофизика, 1978, № 10, с. 140—146.
- Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979. 105 с.
- Гаркаленко И. А., Ушаков С. А. Земная кора Курильского региона. — Сов. геология, 1978, № 11, с. 46—59.
- Голтвяница И. Г., Ильев А. Я. Строение осадочного чехла вдоль Тихоокеанского побережья северо-восточной части о. Хонсю (по данным НСП). — В кн.: Геологическая интерпретация сейсмических наблюдений в Дальневосточном регионе. Южно-Сахалинск, 1978, с. 39—41.
- Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги. — Сов. геология, 1960, № 10, с. 24—41.
- Зверев С. М., Лившиц М. Х. Сейсмические исследования земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану в 1963—1964 гг. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 3, с. 93—95.
- Зоненшайн Л. П., Баранов Б. П., Леглер В. А. и др. Глубоководные желоба как структуры сжатия. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 96—108.
- Кочергин Е. В., Красный М. Л. Общие закономерности аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Новоалександровск, 1975, с. 163—176. (Тр. СахКНИИ; Вып. 37).
- Красный М. Л. Аномальное магнитное поле северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Новоалександровск, 1972, с. 272—279. (Тр. СахКНИИ; Вып. 33).
- Крашенинников В. А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны). — В кн.: Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1978, вып. 21, с. 42—161.
- Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 46—50.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры. — Геотектоника, 1967, № 1, с. 57—76.
- Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. 173 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 244).
- Минаев Ю. И., Суворов А. А., Алексеев Б. В. Строение осадочного чехла в Курило-Камчатском глубоководном желобе по данным МОВ. — Геология и геофизика, 1974, № 2, с. 113—117.
- Михно М. Ф. Изучение строения земной коры в северо-западной части Тихого океана методом преломленных волн. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 3, с. 43—51.
- Мурдмаа И. О. Глубоководное бурение в Японском желобе. 56 и 57-й рейсы «Гломар Челленджера». — Природа, 1978, № 11, с. 46—49.
- Пейве А. В., Пуцаровский Ю. М. Состояние и проблемы геологии океанов. — В кн.: Успехи советской океанологии. М.: Наука, 1979, с. 99—106.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М.: Наука, 1964. 300 с.
- Попов А. А., Аносов Г. И., Аргентов В. В. и др. Исследования методом преломленных волн на дальневосточных морских полигонах. — Геология и геофизика, 1978, № 10, с. 109—118.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 221 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Рикитаке Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 216—236.

- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 272 с.
- Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
- Сики Т., Мисава Ю. Геологическое положение и тектоника внутренних склонов Наккайского трога и Японского желоба. — Геотектоника, 1980, № 6, с. 98—109.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
- Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 180 с.
- Тузев И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 231.
- Уеда С. Окраины глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 170—189.
- Уеда С. Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980. 213 с.
- Шолл Д. Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 192—206.
- Шор Дж. Островные дуги и континентальные окраины западной части Северной Америки. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 185—189.
- Ясуи М., Уеда С., Ватанабэ Т. Результаты изучения теплового потока под дном омывающих Японией морей. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 294—301. (Тр. СахКНИИ; Вып. 33).
- Asano S., Den N., Hotta H. et al. Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido. Pt 2. Crustal structure of the continental slope off Hidaka. — J. Phys. Earth, 1979, vol. 27, p. 497—509.
- Den N., Ludwig W. S., Murauchi S. et al. Seismic refraction measurements in the Northwestern Pacific Basin. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 6, p. 1421—1434.
- Geological investigation of Japan and southern Kuril trench and slope areas: Cruise report N 7. Geol. Surv. Jap., 1977. 127 p.
- Geological map of the Japan and Kuril trenches and the adjacent areas. Sc. 1 : 1 000 000. — Geol. Surv. Jap., 1978. (Marine geology map series 11).
- Honza E., Kagami H., Nasu N. Neogene geological history of the Tohoku island arc system. — J. Oceanogr. Soc. Jap., 1977, vol. 33, N 6, p. 297—310.
- Investigations of the continental margin of southwest Japan. Cruise report N 9. — Geol. Surv. Jap., 1978. 88 p.
- Japanese national report for the UMP. The national committee for the UMP Science Council of Japan. Tokyo, Japan, 1967. 25 p.
- Karig D. E. Evolution of arc systems in the western Pacific. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1974, vol. 2, p. 51—75.
- Karig D. E., Sharman G. F. Subduction and accretion in trenches. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 3, p. 377—389.
- Karig D. E., Ingle J. C., Bouma A. H. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975. Vol. 31. 927 p.
- Ludwig W. J., Ewing M., Murauchi S. et al. Sediments and structure of the Japan trench. — J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, N 8, p. 2121—2137.
- Matsuzawa A., Tamano T., Aoki Y., Ikawa T. Structure of the Japan trench subduction zone from multichannel seismic-reflection records. — Mar. Geol., 1980, vol. 35, N 1/3, p. 171—182.
- Moore G. F., Karig D. E. Development of sedimentary basins of the lower trench slope. — Geology, 1976, vol. 4, N 11, p. 693—697.
- Multichannel seismic reflection data across the Japan trench. IPOD. Japan Basic Data Series, N 3, Ocean Research Institute, University of Tokyo, 1979. 21 p.
- Murauchi S., Asanuma T., Kinoshita H. et al. Sediments and structure of subduction zone off northeast Japan. — EOS, 1979, vol. 60, N 18, p. 315.
- Murauchi S., Den N., Asano S. et al. A seismic refraction exploration of Kumano Nada, Japan. — Proc. Jap. Acad., 1964, vol. 40, p. 111—115.
- Nagumo S., Kasahara J., Koresawa S. Large Poissons ratio and low S-wave velocity within the Japan trench inner wall toe. — Mar. Geol., 1980, vol. 35, N 1/3, p. 129—133.
- Outline of the geology of Japan. Geol. Surv. Jap., 1975. 66 p.
- Research group for explosion seismology. Regionality of the upper mantle around Northeastern Japan as derived from explosion seismic observations and its seismological implications. — Tectonophysics, 1977, vol. 37, p. 117—130.
- Scientific party. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980. Vol. 56/57. 1408 p.
- Seely D. R., Vail P. R., Walton G. G. Trench slope model. — In: The Geology of continental margins / Ed. C. A. Burk, C. L. Drake. N. Y.: Springer-Verl., 1974, p. 249—260.
- Shiki T., Misawa Y. A few problems concerning the structure under the continental slope and its origin. — Earth Sci., 1979, vol. 33, N 4 (163), p. 208—224.
- Uyeda S. Zones of subduction: Facts, ideas and speculations. — Oceanus, 1979, vol. 22, N 3, p. 53—62.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Н. А. Богданов.</i> Глубоководное бурение — основные результаты и направление работ на будущее	5
<i>А. П. Лисицын.</i> Осадочное тело океана	12
<i>И. О. Мурдмаа.</i> Опыт применения метода актуализма к фациальному анализу мезозойских и кайнозойских отложений океанов	62
<i>Э. М. Галимов, Л. А. Кодина.</i> Некоторые аспекты геохимии органического вещества осадочной толщи дна океанов	71
<i>Е. С. Базилевская.</i> Металлогения океанского ложа по данным глубоководного бурения	85
<i>О. А. Богатилов, Ю. И. Дмитриев.</i> Формационные типы тихоокеанских базальтов	91
<i>Б. П. Золотарев.</i> Сравнительная петрохимическая характеристика базальтов Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия	103
<i>А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов.</i> Основные черты аутигенного силикатного минералообразования в осадочном слое и измененных базальтах океанов	112
<i>А. Я. Шараськин.</i> Проблемы эволюции активных окраин в свете данных глубоководного бурения	131
<i>Ю. М. Пущаровский.</i> Глубоководное бурение и проблемы тектоники	138
<i>Л. П. Зоненшайн, Л. П. Волокитина, А. П. Седов.</i> Значение глубоководного бурения для палеогеодинамических и палеобатиметрических реконструкций	143
<i>М. П. Анитилов, В. И. Кара, Ю. В. Тулина, А. Е. Шлезингер.</i> Соотношение комплексов пород островной дуги и океанского желоба в районе Японии и Курил по данным многоканального сейсмопрофилирования	153

CONTENTS

Introduction	3
<i>N. A. Bogdanov.</i> Scientific ocean drilling—the past, present and future	5
<i>A. P. Lisitzin.</i> Ocean sediments the sedimentary body of the World Ocean	12
<i>I. O. Murdmaa.</i> Mesozoic and Cenozoic ocean sediments: facial analysis on actualistic base	62
<i>E. M. Galimov, L. A. Kodina.</i> Some aspects of organic geochemistry of ocean sediments	71
<i>E. S. Bazilevskaya.</i> Metallogeny of the ocean floor and deep sea drilling results	85
<i>O. A. Bogatikov, Yu. I. Dmitriev.</i> Formations of ocean basalts	91
<i>B. P. Zolotarev.</i> Basalt petrochemical comparison: the Mid Atlantic Ocean Ridge and the East Pacific Rise	103
<i>A. G. Kossovskaya, V. D. Shutov.</i> Main features of authigenous silicate mineral formation in ocean sediments and in altered oceanic basalts	112
<i>A. Ya. Sharaskin.</i> Deep sea drilling data and problems of evolution of active margins	131
<i>Yu. M. Pushcharovsky.</i> Deep sea drilling and tectonic problems	138
<i>L. P. Zonenshain, L. P. Volokitina, A. P. Sedov.</i> Importance of deep sea drilling for paleogeodynamic and paleobathymetric reconstructions	143
<i>M. P. Antipov, V. I. Kara, Yu. V. Tulina, A. E. Shlezinger.</i> Multichannel seismic profiling and correlation of sediments of the island arc and the trench (Japan and the Kuril islands area)	153

УДК 622.24.085.5

Богданов Н. А. Глубоководное бурение — основные результаты и направление работ на будущее. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 5—12.

Международный проект глубоководного бурения в океанах, который осуществляется с помощью б/с «Гломар Челленджер», находится в центре внимания геологов различных специальностей и играет ведущую роль в изучении дна Мирового океана. Принимая участие в океанском бурении в качестве членов научных экспедиций и изучая океанские осадки и базальты, которые были получены в виде керна со дна океана, советские ученые внесли заметный вклад в познание стратиграфии и литологии осадочного чехла, а также петрографии и геохимии базальтового слоя океанской коры.

Ил. 2.

УДК 551.242.2:553.068.22

Лисицын А. П. Осадочное тело океана — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 12—61.

Данные глубоководного бурения и геофизики позволили впервые достоверно определить мощность, объем и состав осадочной толщи океанов, закономерности распределения осадочного вещества на разных этапах развития океанов. Статья обобщает данные по мощности, объемам, скоростям седиментации, среднему составу, структурам и текстурам осадочного чехла океанов, перерывам в осадконакоплении. Выявляются небольшие по площади участки, где скапливается главная часть осадочного вещества — области лавинной седиментации. Судя по среднему составу океанских осадков, главную роль для океанов играет биогенный процесс. Возникновение перерывов связывается с изменением систем придонной циркуляции под влиянием тектонических факторов (открытие и закрытие проливов, барьеров для глобальной циркуляции, изменения уровня океана), а также в связи с развитием оледенения в кайнозой.

Ил. 24. Табл. 3. Библиогр.: с. 58—61 (109 назв.).

УДК 551.352.4:551.76 + 551.77

Мурдмаа И. О. Опыт применения метода актуализма к фациальному анализу мезозойских и кайнозойских отложений океанов. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 62—71.

На нескольких примерах изучения кернов глубоководного бурения северо-западной части Атлантического океана, Японского глубоководного желоба и Императорских подводных гор показана возможность использования для палеоокеанологической реконструкции прошлых фациальных обстановок данных о закономерностях современного осадкообразования в океанах.

Ил. 2. Библиогр.: с. 70—71 (28 назв.).

УДК 551.464. 7 + 551.242.2

Галимов Э. М., Кодина Л. А. Некоторые аспекты геохимии органического вещества осадочной толщи дна океанов. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 71—84.

Обсуждаются особенности диагенетических превращений компонентов биомассы планктонных водорослей, связанные с наличием или отсутствием минерального скелета, рассмотрен вклад компонентов споро-пыльцевого генезиса в состав органического вещества осадков открытого океана. В статье приведены экспериментальные данные, позволяющие утверждать, что направленность и темпы геохимической эволюции, а также ее характерные признаки в океанском секторе принципиально идентичны тому, что известно для континентального сектора. Авторами впервые исследовано изменение распределения изотопов. Показана характерная зависимость от степени превращенности органического вещества впервые введенного авторами параметра — распределения изотопов углерода между фракциями битумоида, отличающимися по степени полярности.

Ил. 4. Библиогр.: с. 83—84 (43 назв.).

УДК 553.078 : 551.46:622.24.085.5

Базилевская Е. С. Металлогения океанского ложа по данным глубоководного бурения. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 85—91.

Анализ опубликованных данных позволяет наметить четкое различие в количестве и условиях залегания железо-марганцевых конкреций между осадочной толщей Тихого океана и осадками Атлантического и Индийского океанов. Судить о геологической эпохе,

наиболее благоприятной для образования конкреций, по захороненным образцам трудно, так как погребение их происходит на уровне того осадка, на котором они формируются, а это могут быть обнажения осадков любого возраста.

Ил. 1. Библиогр.: с. 90—91 (17 назв.).

УДК 552.11+552.31

Богатиков О. А., Дмитриев Ю. И. Формационные типы тихоокеанских базальтов. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 91—102.

Изучение по материалам глубоководного бурения в Тихом океане петрографии и петрохимии базальтов основных морфоструктур ложа позволяет выделить следующие формационные типы базальтов: 1) базальты срединно-океанских хребтов и межплитовых зон разломов, высокоглиноземистые, нормальные и железистые, афировые и оливин-плагиофировые; базальты межплитовых зон разломов более примитивны по сравнению с базальтами срединно-океанских хребтов; 2) базальты энзиматических окраинных морей отличаются от базальтов срединно-океанских хребтов и межплитовых зон разломов существенной ролью плагиофировых разностей, большей основностью и относительной обогащенностью алюминием и титаном, что сближает их с толентовыми базальтами островных дуг; 3) базальты трансформных разломов заметно обогащены Ti, Fe, P и обеднены Al, SiO₂, Ca; по ряду признаков они приближаются к толентовым базальтам океанских островов; 4) базальты глубоководных желобов, плагиофировые и оливин-плагиофировые, высокоглиноземистые и нормальные; по содержанию Ti, Al, Ca занимают промежуточное положение между толентовыми базальтами ложа океана и островных дуг.

Ил. 5. Табл. 6. Библиогр.: с. 101—102 (36 назв.).

УДК 552.11:553.532(261) + (265)

Золотарев Б. П. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтов Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 103—112.

Сопоставление химизма вулканитов Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия показало, что в целом для этих двух провинций существуют некоторые петрохимические различия, которые заключаются в том, что базальты Тихого океана характеризуются по сравнению с базальтами Атлантического океана несколько большей железистостью и магnezальностью. Однако и в той, и в другой провинции существуют довольно значительные вариации в распределении этих элементов. В тех регионах, где резко возрастает железистость пород, в них уменьшается содержание Mg и увеличивается концентрация Ti. Эта геохимическая специфика, по-видимому, является следствием различной степени дифференцированности верхней мантии, развитой под Атлантическим и Тихим океанами. Мантийный субстрат Тихоокеанской провинции на уровнях генерации первичных расплавов более обогащен сидерофильными элементами по сравнению с субстратом Атлантической провинции, для которого характерны несколько более высокие концентрации литофильных элементов.

Ил. 11. Библиогр.: с. 112 (9 назв.).

УДК 549.905.1:553.068.22:553.532:551.46

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Основные черты аутигенного силикатного минералообразования в осадочном слое и измененных базальтах океанов. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 112—130.

Рассмотрены особенности аутигенного минералообразования в осадочном чехле и измененных базальтах океанского субстрата. Охарактеризованы основные типы минеральных ассоциаций. Показаны отличия парагенеза аутигенных минералов как в осадках, так и в измененных базальтах в мел-эоценовый и миоцен-плейстоценовый интервалы и сделано заключение о возможной связи этих отличий с термальным режимом. Обсуждена проблема накопления калия при аутигенном минералообразовании и обоснована концепция низкотемпературной континентализации океанской коры.

Ил. 7. Библиогр.: с. 129—130 (42 назв.).

УДК 551.242.2:622.24.085.5

Шараськин А. Я. Проблемы эволюции активных окраин в свете данных глубоководного бурения. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 131—138.

На основе данных глубоководного бурения сейчас стали очевидными многие, прежде неизвестные, закономерности строения практически всех структурных элементов мировой системы активных окраин. Анализ этих закономерностей в совокупности с геохимическими особенностями магматизма зон конвергенции заставляет считать, что наряду с процессами

возникающими в результате столкновения литосферных плит, существенную роль играют импульсы вещества и энергии из глубоких горизонтов слабо дифференцированной магмы.

Ил. 2. Библиогр.: с. 137—138 (48 назв.).

УДК 522.24.085.5:551.242.2

Пушаровский Ю. М. Глубоководное бурение и проблемы тектоники. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 138—143.

В свете данных глубоководного бурения обсуждаются некоторые общие проблемы тектоники океанов, континентальных окраин, а также континентов, поскольку затрагивается геосинклинальная теория. Показано, что бурение в Мировом океане не только решает существенные геологические вопросы, но и ставит новые, в том числе и в отношении геодинамических и кинематических моделей.

Библиогр.: с. 143 (14 назв.).

УДК 622.24.085.5:551.461.8

Зоненшайн Л. П., Волокитина Л. П., Седов А. П. Значение глубоководного бурения для палеогеодинамических и палеобатиметрических реконструкций. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984, с. 143—152.

Материалы глубоководного бурения в совокупности с палеомагнитными и другими геофизическими данными были использованы для построения палеогеодинамических реконструкций Тихого океана в позднем мезозое и кайнозое. Результаты, полученные различными методами, хорошо согласуются между собой, показывая высокую достоверность реконструкций. На основе палеогеодинамических карт впервые построены палеобатиметрические карты на моменты времени 70 и 35 млн. лет назад.

Ил. 4. Табл. 3. Библиогр.: с. 152 (25 назв.).

УДК 551.242.22:550.834(520) + (571.645)

Антипов М. П., Кара В. И., Тулина Ю. В., Шлезингер А. Е. Соотношение комплексов пород островной дуги и океанского желоба в районе Японии и Курил по данным многоканального сейсмопрофилирования. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М. Наука, 1984, с. 153—169.

В работе на основе анализа материала, полученного в северной части Японского и юго-запада Курило-Камчатского глубоководных желобов с помощью многоканального сейсмического профилирования и глубоководного бурения, выделяются разновозрастные геолого-геофизические комплексы. Устанавливается, что деформированный осадочный комплекс нижней части островного склона желоба непосредственно переходит на востоке в первый океанский слой, а на западе — в недеформированный осадочный чехол островного склона. Дается возможная картина истории образования и развития Японского глубоководного желоба.

Ил. 6. Библиогр.: с. 168—169 (64 назв.).

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати книга

Проблемы литологии Мирового океана. Минералогия и геохимия Атлантического океана (Труды ГИН АН СССР; вып. 397), 1984, IV кв., 20 л., 3 р.

В книге приведены результаты изучения минералогии и геохимии постсреднеюрских отложений Атлантического океана по материалам Международной программы глубоководного океанского бурения б/с "Гломар Челленджер". Дана сравнительная характеристика исходного вещества "черных сланцев". Детально рассмотрена история постсреднеюрской седиментации для южных областей Атлантики по глинистым минералам, обломочным компонентам, рассеянным и редким элементам.

Для геологов, океанологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазина "Книга — почтой" конторы "Академкнига"

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

**ГЕОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ
ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ**

*Утверждено к печати
Комиссией по проблемам Мирового океана
АН СССР*

Редактор

М.А. Левитан

Редактор издательства

Н.М. Митяшова

Художник

А.А. Лукьяненко

Художественный редактор

И.Ю. Нестерова

Технический редактор

А.Л. Шелудченко

Корректор

Е.Н. Сафронникова

ИБ № 27510

Подписано к печати 30. 03. 84. Т – 09109

Формат 70 X 100 1/16. Бумага книжно-журнальная

Печать офсетная

Гарнитура Литературная (фотонабор)

Усл. печ. л. 14,3 + 1,0 вкл. Усл. кр.-отт. 15,5

Уч.-изд. л. 18,6. Тираж 900 экз.

Тип. зак. 1014. Цена 2 р. 80 к.

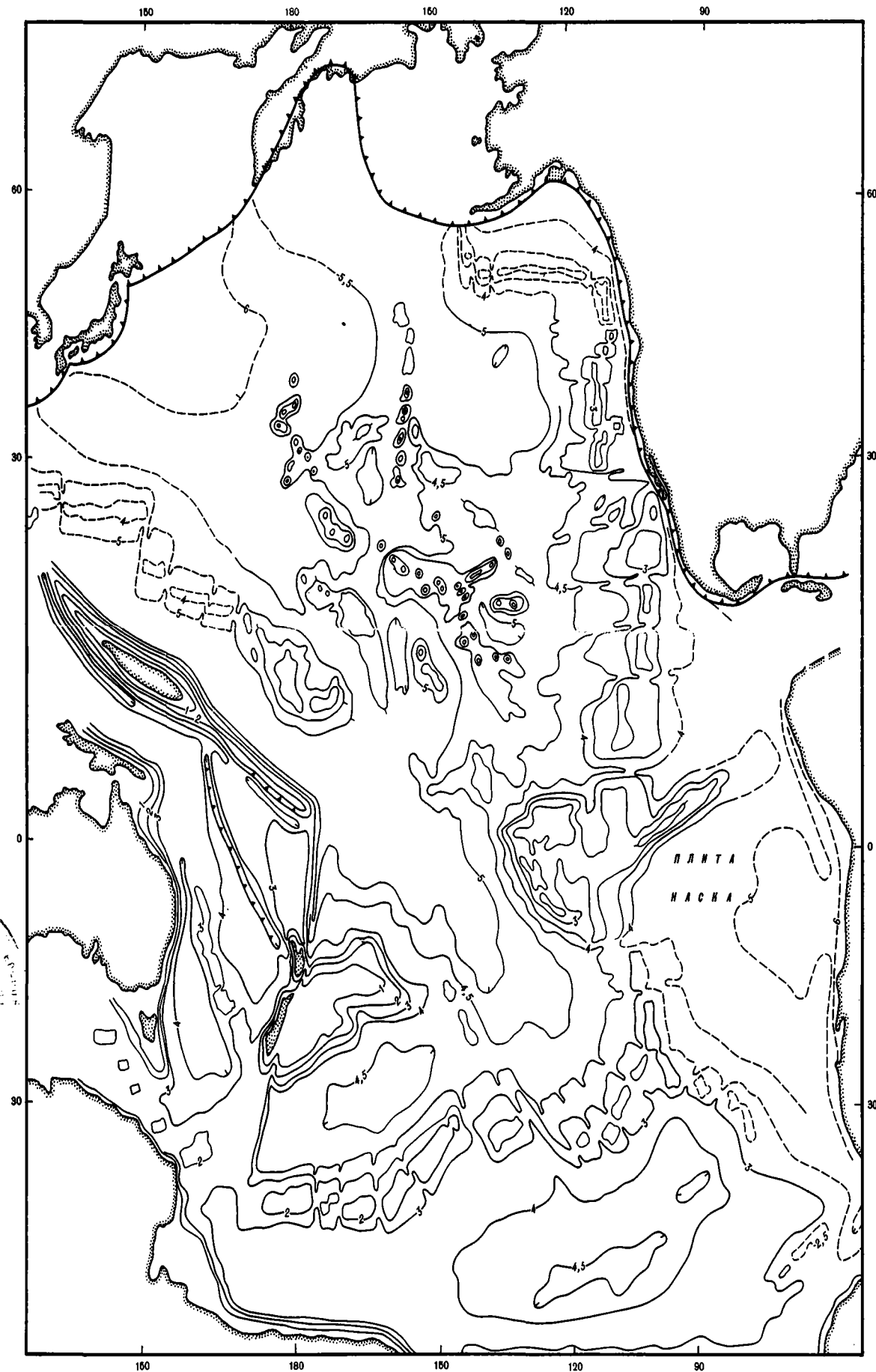
Издательство "Наука", 117864 ГСП-7

Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени

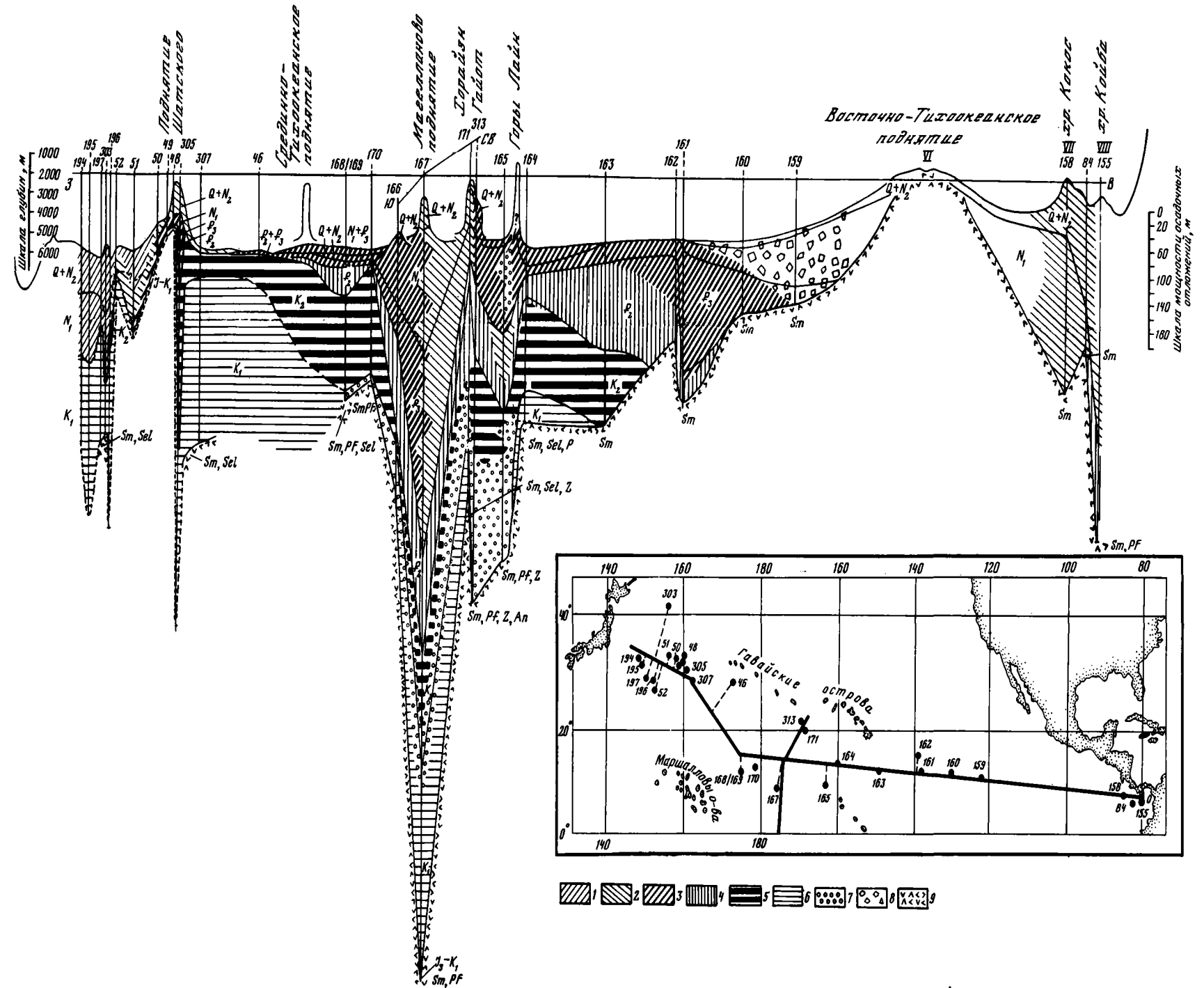
1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12



Р и с. 4 Схема палеобатиметрии Тихого океана для границы эоцена — олигоцена (35 млн. лет)

Условные обозначения см. на рис. 3



Р и с. 1. Основные минеральные ассоциации и парагенезы минералов в породах осадочного чехла Транстихоокеанского профиля

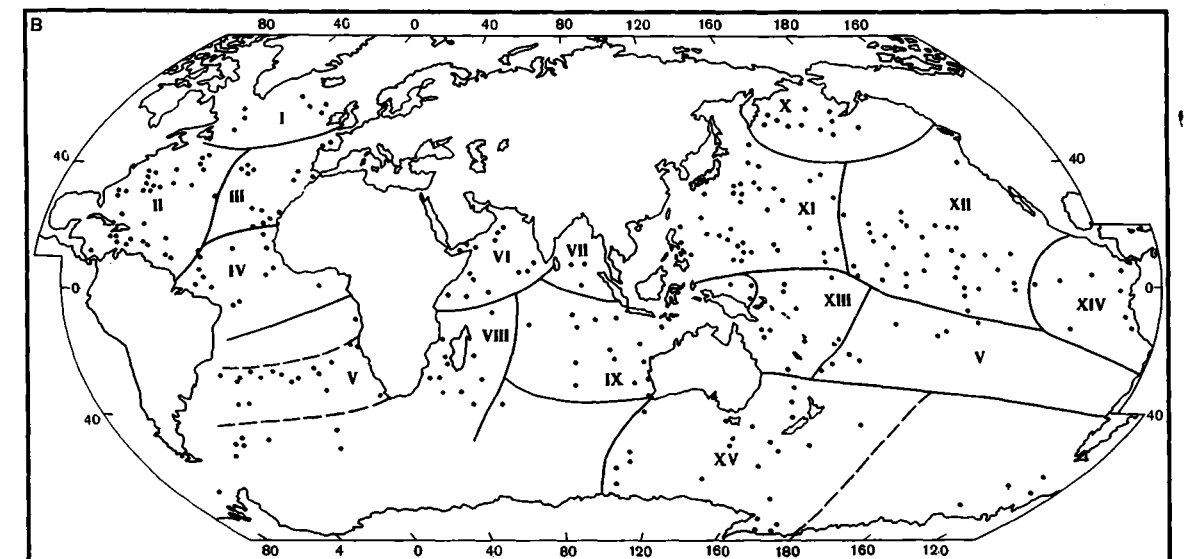
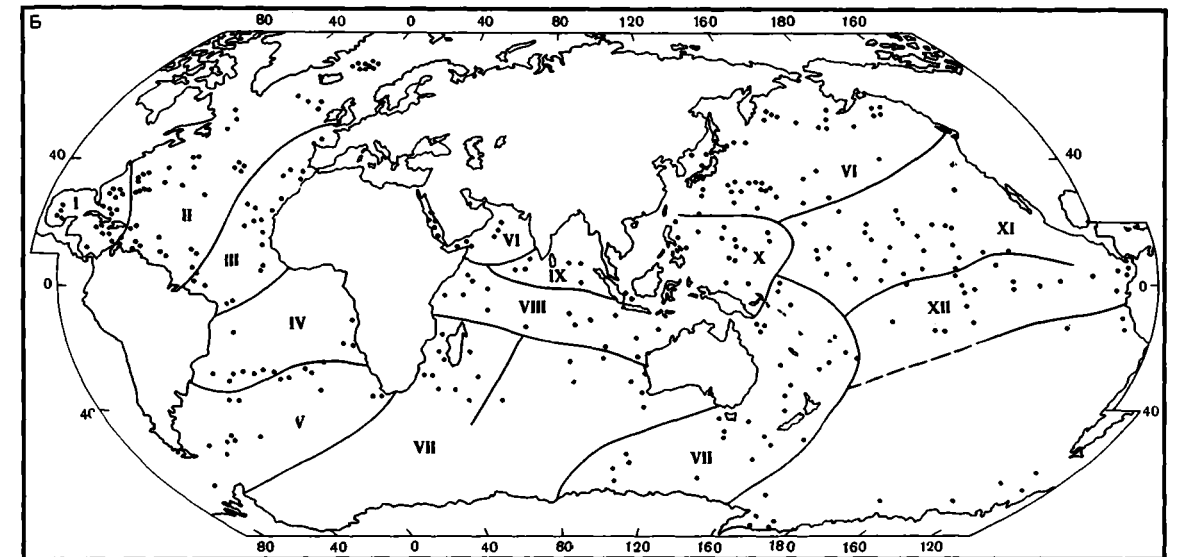
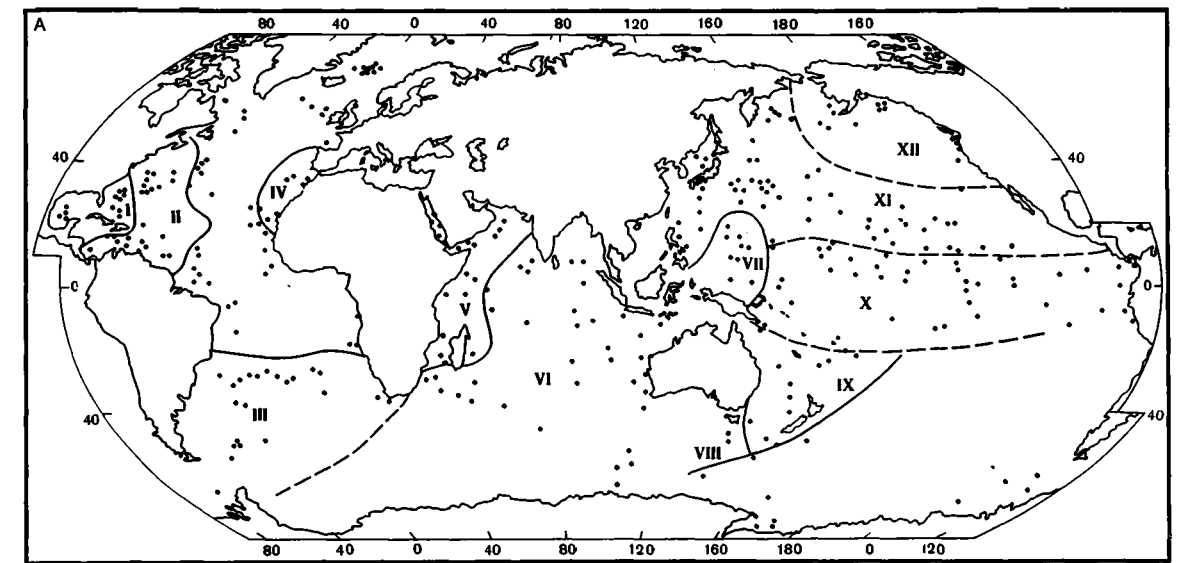
1 — ассоциация преобразованных вулканогенных стекол; 2, 3 — смектит-филипситовая ассоциация; 2 — преимущественно смектит, 3 — смектиты и филлипсит; 4—6 — клиноптилолит-пальггорскит-смектитовая ассоциация: 4 — клиноптилолиты и порцелланиты, 5 — клиноптилолиты и пальггорскит, 6 — клиноптилолиты,

пальггорскит и кремни; 7 — ассоциация разнообразных цеолитов (филлипсит, анальцит, клиноптилолит) и калиевых полевых шпатов в вулканогенных песчанниках гналокластитах; 8 — ассоциация Fe-Mn выделений (микронодулы, псевдоморфозы) с филлипситом и клиноптилолитом в биогенных кремнисто-карбонатных породах; 9 — измененные базальты субстрата с характерными новообразованными минералами: Sm — смектит, Sel — селадонит, Z — цеолиты, An — анальцит, PF — калиевый полевой шпат



Р и с. 1. Мощность осадочных отложений на дне океана по данным глубоководного бурения и сейсмических исследований

Мощность (в км): 1 — менее 1; 2 — от 1 до 3; 3 — более 3. В области распространения мощностей менее 1 км показаны изобаты 0,1, 0,3 и 0,5 км. Жирные линии — срединные океанические хребты. На врезке — изменение средней мощности в зависимости от расстояния от хребта (показано в км или по возрасту линейных аномалий)



Р и с. 24. Ассоциации наиболее распространенных минералов в ядрах бурения (по данным рентгенофрактометрического анализа проб осадков в целом) [Горбунова, 180]

А — олигоцен. Ассоциации: I — кварцевая; II — монтмориллонит-каолинит-кварцевая; III — кварца и аугитовых минералов; IV — палыгорскитовая; V — полевошпат-монтмориллонитовая; VI — кварц-слюда-монтмориллонитовая; VII — каолинит-гидрослюда-полевошпат-монтмориллонитовая; VIII — монтмориллонит-кварцевая; IX — полевошпат-монтмориллонит-кварцевая; X — аугитовых минералов-полевошпат-кварцевая; XI — слюда-кварцевая; XII — монтмориллонит-слюда-кварцевая. В названных ассоциациях вклад минералов возрастает слева направо (больше всего последнего минерала).

Б — миоцен. Ассоциации: I — слюда-кварц-полевошпатовая; II — хлорит-монтмориллонит-слюда-кварцевая; III — каолинит-палыгорскит-слюда-кварцевая; IV — каолинит-слюда-полевошпат-кварцевая; V — аугитовых минералов-полевошпат-кварцевая; VI — хлорит-полевошпат-слюда-кварцевая (в Индийском и Тихом океанах); VII — слюда-кварц-полевошпатовая (в Индийском и Тихом океанах); VIII — слюда-монтмориллонит-полевошпатовая; IX — монтмориллонит-кварц-слюда; X — каолинит-монтмориллонит-полевошпатовая; XI — каолинит-полевошпат-слюда-кварцевая; XII — каолинит-слюда-кварцевая-аугитовых минералов.

В — плейстоцен. Ассоциации: I — слюда-полевошпат-кварцевая; II — хлорит-полевошпат-каолинит-слюда-кварцевая (в Атлантическом и Тихом океанах); III — слюда-кварцевая; IV — каолинит-слюда-кварцевая; V — аугитовых минералов-слюда-кварцевая (в Атлантическом и Тихом океанах); VI — монтмориллонит-слюда-полевошпат-кварцевая; VII — кварц-слюда; VIII — кварц-слюда-полевошпатовая; IX — каолинит-монтмориллонит-кварц-слюда; X — хлорит-слюда-кварц-полевошпатовая; XI — слюда-монтмориллонит-кварцевая; XII — каолинит-кварцевая; XIII — монтмориллонит-каолинит-слюда-кварцевая; XIV — слюда-монтмориллонит-полевошпат-кварцевая; XV — кварц-слюда-полевошпатовая