

27-й МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ

Коллоквиум 03

Доклады

Том 3



СССР

Москва 4-14 августа 1984

27-й
МЕЖДУНАРОДНЫЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС

ПАЛЕО-
ОКЕАНОЛОГИЯ

Коллоквиум 03

Доклады

Том 3

СССР
Москва
4–14 августа 1984

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1984

УДК 551.46

В сборнике представлены статьи по важнейшим аспектам палеоокеанологии. Рассматриваются глобальные закономерности осадконакопления, вопросы связи эволюции океана и геохимии континентов, движение плит и развитие океанов в фанерозое, результаты эмпирических реконструкций палеоклиматов и численного моделирования палеоциркуляции Мирового океана, четвертичной палеоокеанологии всех океанов, эволюции различных областей Тетиса и Паратетиса.

Редакционная коллегия:

А.П. ЛИСИЦЫН (отв. редактор), М.С. БАРАШ,
Ю.А. БОГДАНОВ, Л.П. ЗОНЕНШАЙН, М.А. ЛЕВИТАН

П 1903030100-248
042 (02)-84 Без объявления

© Институт литосферы
АН СССР, 1984 г.

УДК 551.35

ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ, ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА, ПЕРЕРЫВЫ И ПЕЛАГИЧЕСКОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ – ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

А.П. ЛИСИЦЫН

Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, Москва, СССР

1. ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ И ДЕФИЦИТ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ПЕЛАГИАЛИ. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ, ГЛОБАЛЬНЫЕ ПОЯСА И УРОВНИ

Лавинная седиментация – это процесс очень быстрого, лавинного накопления осадочного материала на дне водоемов, приводящий к возникновению уникальных свойств отложений и имеющий важные тектонические последствия, приводящие к изостатическому прогибанию земной коры. Изостатическое прогибание приводит к созданию особых термобарических условий в осадочно-породном бассейне [1–3]. Образуются отложения с максимальными из известных на Земле скоростями седиментации, что при их длительном сохранении приводит к возникновению гигантских мощностей осадочных толщ.

Важно подчеркнуть, что само определение лавинной седиментации предполагает сочетание ряда критериев, а не одного взятого в отдельности. Так, кратковременное накопление осадочного вещества в небольшом бассейне не может быть лавинной седиментацией в нашем понимании, поскольку этот процесс должен быть достаточно длительным, чтобы запечатлеться в геологическом разрезе, и достаточно масштабным, чтобы привести к изостатическому прогибанию с созданием автономного осадочно-породного бассейна.

При увеличении скорости отложения донных осадков происходит переход количества в новое качество. Первая особенность – при высоких (100–1000 Б[1]) и сверхвысоких (более 1000 Б) скоростях возникают отложения с очень большой обводненностью (поровым давлением), и поэтому они обладают способностью течь даже при незначительных углах наклона (менее 1°). Это, таким образом, области господства гравитационного перемещения вещества, а не вертикального (во взвеси), которое типично для "нормальных" отложений с малыми средними скоростями. В этих областях возникают уникальные текстуры отложений (текстуры гравититов и циклитов). Другая особенность – сохранение при высоких скоростях седиментации значительных количеств органического вещества в осадке, что приводит к активному перераспределению части осадочного вещества при диагенезе (органика – пружина диагенеза), созданию новых минеральных образований и формированию иловых вод, богатых биогенами. Генерация газов при преобразовании органики также ведет к нарушению устойчивости осадочных толщ. Особые текстуры в областях лавинной седиментации (прослои песчано-алевритового материала, создающие как бы дренажную систему внутри осадочных тел, сложенных пелитовым материалом) в сочетании с обогащением этих отложений органикой создают предпосылки для образования в соответствующих термобарических условиях крупных месторождений нефти и газа. Важной особенностью лавинной седиментации является также то, что при столь быстром накоплении вещества обычно не успевает завершиться его дифференциация. Этот процесс, как и все лавинные процессы, не постоянный, а периодический.

Периоды лавинного накопления сменяются периодами неотложения вещества или

[1] Единица скорости седиментации Бубнова (мм/1000 лет или м/млн. лет).

нормального накопления с дифференциацией по гранулометрическому составу и химическим свойствам.

Термин "лавинная седиментация" определяется не только ураганными, лавинными значениями скоростей седиментации, но также и тем, что осадкообразование здесь (в особенности у основания материкового склона) действительно напоминает обстановку лавин: гравитационные перемещения осадочного материала (оползни и обвалы, порождаемые ими пастообразные потоки, турбидиты), по существу, представляют собой подводные лавины. Такое движение осадочных масс приводит к катастрофическим последствиям для подводных кабелей, трубопроводов и других сооружений.

По масштабам подводные лавины намного превосходят все известные лавины континентов, так как они развиваются на перепадах глубин склона до 4–5 тыс. м и более, что обеспечивает громадный разгон осадочных масс. Объем осадочных образований, вовлеченный в лавины, также колоссален – нередко он составляет несколько км^3; а в ряде случаев описаны оползни с объемом перемещенной массы более 30 км^3 (объем твердого стока с суши 12 км^3/год). Дальность распространения лавин и порожденных ими суспензионных потоков – до 2–3 тыс. км и более.

Под действием лавинной седиментации, при изостатическом прогибании коры возникают осадочно-породные бассейны (ОПБ) – автономные саморазвивающиеся целостные системы, характеризующиеся взаимосвязью всех элементов, прежде всего пород и насыщающих их вод. ОПБ часто являются родиной нефти и основной массы углеводородных газов [4]. Таким образом, благодаря лавинной седиментации конечные водоемы стока оказываются разбитыми на ряд локальных, особых по условиям и осадкам, участков, где концентрируется главная часть осадочного вещества. Разрывность в пространстве – наличие автономных саморазвивающихся ОПБ – дополняется разрывностью во времени: практически никогда ураганные темпы седиментации не выдерживаются долго, они сменяются этапами замедления, прекращения или даже размыва отложений. Вследствие этого возникает прерывистость, цикличность осадочных толщ, характерная для всех отложений области лавинной седиментации (дельт, подводных конусов выноса, отложений желобов). Хорошим примером таких отложений является и флиш.

Осадочно-породные бассейны представляют собой относительно крупные (площадью от тысяч до первых миллионов км^2) образования, которые в разрезе представляют собой обычно линзы водноосадочных отложений, накопившихся на протяжении миллионов, десятков миллионов и даже сотен миллионов лет. По размерам они подразделяются на мелкие (суббасейны) – их минимальный размер определяется возможностью изостазии и достигают в 100–300 км в поперечнике – промежуточные и крупные, или мегабассейны. Самый крупный из известных ОПБ – Западно-Сибирский – имеет площадь 3,2 млн. км^2, а объем около 7 млн. км^3. Учение об осадочно-породных бассейнах было развито геологами-нефтяниками первоначально на чисто эмпирической основе. Для превращения ОПБ в нефтегазоносный бассейн, как это было показано Н.Б. Вассоевичем [4] и многими другими геологами-нефтяниками [5–11], необходимо, чтобы осадочный слой был мощным и накапливался лавинными темпами, сопровождался изостатическим прогибанием и, следовательно, термобарическим воздействием на органическое вещество (термолиз и термокатализ), что приводит к превращению рассеянной в породах органики в нефть и газ. Нефтегазоносность – свойство всех ОПБ, в которых осадочные отложения достигли стадии катагенеза (точнее, метакатагенеза). Это воздействие, по учению Н.Б. Вассоевича и его школы, должно быть достаточно длительным – не менее 1 млн. лет, а размеры бассейнов достаточно большими – не менее 1000 км^2; объем – сотни и тысячи км^3. Для конусов выноса рек средних размеров эти объемы следующие: Рейн – 10^4 км^3; Рона – $1{,}5–3 \times 10^5$ км^3; Дунай – $1{,}3 \times 10^5$ км^3; По – $7–9 \times 10^4$ км^3.

Грандиозны объемы дельтовых отложений крупнейших рек: гигантская подводная дельта рек Ганг и Брахмапутра имеет объем около 5×10^6 км^3, т.е. в 10 раз больше объема Черного моря. Для создания такого осадочного тела нужно речной сток всех рек мира полностью направить в эту дельту, и при этом для ее заполнения осадками потребовалось бы около 400 тыс. лет. Питание рек Ганг и Брахмапутра идет главным образом из горной системы Гималаев. Подсчеты показывают, что для создания осадочного тела таких грандиозных размеров необходимо несколько раз пол-

ностью размыть Гималаи. Если в настоящее время Гималаи тем не менее сохранились, то это связано с их непрерывным поднятием.

Из гипсографической кривой Земли и из гистограмм распределения наибольших по площади участков суши и океана (высоты от 0 до 200 м на суше занимают 9,5% поверхности Земли, а глубины от 4 до 5 тыс. м в океане — 23,3% поверхности) следует, что наибольшие скорости скопления рыхлого осадочного вещества (лавинная седиментация) можно ожидать на двух гипсометрических уровнях: 1) близ уровня океана, где резко падает несущая сила континентальных потоков (реки, ручьи); 2) у основания континентального склона, где резко падает несущая сила подводных гравитационных потоков, перемещающих осадочное вещество (турбидиты, зерновые потоки, оползни и др.).

Есть и третий глобальный уровень, ниже которого гравитационное перемещение осадочного вещества на нашей планете уже невозможно — это уровень максимальных глубин глубоководных желобов (до 11 км). Глубина желобов зависит от скорости субдукции и в геологическом прошлом могла меняться. Желоба являются частью активных окраин, они принадлежат к области погружения океанской коры под континентальную, и поэтому их донные отложения сохраняются редко.

Итак, в соответствии с основными структурными элементами земной коры может быть выделено три глобальных уровня лавинной седиментации: верхний (первый) близ уровня океана (на границе суша—море), средний (второй) — у основания континентального склона (на границе континентальной и океанской коры) и нижний, соответствующий дну глубоководных желобов (третий). В геологической летописи встречаются главным образом отложения двух верхних (I и II) глобальных уровней. *Главная часть осадочного вещества Земли накапливается и накапливалась именно на этих двух уровнях, которые соответствуют областям развития континентальной коры. Всегда в океанах имело место парадоксальное явление: главная часть осадочного вещества накапливается не на океанской коре, а на континентальной, по ее затопленной водами океана периферии.*

Наряду с этими, общими для всей планеты и определяемыми строением главных структурных (тектонических) элементов уровнями, которые на карте складываются в пояса лавинной седиментации, выделяются также и региональные уровни — межгорных и предгорных прогибов, на суше и такие же уровни на дне океана. Скорости седиментации здесь ураганные, мощности рыхлых отложений нередко достигают 10 км и более, они изостатически компенсируются, сохраняются в геологической летописи, т.е. имеют все признаки лавинной седиментации, однако по масштабам эти области уже не относятся к глобальным поясам: это региональные образования. Их развитие определяется развитием отдельных структур, а не главных для Земли ее структурных элементов.

Области лавинной седиментации практически выявляются при анализе количественных показателей осадочного процесса: концентрации взвеси (более 10 мг/л), скорости седиментации (более 100 мм/1000 лет или 100 Б), абсолютных масс (более 5 г/см^3/1000 лет), а для древних пород — мощностей (2). Эти же показатели позволяют выделять области нормальной седиментации и дефицита осадочного вещества.

2. ОБЛАСТИ "НОРМАЛЬНОЙ" СЕДИМЕНТАЦИИ "ЧАСТИЦА ЗА ЧАСТИЦЕЙ" И ДЕФИЦИТА ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА

Суждения о среднем, "нормальном" распределении осадочного вещества на Земле имеют довольно примитивную основу. Они базируются на сопоставлении среднего стока рек и площади дна океанов и морей — это отношение называется модулем терригенной аккумуляции. Он равен для Атлантического и Северного Ледовитого океанов 33,4 т/км^2, для Тихого — 41,6 т/км^2, для Индийского — 114 т/км^2, а в среднем для Мирового океана — около 54 т/км^2 в год [12, 13]. В общем балансе небольшую роль играет также биогенный и вулканогенный материал. Резкие аномалии — превышения этих средних значений (в сотни и тысячи раз) — отвечают лавинной седиментации, понижения — соответствуют дефициту вещества.

Главная по площади часть поверхности дна морей и океанов (около 90%) относится к областям нормальной (нелавинной) седиментации, дефицита осадочного материала. Это область пелагиали, где: 1) накопление осадочного вещества ниже средних (модуль-

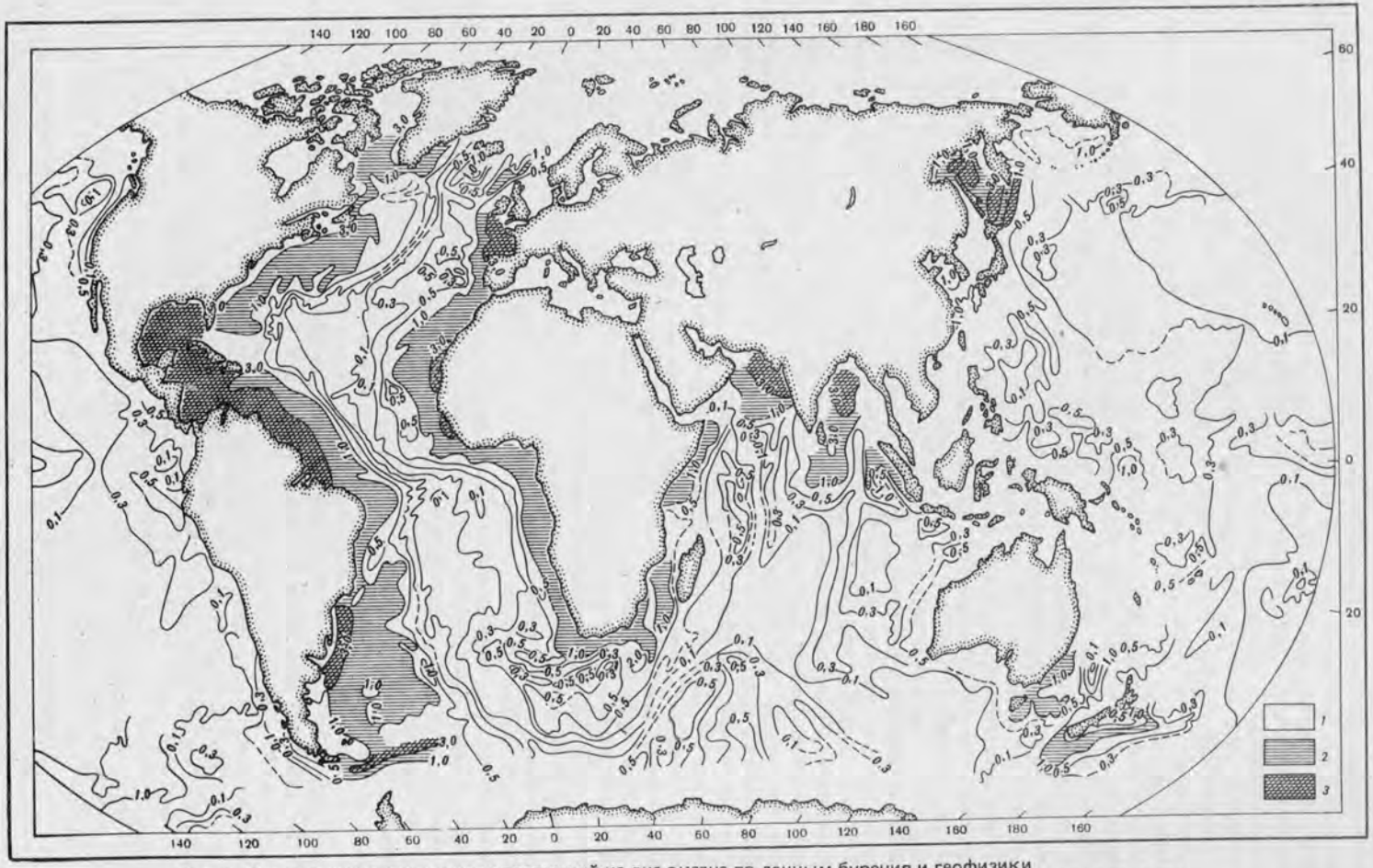


Рис. 1. Карта мощности осадочных отложений на дне океана по данным бурения и геофизики
Мощность (км): *1* — менее 1; *2* — от 1 до 3; *3* — более 3 км. Прибрежные области и шельфы не показаны

ных) значений, здесь ничтожны концентрации осадочного вещества во взвеси: в среднем 0,1 мг/л против 360 мг/л для речных вод мира (14); 2) очень низки скорости седиментации: обычно для пелагиали они находятся в пределах 1—10 мм/1000 лет против более 1000 мм/1000 лет для устьев рек и основания склона (т.е. снижение в 100—1000 раз) [15—17]; 3) типична и ничтожная суммарная мощность осадочной толщи, залегающей на базальтовом ложе, — в ряде мест меньше 100 м (рис. 1) и только по окраинам океана превышает 1 км (против известных сейчас максимальных мощностей в дельтах до 12—16 км, т.е. снижение в сотни раз). Главный механизм седиментации здесь из взвеси и растворов, осаждение "частица за частицей" в толще вод по вертикали.

Максимальный возраст существующих океанских котловин, по данным бурения, составляет около 150—160 млн. лет, а ежегодная поставка твердого осадочного вещества в океан с суши более 12 км^3 [14]. Исходя из этого можно подсчитать, что общий объем осадочных отложений в Мировом океане (включая моря) составит за время существования океана 1800 млн. км^3. Общий объем океанских впадин равен 1870 млн. км^3. Таким образом, осадки за время жизни океана должны были бы не только полностью заполнить океаны, образуя слой мощностью 4—6 км, но и значительно возвышаться над их уровнем.

Площадь океана равна 361 млн. км^2, что дает возможность теоретически определить среднюю мощность осадочной толщи 1800 : 361 = 5 км. Реальная же средняя мощность по картам распределения мощностей осадочных толщ на дне океанов и морей оказалась равной 459 м [1], т.е. в 10—11 раз меньше теоретической ("нормальной"). Быть может, современные скорости седиментации намного отличаются от скоростей, имевших место для океанской седиментации геологического прошлого, что можно объяснить различием мощностей. Измерения скоростей в кернах бурения показывают, что в среднем мелу и олигоцене имели место средние значения скоростей (2—7 Б), в эоцене они увеличились в 2 раза, а в неогене-четвертичное время в 2—4 раза (1,16—19). Таким образом, несмотря на изменения средних скоростей во времени за 150 млн. лет в 2—4 раза, этим фактором нельзя объяснить дефицит в накоплении осадков в пелагиали океана, объемом в 10 раз и более.

Основываясь на новых картах мощностей осадочной толщи Мирового океана (рис.1), автор определил фактический объем осадочных отложений на дно Мирового океана — он оказался равным 133 млн. км^3 [1]. Таким образом, фактически в океанах, судя по объемам, находится в 10—15 раз меньше осадочного материала, чем можно было бы ожидать, исходя из теоретического подсчета по речному стоку (1370 млн. км^3).

Примененный автором подсчет реальных (а не расчетных) абсолютных масс осадочного вещества в океане, основанный на независимых методах, позволил охарактеризовать этот дефицит вещества (для последних 0,7 млн. лет) количественно. В пелагические части океана, которые занимают основную часть поверхности Земли и, таким образом, являются главной частью глобального бассейна седиментации, проникает всего 7,8% от стока осадочного вещества, сносимого реками с суши (всего 2,981 млрд. т из поступающих из рек 23,92 млрд. т в год) (табл. 1).

Дефицит осадочного вещества в пелагиали дополняется дефицитом и на шельфе океанов и морей. Судя по данным изучения взвеси, скоростям седиментации, мощностям осадков, абсолютным массам в среднем для шельфов мира современные осадки откладываются только на 30—50% их поверхности, а на остальной площади идет размыв с обнажением древних отложений, которые покрывают главную часть (50—70%) шельфа [23].

Только в тех случаях, когда по внешнему краю шельфа расположен естественный барьер — риф или тектоническое поднятие, в пределах шельфа возникает ловушка осадочного материала, в которой идет образование автономного бассейна.

Эти количественные показатели дефицита осадочного вещества в пелагиали океана подтверждаются и независимыми данными по его среднему составу. При балансных подсчетах, основанных на структуре речного стока (сток кремнезема и карбонатов), на долю биогенного вещества в осадках (карбонат кальция и аморфный кремнезем — опал) должно приходиться от 6 до 9,2%. Отсюда вывод о ничтожной роли биогенного процесса: "В океане геохимический процесс в целом есть прежде всего (на 90—93%) процесс физический, а еще точнее — механический, т.е. процесс механического разноса и фракционирования твердых фаз, поступивших с берега, аллохтонных; в весьма малой

Таблица 1

Абсолютные массы терригенного и биогенного (карбонатного и кремнистого) материала в речном стоке и в пелагических осадках (измерено по картам абсолютных масс)

Вид осадочного материала	Поступление в речном стоке	Отложение в пелагических осадках океанов			
		Атлантический	Тихий	Индийский	Мировой
Терригенный	22,1 (13,5) / 92,4 (88,1)	0,642 / 52,19	0,784 / 67,90	0,304 / 50,88	1,730 / 58,02
Биогенный	1,82 / 7,6 (11,9)	0,588 / 47,8	0,37 / 32,08	0,293 / 49,11	1,251 / 41,98
Кремнистый	1,36 / 5,7 (8,9)	0,543 / 44,14	0,305 / 26,46	0,231 / 38,74	1,079 / 36,22
Карбонатный ($CaCO_3$)	0,46 / 1,9 (3,0)	0,045 / 3,66	0,065 / 5,62	0,062 / 10,37	0,172 / 5,76
SiO_2 ам	23,92 (15,32) / 100 (100)	1,230 / 99,99	1,154 / 99,98	0,597 / 99,99	2,981 / 100
ИТОГО					

Примечание. Млрд. т/год — в числителе, % — в знаменателе [21]. В скобках — по последним определениям с учетом работы [31].

степени (6–9,2%) этот физический процесс осложнен биогенным" [13]. Прямые подсчеты среднего состава океанских осадков показали ошибочность такого вывода.

По составу речной и океанской взвеси [20–22, 24–29] и по среднему составу океанских осадков в верхнем слое, а также в колонках и кернах бурения (1,22), удалось впервые на основе более 3 тыс. анализов получить представление о реальном (а не вычисленном) среднем составе взвеси океана и донных отложений, а также всей океанской осадочной толщи. Биогенный материал составляет [сумма $CaCO_3$ + SiO_2 (опал) + + $C_{орг}$ x 2] в среднем 40–50% от осадка. При определении опала средние содержания его обычно занижаются и уточненные значения могут быть в 2 раза выше [30], т.е. биогенный вклад в 6–9 раз выше, чем по определениям Н.М. Страхова.

Средний состав современных осадков близок к среднему составу кернов глубоководного бурения для последних 160 млн. лет, т.е. эта закономерность (количественная и качественная) не случайное событие, присущее лишь современному этапу, — она характерна для всего мезозойского-кайнозойского этапа развития океана, вероятна и для фанерозоя в целом.

Автор составил в 1971 г. первую карту скоростей седиментации в Мировом океане для современного этапа [14–17], дал принципы вычисления скоростей независимыми методами, а также определил абсолютные массы не только осадочного материала в целом, но и его биогенных компонентов — $CaCO_3$, аморфного кремнезема, $C_{орг}$ и др. в осадках океана. По этим определениям последние 0,7 млн. лет в год в среднем поставляется в океан реками 22,1 млрд.т взвеси (см. табл. 1), а осаждается на дне (за пределами изобаты 3 км) только 1,730 млрд. т, т.е. 7,8%. Иначе говоря, подавляющая часть речной взвеси (92,2%) участия в пелагической седиментации не принимает, осаждается где-то по периферии океана, чем и вызывается огромный дефицит осадочного вещества в пелагиали. Если использовать уточненные данные в речном стоке [31] — 13,5 млрд. т, то проникновение взвеси в пелагиаль составит 12,8%.

Область дефицита осадочного вещества занимает основную часть дна океана: это пелагиаль (около 77% поверхности Мирового океана), а также значительная часть шельфа и склона. Всего, таким образом, область дефицита составляет 85–90% от поверхности дна Мирового океана. Отсюда общая площадь областей аномально высоких скоростей, где накапливается главная часть осадочного вещества океана и Земли, в целом составляет всего 10–15% от поверхности Мирового океана (36–55 млн. км^2).

3. ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ ПЕРВОГО ГЛОБАЛЬНОГО УРОВНЯ – УСТЬЯ РЕК

О переводе речной взвеси в осадки свидетельствует то, что в реках выше эстуариев средние ее концентрации в воде составляют для рек: Ганг 1200 кг/л, Инд – 2448 мг/л, Хуанхэ – 14975 мг/л, Демерара – 3000–10000 мг/л; в среднем для рек мира – 360 мг/л [22].

В то же время в океане за пределами барьера река–море обычные концентрации взвеси в водах на шельфе 1–10 мг/л, а на материковом склоне 1–0,1 мг/л (при средней концентрации взвеси в океане около 0,1 мг/л).

Таким образом, среднее содержание взвеси здесь падает в сотни и тысячи раз, что подтверждается и прямыми определениями скоростей седиментации в эстуариях. Скорость седиментации в дельтах рек составляет: Рона – 5000–6000 Б, Амазонка – более 100 Б, Нил – 160–320 и более 320 Б (рис. 2), Годовари – 1000–3000 Б, Пария (Южная Америка) – 10000 Б и Менам (Сиамский залив) – более 30000 Б [14, 22]. Велики скорости седиментации в Азовском море, представляющем собой крупный эстуарий (2400 Б), и в ряде мест Балтийского моря, также являющегося крупным эстуарием. В пелагиали океана средние скорости седиментации находятся в пределах < 1 и 1–10 Б, а на шельфе обычно в пределах 10–100 Б и только в отдельных местах более 100 Б [14]. Таким образом, скорости седиментации в эстуариях и дельтах, т.е. на границе река–море лавинные – в сотни и тысячи раз выше, чем в океане.

Максимальные величины мощностей отложений определены для дельт рек: Ганг и Брахмапутра – более 15 км, Амазонка – до 12 км; для других дельт крупных рек до 5–10 км (рис. 3).

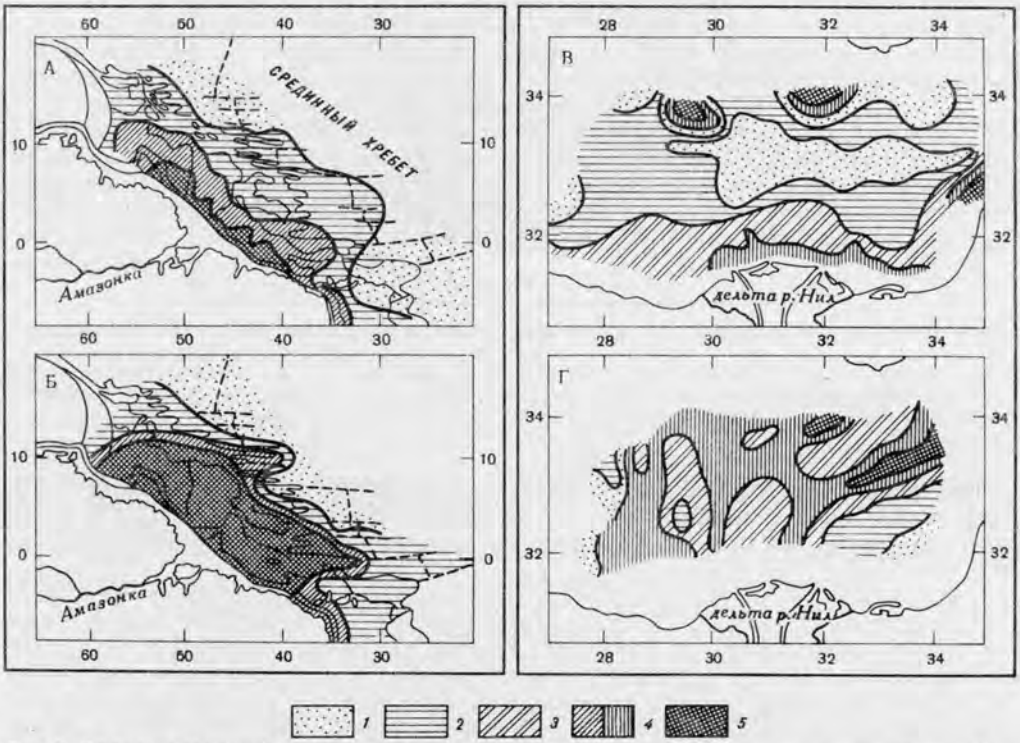


Рис. 2. Примеры лавинной седиментации на первом глобальном уровне в устьях рек Нила и Амазонки [59, 60]

Скорости седиментации (мм/1000 лет) для Амазонки: А – голоцен, Б – висконсин, *1* – менее 20, *2* – от 20 до 40, *3* – от 40 до 60, *4* – более 60. Для р. Нил: В – голоцен, Г – висконсин, *1* – менее 40; *2* – от 40 до 80; *3* – от 80 до 160; *4* – от 160 до 320; *5* – более 320

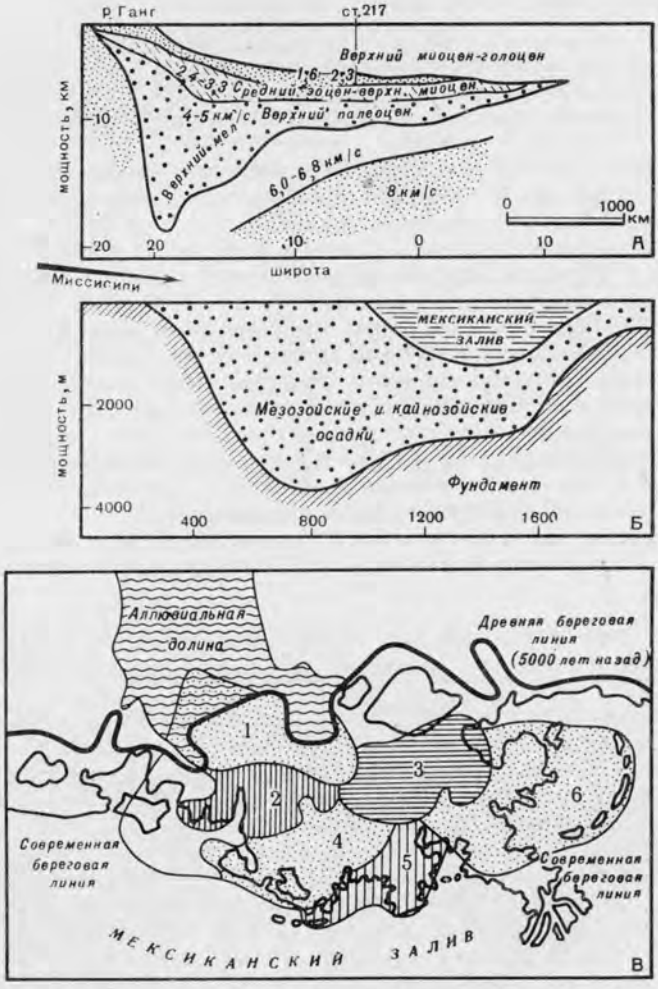


Рис. 3. Распределение осадочного материала в дельтах и подводных конусах рек Ганг и Миссисипи /61/

А — разрез осадочной толщи близ устьев рек Ганг и Брахмапутра, Б — разрез осадочной толщи Мексиканского залива (к югу от устья реки), В — наземные части дельты р. Миссисипи, сформировавшиеся за 5000 лет; дельты пронумерованы в порядке их возникновения

Как видно из табл. 2, лавинная седиментация на первом глобальном уровне (устья рек) характеризуется очень высокими скоростями седиментации (100—1000, а в ряде мест и более 100 тыс. Б) и огромными мощностями осадочных отложений (до 10—16 км).

Судя по концентрациям взвеси на рубеже река—море, главная часть осадочного вещества, сносимого реками с суши, на современном этапе за пределы дельт (и их подводных продолжений) не проникает. Именно на границе река—море происходит исключительно энергичная разгрузка вод от взвеси: ее концентрации на небольшом расстоянии снижаются в сотни и тысячи раз, что отвечает скоростям седиментации. Дополнительно на барьере река—море в донные отложения поступает и много биогенного материала, образовавшегося в области контакта вод.

На современном этапе около 90% твердого вещества речного стока осаждается на первом глобальном уровне; "проскок" за его пределы составляет не более 7—10%, т.е. в область пелагиали сейчас терригенный осадочный материал почти не поступает, с чем связаны многочисленные перерывы и выходы древних пород на дне.

Таблица 2

Показатели лавинной седиментации на первом глобальном уровне (дельты и эстуарии крупнейших рек)

Река	Площадь водосбора, млн. км²	Водный сток, км³/год	Взвешен. сток, млн. т / год	Мутность речных вод, мг/л	Мутность вод на барьере река—море	Скорость седиментации в дельте и конусе (Б)	Мощность дельтовых отложений км
1	2	3	4	5	6	7	8
Ганг и Брахмапутра	1,48	971	1670	600—1700	1—0,1	100—1000	16
Амазонка	6,15	6300	900	142	0,5—0,1	100—1000	12
Миссисипи	3,27	580	210	362	0,1	> 1000	до 15—18
Инд	0,97	238	100	420	0,1—1	100—1000	10
Нил	2,96	30	110 (Совр.~0)	1800—3600		400	> 2
Нигер	1,21	192	40	208	< 1	200	9—12
Конго	3,82	1250	43	34	1—2 и < 1	400	6

Примечание. 2—5 — по [21], 6—8 — по [1, 2, 14].

В недавнем геологическом прошлом (во время последнего оледенения и многократно до него), когда происходило снижение уровня океана, обводненные, киселеобразные отложения дельт смещались вниз по материковому склону. Этап отложения главной части осадочного вещества на первом глобальном уровне сменялся этапом размыва отложений дельт и шельфов массовым развитием гравититов и перемещением вещества первого уровня гравититами на второй уровень — к основанию континентального склона, а также частично и в пелагиаль. Скорость седиментации в пелагиали на этих этапах возрастала, уменьшались площади неосаждения или размыва, связанные с дефицитом вещества, сокращались перерывы.

Снижение базиса эрозии при снижении уровня океана может приводить к размыву и перемещению на нижний уровень лавинной седиментации только части дельтовых отложений, но при значительных понижениях уровня — до 100—200 м в область размыва попадают не только дельтовые, но и шельфовые отложения, нередко при этом весь материал "сметается" вплоть до бровки шельфа. Бурение на шельфе дает этому многочисленные доказательства.

4. ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ ВТОРОГО ГЛОБАЛЬНОГО УРОВНЯ — ОСНОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА

Процессы седиментации и условия, существующие на континентальном склоне у его основания, а также и осадочно-породные бассейны здесь образующиеся, стали изучаться лишь в пятидесятые годы нашего столетия, когда возникли технические возможности для таких исследований (сейсмопрофилирование и другие геофизические методы, исследовательские подводные лодки, глубоководное бурение, длинные колонки и др.).

Условия осадконакопления здесь необычные, а потому и закономерности осадочного процесса здесь иные, чем на шельфе или в пелагиали океана (рис. 4).

Главная особенность этой области — огромный перепад высот: от 130—200 м (бровка шельфа) до 3,5—4 км, т.е. в среднем приблизительно в 4 км, и значительная крутизна склона. В среднем для Мирового океана угол наклона склона около 4°, или 70 м/км, но широко распространены и более крутые участки (против среднего наклона 0,1°, или 1,7 м/км для шельфов мира). Континентальный склон океана — это в общем очень узкая полоса шириной в среднем 20—100 км. На нем не могут задерживаться сколько-нибудь значительные количества осадков, это своеобразный трамплин или ускоритель, на который сбрасываются и разгоняются до больших скоростей массы рыхлых осадков.

Крутизна склона, как и на горных хребтах суши, — важнейший фактор, определяющий условия седиментации. Рыхлый обводненный осадок на склонах, близких к углу

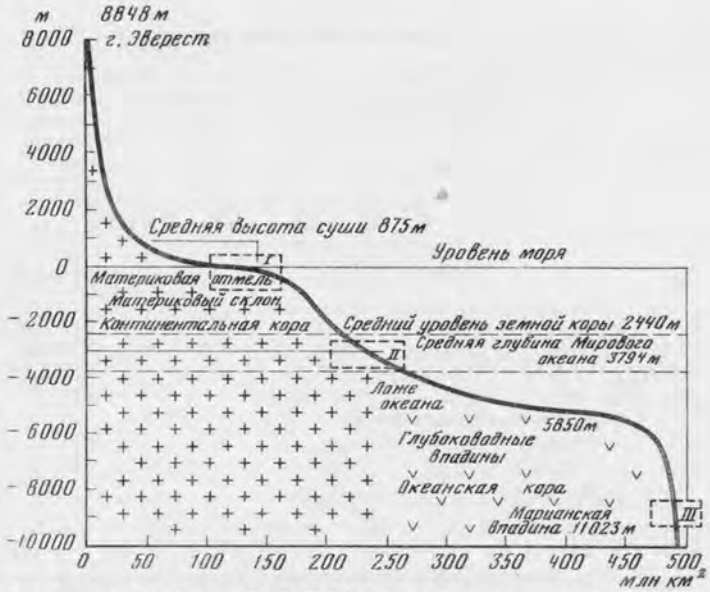


Рис. 4. Гипсографическая кривая Земли и уровни лавинной седиментации

естественного откоса, накапливается до достижения определенной критической массы, после чего происходит срыв блока и его лавинное движение вниз по склону. Склон представляет собой как бы "порционный аппарат", определяющий прерывистый характер, цикличность процесса в главной области накопления — у основания склона. Эти порции могут быть или цельными блоками осадочного вещества, смещающимися медленно по пологому склону (оползни), или движущимися с большой скоростью (лавины) по крутому склону и разбивающимися при этом на мелкие блоки и взмучивающиеся. При взмучивании может возникать плотная суспензия, напоминающая глинистый раствор для бурения, которая поддерживает "на плаву" крупные обломки и сходна с наземным селем (зерновые потоки). Этот подводный селевый поток при своем быстром движении может еще более разбавляться водой, ламинарное движение в нем сменяется турбулентным, возникает суспензионный поток. В зависимости от сочетания условий (длительность разгона потока, физические свойства осадка и др.) эти типы перемещений осадочного вещества могут меняться в пространстве и во времени. Для второго глобального уровня гравитационный механизм седиментации — пульсирующий или порционный по своей сущности — имеет главное значение (в отличие от областей нормальной седиментации), хотя он идет одновременно или перемежается с периодами нормальной седиментации "частица за частицей". Поэтому прерывистость и цикличность — важнейшие особенности осадочных образований этого уровня.

На континентальном склоне нового осадочного вещества не образуется, кроме незначительного количества, захватываемого при выработке подводных каньонов и долин. В этом убеждает то, что поверхность континентального склона сохраняется в ряде мест на протяжении 100—150 млн. лет, она не срезана и не разрушена значительно, хотя изборождена системой долин и каньонов.

Все виды гравитационного смещения вещества как бы складываются у основания склона, создавая здесь крупные осадочные тела, — это глобальная область господства гравититов.

Сама же область континентального склона, занимающая 5,6% поверхности Земли (рис. 4), является как бы "экраном", отсюда даже осаждающийся "частица за частицей" материал сбрасывается в нижнюю ее часть (основание склона), где потоки теряют живую силу, — область лавинной аккумуляции.

Подножие континентального склона занимает 4,8% от поверхности Земли (рис. 4).

Площадь склона, являющегося областью подготовки и транспортировки осадочного материала (с I на II уровень), — 28,6 млн. км, что немного больше, чем область главного накопления (аккумуляции) у подножия 25 млн. км^2.

Скорости седиментации здесь имеют лавинные значения (сотни Б). Велики также и мощности осадочных тел (до пород ложа). Область высоких скоростей и мощностей опоясывает океаны и моря у основания склонов. Такие же пояса лавинной седиментации второго уровня возникают и у основания подводных цоколей островов, подводных хребтов и поднятий, т.е. там, где условия седиментации напоминают условия близ материкового склона. Содержание взвеси даже у дна в периоды между потоками гравититов незначительны, поскольку главная часть вещества перемещается по поверхности дна.

Разные части континентального склона океанов и морей имеют разный возраст, т.е. система склон — осадочное тело действует разное время. Максимальный возраст в настоящее время устанавливается тектоникой литосферных плит, наземной и океанской геологией в 150 млн. лет, минимальный, может быть, несколько миллионов лет, а в отдельных водоемах (Средиземное и Черное моря) и меньше.

Понятно, что наибольшие количества осадочного материала должны накапливаться в единицу времени на втором уровне близ устьев крупнейших (и древнейших по возрасту) рек, в гумидных зонах с наибольшим поступлением терригенного и биогенного осадочного вещества. Минимальные количества вещества и, следовательно, минимальные толщи возникают в аридных зонах с дефицитом осадочного материала, а также там, где система подачи материала на первый уровень молода. Лавинная седиментация первого и второго уровней, таким образом, тесно связана с зональностью среды суши и океана.

Тектонической позицией этого типа седиментации (связь с пассивными окраинами) определяется наибольшее распространение крупных осадочных образований на дне Атлантического и Индийского (кроме части, прилежащей к Индонезии) океанов. Тихий океан окружен активными окраинами, и только у берегов Антарктиды развиты пассивные окраины.

5. ТИПЫ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ВТОРОГО УРОВНЯ

Осадочные тела второго уровня лавинной седиментации можно разделить на: а) осадочные тела пассивных окраин океанов, б) "малых океанов" (морей с корой океанского типа или близкого к нему), в) окраинных морей, г) внутренних морей с корой континентального типа (не рассматривается).

а) Лавинная седиментация на пассивных окраинах океанов

Области лавинной седиментации с широким распространением гравититов опоясывают здесь основание континентального склона. В ряде мест мощность осадочного тела достигает 8—10, а в отдельных местах и 15 км, т.е. такого же порядка, что в подводных конусах выноса Амазонки, Инда, Ганга и Брахмапутры и ряда других крупных рек.

Гигантским рекам обычно соответствуют на втором глобальном уровне гигантские подводные конусы выноса у основания склона — фены. Их возраст нередко определяется в десятки и сотни миллионов лет. В одних случаях подводные конусы выноса продолжают дельты (Бенгальский конус выноса), в других — дельты развиты слабо и главная часть осадочного материала осаждается в конус выноса (р. Амазонка и др.). Рек-гигантов и в прошлом, и на современном этапе сравнительно мало. Большая часть по протяженности у основания континентального склона принадлежит мелким местным системам дренажа шельфа и склона, локальным и региональным системам подводных каньонов, которые собирают осадочный материал со значительных площадей склона (осадкосборная система), транспортируют и сгружают его у основания склона. На склоне, таким образом, имеется автономная собирающая, транспортирующая и аккумулирующая системы. Здесь возникают отдельные конусы или системы конусов, вытянутые в плане вдоль основания склона. При длительной седиментации на пассивных окраинах конусы могут менять свое положение и в разрезе

осадочнопородные бассейны основания склона представляют собой отложения одного или нескольких наложенных по вертикали и нередко смещенных по горизонтали конусов выноса.

Один из примеров лавинной седиментации — подводный конус р. Св. Лаврентия. Эта река заканчивается эстуарием, дельты не имеет. Конус р. Св. Лаврентия существует более 150 млн. лет, он лежит на больших глубинах — от 2 до 5 тыс. м. Длина конуса около 600 км, ширина 250—300 км. По площади — это целая страна, в 6 раз больше по территории, чем Бельгия. Мощность осадочных отложений до 8—10 км [32, 33]. Средние скорости седиментации в пределах конуса для голоцена около 100 Б, а для последнего оледенения до 200—300 Б, т.е. лавинные. Угол наклона конуса в его верхней части составляет около 5°, а в нижней — менее 1/4°.

Континентальный склон Канады достаточно крутой, на нем видны многочисленные следы отрыва оползней, широко развиты участки выходов древних пород. Обстоятельное исследование континентальных окраин Канады [34] показывает остатки реликтовых ОПБ, которые были разорваны срединным хребтом и оказались на разных сторонах Атлантики, удаленными на многие тысячи километров.

Детальные исследования с применением бурения у атлантических берегов США дали возможность определить мощность осадочных отложений у склона в 10—12 км [35], а во впадине Балтимор, которая начала заполняться еще до разделения Американской и Евраазиатской плит (в триасе—нижней юре), даже до 15 км [36].

На континентальной окраине Норвежско-Гренландского бассейна раскрытие океана произошло значительно позднее, чем у берегов Лабрадора, — 60—40 млн. лет назад [37] и было двухэтапным. Вдоль континентальной окраины Норвегии протягивается мощная толща осадков с максимальными значениями мощностей более 9 км. Это осадочное тело, видимо, продолжает осадочное тело Северного моря; нижние его части связаны с древними ОПБ, которые были затем разорваны рифтовым (срединным) хребтом и оказались на периферии океана.

б) Лавинная седиментация в "малых океанах"

Крупнейшие моря ("малые океаны") имеют кору океанского типа (Мексиканский залив, Средиземное, Черное моря).

Одна из древнейших областей лавинной седиментации — **Мексиканский залив** — по данным тектоники плит существует более 150 млн. лет. Здесь были проведены многочисленные исследования сейсмическими методами, пройдено около 15 скважин глубоководного бурения, а также многие тысячи нефтяных скважин. Мощность только кайнозойских отложений на дне залива колоссальна — она достигает 5 км в центральной и 15—18 в северо-западной части залива [38, 39]. Скорости седиментации 500—1000 и более 1000 Б.

В Средиземном море лавинные скорости седиментации (более 100 Б, а в ряде мест более 200 Б) встречаются по периферии этого водоема [40].

Сопоставление карты распределения скоростей в голоцене с картой изопахит осадочной толщи показывает существенные отличия: места накопления осадочного вещества в голоцене и на более ранних этапах развития водоема существенно отличаются. В Средиземном море осадочный материал не сосредоточен у основания склона. Он здесь как бы смещен к центральным частям водоема. Это связано с необычной историей этого водоема, который терял связь с океаном и пересыхал (мессинские эвапориты). При этом главная часть осадочного вещества сносилась в наиболее глубокие части водоема.

В современных осадках **Черного моря** лавинные скорости седиментации более 100 Б отмечаются по периферии, а в центральных частях располагаются три пятна со скоростями менее 100 Б [41]. Лавинные скорости обнаружены здесь и при анализе кернов глубоководного бурения, однако керны не достигли и 1/10 части общей мощности осадочной толщи. По данным геофизики, осадочный чехол Черного моря имеет мощность 8—12 км, а кора этого водоема в центральных его частях "до некоторой степени океаническая" [42]. Распределение мощностей на 2-м уровне здесь, как и в Средиземном море, аномальное (центральный тип), что связано с многократными нарушениями связи моря с океаном.

в) Лавинная седиментация в окраинных морях

Эти моря отделены от океана островными дугами и кора в них относится большинством исследователей к корам переходного типа. Все эти водоемы в истории развития были связаны с Мировым океаном, отражали колебания его уровня.

В северной части Японского моря выделяется ОПБ Татарского залива с максимальными мощностями 4–5 км и более [43]. Того же порядка и даже выше максимальные значения мощностей в ОПБ Южно-Китайского моря: до 9–10 км в Таиландском заливе и 8–9 км в прогибе Саравак. Охотское море, подобно океану, опоясано ОПБ второго глобального уровня, которые особенно четко выражены в его западной, южной и восточной частях. Здесь мощность осадочных отложений превышает 2 км, а в ОПБ северного Хоккайдо – более 4 км [44]. ОПБ с мощностями более 5–6 км встречается близ Северного Сахалина, а также в северо-восточной части моря, где на большой площади мощность осадков превышает 4 км. Возраст осадочного заполнения Охотского моря с позднего палеогена–неогена (т.е. 20–25 млн. лет) [45, 46]. Шесть крупнейших ОПБ второго глобального уровня (ОПБ–2) объединяются в Охотском море в пояс–тороид, сходный с океанским.

Мощность осадочного чехла Берингова моря достигает 9–10 км. Главных ОПБ с мощностями более 5 км выделяется шесть.

г) Особенности распределения вещества на втором глобальном уровне

Если представить себе идеальный конечный водоем стока округлой формы, то он оказывается опоясанным полосой отложений второго уровня, расположенной у основания континентального склона. Это уплощенный сверху осадочный тороид. В водоемах, терявших связь с Мировым океаном, а также во внутриконтинентальных водоемах характерен другой – центральный тип концентрации осадочного вещества.

Осадочные тороиды состоят как бы из отдельных строительных модулей – подводных конусов выноса, продолжающих крупные реки или связанных с дренажной системой континентального склона. В этом плане основание склона напоминает предгорья аридных зон с многочисленными сухими конусами выноса. Отдельные подводные конуса, сложно сочетаясь, складываются в мощную и уникальную по строению осадочную толщу – область лавинной седиментации второго уровня.

Размеры подводных конусов меняются в широких пределах от малых – протяженностью менее 1 км, а нередко и сотни метров до больших – протяженностью в сотни километров и гигантских – более 1 тыс. км. Мощность осадочной толщи в них меняется также очень значительно – от сотен метров до максимальных известных значений около 15–16 км. Возраст осадочной толщи достигает десятков, а иногда и более сотни миллионов лет. Крупность осадочного материала также весьма разнообразна – от каменных обломков, гальки и гравия до тонкого пелитового вещества.

В настоящее время могут быть описаны по крайней мере четыре группы моделей конусов выноса, которые предполагают выделение горизонтальных и вертикальных рядов фаций, а также отражают последовательность и закономерности развития конусов [47–52, 32].

Количества осадочного вещества, заключенного в осадочных тороидах второго глобального уровня, колоссальны. Мощность осадочных тел здесь обычно достигают 8–10 км, а в ряде мест до 14–16 км. Ширина осадочных образований колеблется в пределах 100–1000 км, а в отдельных случаях достигает 2500 км. Прямые измерения сейсмическими методами показывают, что именно на этом уровне откладывается и сохраняется в геологическом разрезе до 70–90% осадочного вещества Земли. Это главное скопление осадочного материала планеты.

6. ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ ТРЕТЬЕГО УРОВНЯ – ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА

Главная часть осадочного вещества, накапливающегося в желобах на третьем уровне лавинной седиментации затягивается под островные дуги. Теория смазки механизмов позволяет установить в зависимости от скорости движения плит и вязкости зажатых в зазор осадков, что для большинства дуг поддвиг не сопровождается смещением осадков вплоть до мощностей 100–500 м [53].

При очень высоких мощностях (более 500–1000 м) осадки соскребаются с образованием внешних невулканических гряд и островов [53] (о-в Барбадос, Андаманские и Никобарские острова, о-в Кадьяк). В разрезах древних толщ нередко можно видеть отложения осадочной террасы, а также лавинные отложения третьего уровня с олистостромами и другими видами гравититов. Лавинная седиментация на этом уровне в целом имеет несравненно меньшее значение, чем на двух первых.

7. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА НА РАЗНЫХ УРОВНЯХ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ И В ПЕЛАГИАЛИ

Устанавливается, таким образом, система седиментации на разных глобальных уровнях, регулируемая положением [54] уровня океана: первый уровень → второй уровень (на активных окраинах сразу третий уровень) → пелагическая седиментация. Количество материала, накапливающегося в каждой из ячеек этой системы, регулируется конкретным положением уровня Мирового океана (рис. 5, 6).

Известно, что чем ниже скорость седиментации, тем больше вероятность возникновения перерывов. Отсюда обратная связь между накоплением осадочного вещества на двух главных уровнях и распространением перерывов. При подъеме уровня [54] океана в современный этап (средняя скорость подъема около 1 мм/год) главная часть осадочного вещества накапливается в устьях рек. В пелагиали, а также на склоне шельфа широким развитием пользуются перерывы (рис. 7). При снижении уровня главная часть накопившегося в дельтах вещества перемещается к основанию склона, т.е. на

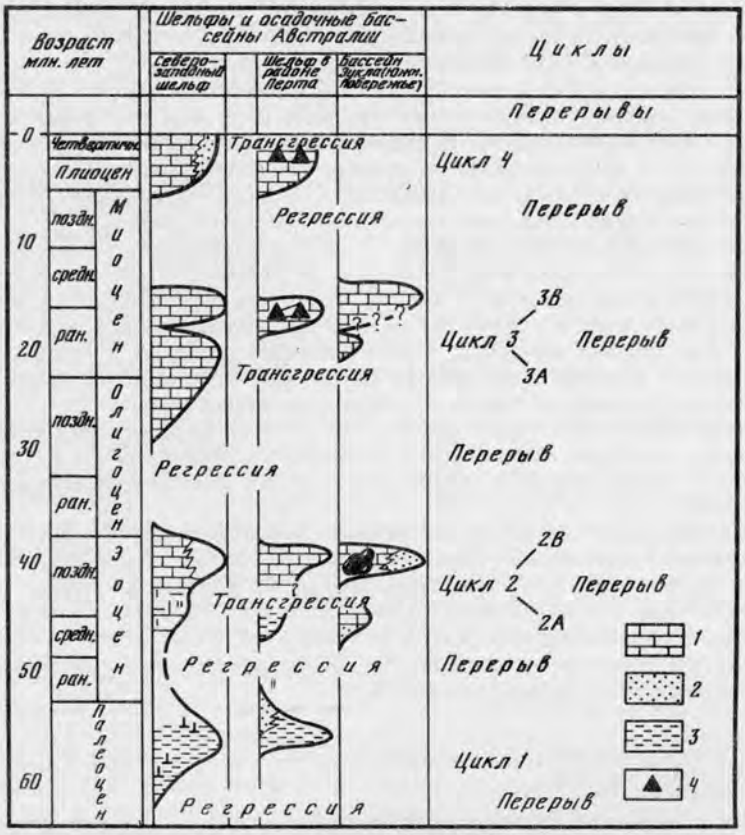


Рис. 5. Прерывистость осадконакопления на шельфе Западной Австралии по данным бурения в трех осадочнопородных бассейнах. Синхронные смены осадкообразования — при высоком уровне океана и перерывов — при низком уровне (55)

Типы осадков: *1* — карбонатные, *2* — пески, *3* — сланцы и глины, *4* — кремни

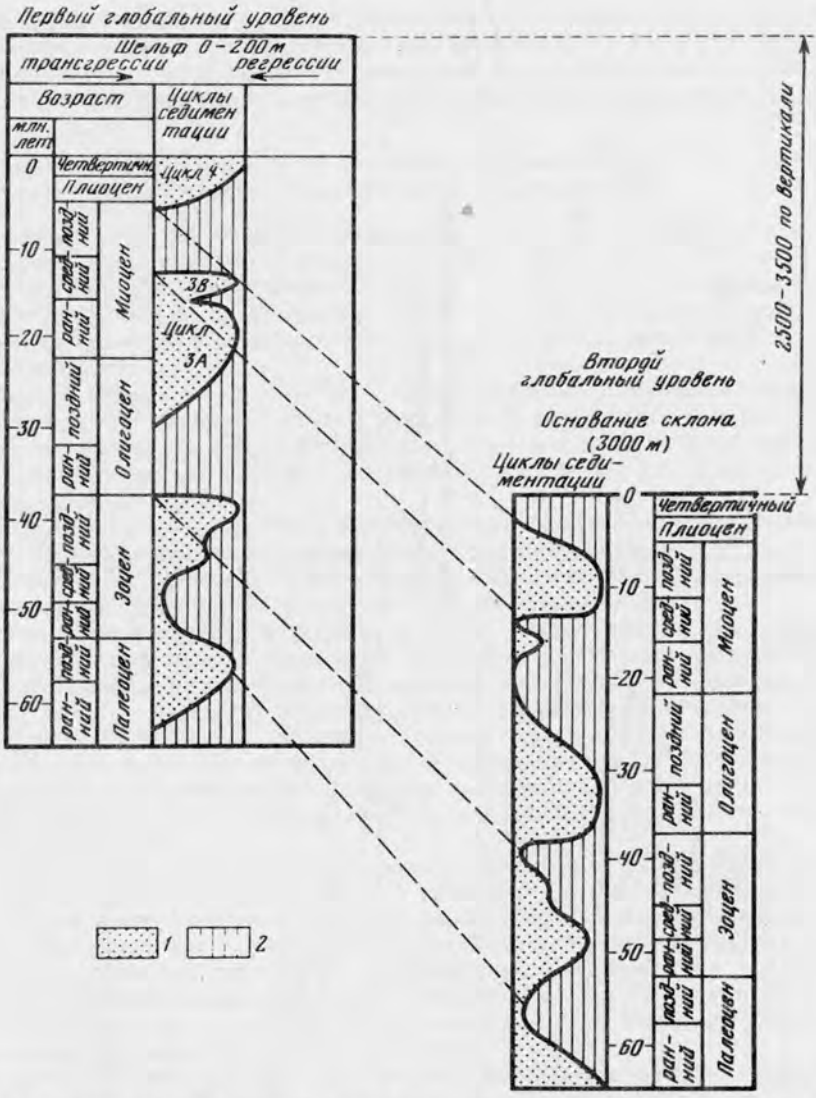


Рис. 6. Сопоставление циклов лавинной седиментации на шельфе с перерывами на втором уровне лавинной седиментации (Основание склона) на примере Западной Австралии

Слева — циклы лавинной седиментации и перерывов на первом глобальном уровне (шельф) (55), справа — находящиеся в противофазе синхронные циклы седиментации (лавинной и перерывов) у основания материкового склона (предположительно, по концепции автора настоящей статьи); 1 — лавинная седиментация; 2 — перерывы

второй уровень, а на активных окраинах — на третий и на периферию пелагиали. На обнажившихся участках дельт, а частично и на шельфе идет размыв и неотложение материала.

Кривая глобальных изменений уровня океана [54] позволяет прогнозировать крупнейшие этапы перемещения осадочного вещества на второй-третий уровни. Главнейшие этапы для мезозоя и кайнозоя: ранняя—средняя юра, поздний олигоцен—ранний миоцен, поздний миоцен, плейстоцен, когда уровень океана понижался на 100—200 м ниже современного. Кроме этих этапов были и более мелкие, отвечающие относительным понижениям уровня. Самые резкие и частые снижения уровня имели место в плейстоцене в связи с оледенениями. На основе установленных связей объединенных

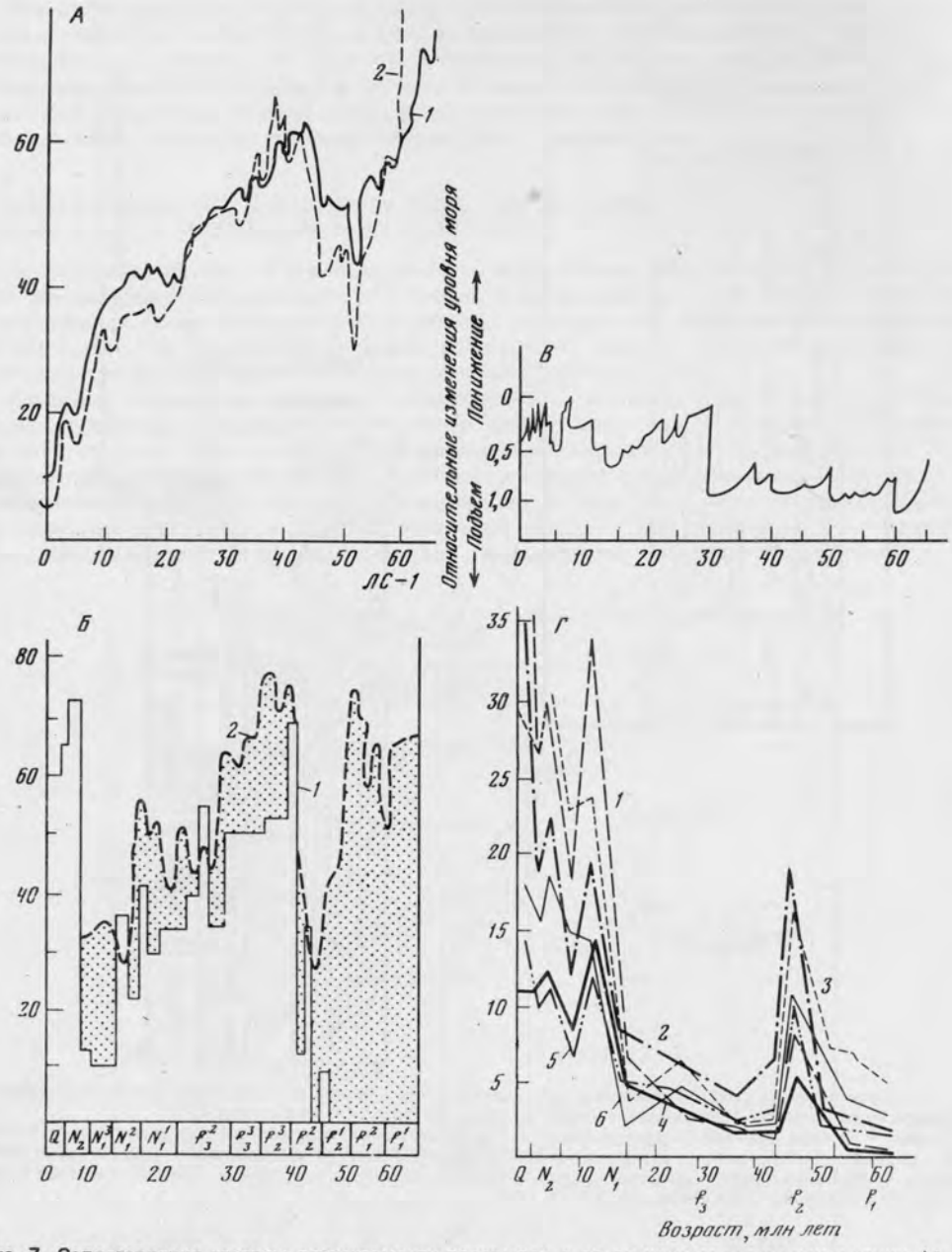


Рис. 7. Сопоставление частоты встречаемости перерывов в пелагическом осадконакоплении (*А, Б*) с колебаниями уровня Мирового океана (*В*) и скоростями седиментации (*Г*)

А — частота встречаемости перерывов в пелагических осадках океана [62]. Данные анализа 307 станций: *1* — средняя для Мирового океана, *2* — для Атлантического океана. Возрастные срезы через 5 млн. лет. Б — частота встречаемости перерывов в кернах бурения Тихого океана — пелагические осадки. *1* — восточная часть, *2* — юго-западная часть. Региональные отличия. В — кривая изменения глобального уровня океана для последних 65 млн. лет (53—57). Г — средняя скорость седиментации по кернам бурения для последних 60 млн. лет (мм/1000 лет) [18—19] осадков в целом (1—3): *1* — Атлантический, *2* — Тихий, *3* — Индийский океан; карбонатных осадков (4—6): *4* — Атлантический, *5* — Тихий, *6* — Индийский океан

в седиментационную систему удается установить важнейшие закономерности лавинной седиментации на разных уровнях во взаимодействии с областями нормальной седиментации "частица за частицей", с дефицитом осадочного вещества, в том числе и с участками крайнего дефицита — неотложения и размыва, где развиваются перерывы.

8. ВАЖНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ВТОРОГО-ТРЕТЬЕГО УРОВНЕЙ, ПЕЛАГИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

1. В сравнительно небольших по площади поясах лавинной седиментации сосредоточена главная масса осадочного вещества планеты. Здесь отмечаются самые высокие из известных скоростей седиментации и вместе с тем наибольшее количество перерывов, т.е. отложение крайне контрастно. Осадочные тела крупных и особо крупных размеров изостатически компенсируются, создаются на дне автономно развивающиеся осадочные системы.

2. Скорости седиментации, объемы и массы осадочных образований первого уровня находятся в противофазе к тем же показателям для второго уровня (увеличение скоростей на первом уровне влечет их уменьшение на втором, максимумы на первом уровне соответствуют минимумам и перерывам на втором). Это правило противофазы лавинной седиментации.

3. Главные события на первом и втором уровне синхронны: перерывам на первом уровне по времени соответствуют лавинные накопления на втором и обратно. Синхронность событий и их длительность обеспечивается понижениями и повышениями уровня океана, это синхронность глобальная. Это правило синхронности.

4. Лавинная седиментация второго и третьего уровней идет за счет материнского осадочного вещества первого уровня, чем определяется сходный гранулометрический спектр (преобразования только в его пределах), минеральный и химический фаунистический состав осадочного материала. При массовом перемещении осадочного вещества первого уровня к основанию склона или в желоба биогенные элементы иловых вод поступают в воду океана, что приводит к росту биогенной седиментации. Этим обеспечивается синхронность скоростей пелагической терригенной и биогенной седиментации, которая отмечена при анализе кернов бурения для последних 60 млн. лет [18, 19].

5. Прерывистость и цикличность осадочного процесса на первом—третьем уровнях может быть локальной, региональной или глобальной. Глобальная цикличность — одновременная для всего Мирового океана — обеспечивается перемещениями его уровня [54–57]. При локальных и региональных циклах главное значение имеют периодические срывы блоков при накоплении вещества свыше критического для склона, сейсмические явления, нарушающие устойчивость, сильные штормы и ураганы, т.е. механизмы цикличности могут быть аллоциклическими — для глобальных — и автоциклическими для региональных и локальных циклов.

6. Захват в области лавинной седиментации 85–90% осадочного материала Земли приводит к тому, что в пелагических областях на этих этапах возникает резкий дефицит осадочного вещества — ничтожные скорости седиментации, широкое распространение перерывов и переотложенных осадков.

7. Понятие "глобальный перерыв" относится только к одному уровню лавинной седиментации. Океан всегда был областью преимущественной аккумуляции и глобального перерыва для накопления вещества на всех уровнях быть не могло. Как отмечалось, накопление главной части осадочного материала на одном уровне приводило к замедлениям седиментации и перерывам на другом.

8. При возникновении перерывов — и сейчас, и в прошлом — наиболее обычным было неотложение осадков в областях с очень низкими областями седиментации. Случаи неотложения в 10–100 раз более часты, чем размыв уже отложившихся толщ (кроме отложений первого уровня). Неотложение в отдельных регионах пелагиали могло продолжаться многие миллионы лет. Чем ниже скорости седиментации, тем чаще встречаются перерывы.

9. Размыв осадочных отложений с возникновением перерывов всегда обязательно сопровождается возникновением коррелятных толщ переотложенных осадков. Наиболее распространенный случай: перерывы на первом уровне синхронно связаны с коррелятными толщами второго уровня, а в более широком плане области лавинной

седиментации коррелятно связаны с пелагиалью. При массовых глобальных перемещениях вещества с первого на второй-третий уровни значительное его количество проникает и в пелагиаль как в виде взвеси, так и в виде элементов-биогенов, вымытых из иловых вод гравититов, которые реализуются в биогенном процессе в пелагиали, т.е. эти перемещения отмечаются ростом скорости биогенной и терригенной седиментации в пелагиали.

10. Перерывы на первом и втором уровне, а также в пелагиали возникают в глобальном масштабе в основном в связи с изменениями уровня, который регулируется скоростью спрединга, т.е. причиной тектонической, а также оледенениями — причиной климатической. Климатические изменения приводят также к возникновению крупных региональных перерывов в связи с появлением холодных придонных вод и придонных контурных течений в кайнозое и в связи с начавшимся оледенением (с эоцена), а как следствие — с изменениями критической глубины и лизоклина [58], что было причиной возникновения перерывов в карбонатонакоплении в пелагиали. Наложение этих факторов в реальных условиях приводит к тому, что на главные события лавинной и пелагической седиментации глобальных масштабов накладываются многочисленные региональные и локальные, которые затушевывают картину взаимосвязей, но принципиальные черты сохраняются.

11. К областям лавинной седиментации приурочены главные концентрации органического вещества и связанных с ним элементов, здесь находятся основные месторождения нефти и газа, а также ряда других полезных ископаемых [3, 5, 8 и др.].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Лисицын А.П.* Общие закономерности строения осадочных толщ океана. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 36—104. (Сер. Океанология).
2. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация. — В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во РГУ, 1982, с. 3—59.
3. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация в морях и океанах. 1. Общие закономерности, глобальные уровни и пояса. — Литология и полез. ископаемые, 1983, № 5, с. 3—87.
4. *Вассоевич Н.Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.
5. *Брод И.О., Васильев В.Г., Высоцкий И.В.* Нефтегазоносные бассейны земного шара. М.: Недра, 1965.
6. *Брод И.О., Еременко Н.А.* Основы геологии нефти и газа. М.: Гостехиздат, 1953.
7. *Бурлин Ю.К., Баженова О.К., Карнюшина Е.Е.* Условия нефтегазообразования в кайнозойских бассейнах северо-западной части Тихоокеанского пояса. В кн.: Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977, с. 47—55.
8. *Левин Л.Э., Хаин В.Е.* Тектонические предпосылки и особенности нефтегазонакопления в системе Мирового океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3, с. 34—39.
9. *Соколов Б.А.* О направленности и стадийности развития нефтегазоносных районов на примере бассейнов СССР. — В кн.: Третья науч. конф. геол. фак. МГУ. М.: Изд-во МГУ, 1968.
10. *Соколов Б.А., Гайнанов А.Г., Несмеянов Д.В., Серегин А.М.* Нефтегазоносность морей и океанов. М.: Недра, 1973.
11. *Хаин В.Е., Соколов Б.А.* Современное состояние и дальнейшее развитие учения о нефтегазоносных бассейнах. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973.
12. *Страхов Н.М.* К познанию терригенной седиментации в океанах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 16—38.
13. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
14. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах: (Количественное распределение осадочного материала). М.: Наука, 1974. 438 с.
15. *Лисицын А.П.* Скорость современного осадконакопления в океанах. — Океанология, 1971, т. 11, вып. 6, с. 957—968.
16. *Лисицын А.П.* Мощность осадков и скорости седиментации в океанах в мезозое и кайнозое по данным глубоководного бурения. — Океанология, 1973, т. 13, вып. 2, с. 268—279.
17. *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—129.
18. *Davies T.A., Hay W.W., Southam J.K., Worsley T.R.* Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates. Science, v. 197, p. 53—55, 1977.
19. *Worsley T.S., Davies T.A.* Cenozoic sedimentation in the Pacific ocean: steps toward a quantitative evaluation. — Journ. Sed. Petrol., 1979, v. 49, N 4, p. 1131—1146.
20. *Лисицын А.П.* Биогенная седиментация в океанах и зональность. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 1, с. 3—24.
21. *Лисицын А.П.* Терригенная седиментация, климатическая зональность и соотношение терригенной и биогенной седиментации в океанах. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 6, с. 3—22.
22. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации (литология и геохимия). М.: Наука, 1978, 392 с.
23. *Creager J.S., Sternberg R.W.* Some specific problems in understanding bottom sediments distribution and the continental shelf. In: Shelf Sediment Transport. N.Y.; 1972.

24. *Лисицын А.П.* Распределение и состав взвешенного вещества в морях и океанах. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 175—231.
25. *Лисицын А.П.* Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1964, № 10, с. 1—135.
26. *Богданов Ю.А., Лисицын А.П.* Взвеси и коллоиды. — В кн.: Химия вод океана. М.: Наука, 1979, т. 1, с. 325—334. (Океанология).
27. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А.* Взвесь в водах Тихого океана. — В кн.: Тихий океан. М.: Наука, 1970, кн. I. Осадкообразование в Тихом океане, с. 67—128.
28. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Емельянов Е.М., Максимов А.Н., Пустельников О.С., Серова В.В.* Взвешенное вещество в водах Атлантического океана. — В кн.: Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград, 1975.
29. *Лисицын А.П., Гордеев В.В.* О химическом составе взвеси и воды морей и океанов. — Литология и полез. ископаемые, 1974, № 3, с. 38—57.
30. *Левитан М.А.* Биогенный кремнезем как источник вещества для образования кремней в осадках Тихого океана. М.: Изд-во МГУ, 1975.
31. *Milliman J.D., Meade K.H.* World-wide delivery of river sediments to the oceans. — J. Geol., 1983, vol. 91, N 1, p. 1—21.
32. *Stow D.A.* Laurention fan: morphology, sediments, processes and growth pattern. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, p. 375—393.
33. *Uchupi E., Austin J.A.* The stratigraphy and structure of the Laurention cone region. — Canad. J. Earth Sci., 1978, vol. 16, p. 1726—1752.
34. *Keen C.E., Hyndman R.D.* Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada. — Canad. J. Earth Sci., 1979, vol. 16, p. 712—747.
35. *Talwani M., Langseth M.* Ocean crustal dynamics. — Science, 1981, vol. 213, p. 22—31.
36. *Schlee J.S.* Seismic stratigraphy of Baltimore canyon trough. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, vol. 65, p. 26—53.
37. *Тальвани М., Эльдхольм О.* Континентальные окраины в Норвежско-Гренландском бассейне. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 49—71.
38. *Antoine J., Pyle T.E.* Crustal studies in the Gulf of Mexico.— Tectonophysics, 1970, vol. 10.
39. *Стюарт Ч.Дж., Каухгей Ч.А.* Сейсмофации и седиментология осадков плейстоцена в северо-западной и центральной части Мексиканского залива. — В кн.: Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982, т. 2, с. 405—502.
40. *Шимкус К.М.* Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1981, с. 239.
41. *Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С.* Донные отложения и черты четвертичной истории Черного моря. — В кн.: Земная кора и формирование Черноморской впадины. М.: Наука, 1975.
42. *Росс Д.* Черное море. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3, с. 14—27.
43. *Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979, с. 161.
44. *Береснев А.Ф., Удинцев Г.Б., Морозов Ю.И., Беляев А.В., Агапова Г.В.* Строение осадочного чехла и акустического фундамента по данным ГСП. — В кн.: Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981, с. 19—46.
45. *Gnibidenko H.S., Khvedchuk I.I.* The tectonics of the Okhotsk sea. — Mar. Geol., 1982, vol. 50, p. 155—198.
46. *Cooper A.K., Scholl D.W., Marlow M.S.* et al. Hydrocarbon potential of Aleutian basin, Bering sea. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979, vol. 63, N 11, p. 2076—2087.
47. *Normark W.R.* Submarine canyons and fan valleys: Factors affecting growth patterns of deep-sea fans. — SEPM Spec. Publ., 1974, vol. 19, p. 56—68.
48. *Normark W.R.* Fan valleys, channel and depositional lobes on modern submarine fans characters for recognition of sandy turbidite environments. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, p. 912—931.
49. *Mutti E., Ricci Lucchi F.* Le torbidity dell'Appenine settentrionale: Introduzione all'analisi di facies. — Mem. Soc. geol. Ital., 1972, vol. 11, p. 161—199.
50. *Walker R.G.* Facies models. 2. Turbidites and associated course clastic deposits. — Geol. Canada, 1976, vol. 3, p. 25—36.
51. *Walker R.G.* Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans models for exploration for stratigraphic traps. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, p. 932—966.
52. *Хворова И.В.* Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 3—24.
53. *Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г.* Условия поглощения осадков в глубоководных желобах. В кн.: Тектоника литосферных плит (динамика зон поддвига). М.: Наука, 1976, с. 83—103.
54. *Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level. 4. Clobal cycles of relative changes of sea level. — AAPG Mem., 1977, N 26, p. 83—97.
55. *Quilty P.G.* Cenozoic sedimentation cycles in Western Australia. — Geology, 1977, p. 336—340.
56. *Loutit T.S., Kennett J.P.* Australian Cenozoic sedimentary cycles, global sea level changes and the deep sea sedimentary record. — Oceanol. acta, 1981, NSP, p. 45—63.
57. *Siesser W.S., Dingle R.V.* Tertiary sea-level movements around Southern Africa. — J. Geol., 1981, vol. 89, p. 83—96.
58. *Van Andel Tj.H.* Mezozoic-Cenozoic calcite compensation depth and global distribution of calcareous sediments. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, p. 187—194.
59. *Bois C., Bouche P., Pelet R.* Global geologic history and distribution of hydrocarbon reserves. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1982, vol. 66, N 9, p. 1248—1270.
60. *Maldonado A., Stanley D.I.* Depositional patterns and late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: a comparison. — Marine geol., 1979, v. 31, p. 215—250.
61. *Damuth I.E., Kumar N.* Amazon cone: morphology, sediments, age and growth pattern. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, p. 863—878.
62. *Moore G.T., Curray I.R., Raitt R.W., Emmel F.I.* Stratigraphic seismic section correlation and implications to Bengal fan histroy. — Init. Rep. of DSDP, 1974, v. 22.
63. *Moore T.C., van Andel Tj.H., Sancetta C., Pisas N.* Cenozoic hiatuses in pelagic sediments. — Micropaleontology, 1978, v. 24, N 2

УДК 551.465.558

ЭВОЛЮЦИЯ ОКЕАНОВ И ГЕОХИМИЯ КОНТИНЕНТОВ

А.С. МОНИН, О.Г. СОРОХТИН

Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, Москва, СССР

В Советском Союзе на протяжении десяти последних лет разрабатывалась общая теория планетарной эволюции Земли, позволившая с единых позиций объяснить развитие многих, казалось бы, совершенно разноплановых, геологических процессов. Возникла эта теория за счет слияния и дальнейшего совместного развития тектоники литосферных плит, современной космогонической гипотезы происхождения Земли благодаря аккреции вещества холодного газопылевого протопланетного облака и гидродинамической теории, описывающей конвективный массообмен в мантии. Эта общая теория, органически впитав в себя тектонику литосферных плит, пошла значительно дальше ее в изучении природы главных эндогенных процессов, приводящих в движение литосферные плиты, управляющих тектонической активностью Земли и ее эволюцией во времени [1—4].

Согласно этой наиболее общей геологической теории главным планетарным процессом, управляющим эволюцией Земли, является процесс гравитационной дифференциации земного вещества, приводящий к выделению в центре Земли плотного окисно-железного ядра и к возникновению в ее силикатной оболочке, т.е. в земной мантии, химико-плотностной конвекции. Под влиянием мантийных конвективных течений верхняя жесткая оболочка Земли — ее литосфера — оказывается разбитой на ряд плит, перемещающихся по поверхности астеносферы. В тех местах, где плиты расходятся, образуется новая литосфера с океанской корой на поверхности и возникают срединно-океанские хребты с рифтовыми зонами на их гребнях. В тех местах, где плиты сходятся и надвигаются друг на друга, возникают сопряженные структуры глубоководных желобов с островными дугами или активными окраинами континентов андийского типа. В этих же зонах поддвига плит формируется континентальная кора.

Новая теория позволила с единых позиций рассмотреть многие из сложнейших проблем развития Земли. В данной работе мы хотели бы показать связь между процессом выделения земного ядра, дегазацией мантии, эволюцией гидросферы и образованием континентальной коры с присущей ей характерной литофильной геохимией и металлогенией. В отличие от предыдущих наших работ, посвященных этой же проблеме [1, 5—7], здесь мы попытались дополнительно учесть влияние свободного железа в докембрийской мантии на процесс накопления воды в гидросфере и раннеархейского "всплеска" тектонической активности Земли на процесс формирования континентальной коры.

ОБРАЗОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Континентальная кора, как известно, сложена разнообразными породами — от ультраосновного до кислого состава. Однако наиболее распространены в ней кислые породы гранитоидного ряда и основные породы базальтового состава. Базальты — типично мантийные породы и внедряются в континентальную кору или изливаются на ее поверхность при расколах континентальных литосферных плит. Поэтому в первом приближении можно принять, что общая масса m_β базальтовых внедрений в земную кору возрастает со временем пропорционально тектонической эволюции Земли

$$m_\beta = \beta y, \qquad (1)$$

где y — параметр тектонического развития Земли, показывающий, насколько к данному моменту времени мантия успела продифференцировать, сбросив часть окислов железа в ядро или, что то же, какая часть конвективного массообмена в мантии к этому времени уже завершилась [1]; β — коэффициент пропорциональности с размерностью массы. В этом случае скорость поступления базальтовой составляющей в континентальную кору будет равна [6]

$$\dot{m}_\beta = \beta \dot{y}, \qquad (2)$$

где производную $\dot{y}$ можно интерпретировать как тектоническую активность Земли, пропорциональную интенсивности конвективного массообмена в мантии или средней скорости движения литосферных плит на поверхности Земли [1].

Выплавляемая в зонах поддвига плит сиалическая составляющая континентальной коры отличается по составу от базальтов прежде всего повышенными содержаниями кремнезема, щелочей, глинозема, других литофильных окислов и рудных элементов. При расчете скорости выноса этих соединений и элементов из мантии в континентальную кору необходимо помнить, что океанская кора, из которой фактически и выплавляется сиалическая компонента, представляет собой верхний слой мантии, и ювенильные содержания литофильных и рудных элементов в ней пропорциональны их концентрациям в мантии. Необходимо также учитывать, что перегретая вода, освобождающаяся в зонах поддвига плит при дегидратации океанской коры, является исключительно активным растворителем и минерализатором, обеспечивающим основной перенос литофильных и рудных элементов из океанской коры в континентальную. Кроме того, вода существенно снижает температуру плавления силикатов, поэтому ее концентрация в океанской коре фактически регулирует объемы возникающих в зонах поддвига плит известково-щелочных расплавов.

В этом случае скорость выноса i-го элемента из мантии в континентальную кору оказывается пропорциональной подвижности этого элемента, массе воды m_W, сосредоточенной в океанской коре, концентрации C_i этого элемента в мантии и средней скорости V поддвига плит или, что то же, — тектонической активности Земли $\dot{y}$ [5, 6]

$$\dot{m}_i = \alpha_i m_W C_i \dot{y}, \qquad (3)$$

где α_i — коэффициент подвижности i-го элемента при его переходе из океанской коры в континентальную.

Факторы, определяющие процесс формирования континентальной коры, существенно менялись на протяжении жизни Земли. Поэтому для расчета геохимии образования континентальной коры нужно подробнее рассмотреть основные закономерности изменений каждого фактора и лишь затем оценить их суммарное воздействие.

ВЫДЕЛЕНИЕ ЗЕМНОГО ЯДРА И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ

Согласно современным космогоническим представлениям, Земля образовалась за счет аккреции холодного протопланетного газопылевого облака около 4,6 млрд. лет назад и первоначально была однородной по составу [8], а поэтому лишенной ядра. В настоящее время Земля расслоена на кору, мантию и ядро. Следовательно, на планетной стадии развития Земли должен был действовать эффективный механизм гравитационной дифференциации земного вещества.

Тектоническую активность современной Земли обычно и традиционно связывают с энергией распада радиоактивных элементов в мантии, считая, что в ней содержится столько радиоактивных элементов, сколько необходимо для обеспечения наблюдаемого на земной поверхности глубинного теплового потока. Однако независимые от этой идеи оценки [1, 9–11] показали, что в мантии содержится значительно меньше радиоактивных элементов, чем предполагалось ранее, а главным источником энергии в недрах Земли является процесс выделения земного ядра [1]. По нашим расчетам [12], от общего теплового потока, идущего из земных недр и равного примерно $4{,}2 \cdot 10^{20}$ эрг/с, на долю процесса выделения ядра приходится бóльшая часть — около $3 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Генерация радиогенной энергии приблизительно равна $1{,}1 \cdot 10^{20}$ эрг/с, причем основная часть этой энергии (примерно $0{,}86 \cdot 10^{20}$ эрг/с) генерируется в континентальной коре и, следовательно, не вносит своего вклада в тектоническую активность Земли. В мантии сейчас генерируется около $0{,}27 \cdot 10^{20}$ эрг/с радиогенной энергии [1, 10], что составляет только 6% от суммарных теплопотерь Земли. Остальные глубинные источники энергии оказываются настолько малыми, что общий их вклад в энергетику Земли не превышает $0{,}1 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

Из приведенных энергетических оценок следует, что процесс выделения земного ядра продолжает действовать и сейчас, являясь наиболее мощным из всех современных эндогенных процессов. Поэтому именно с ним и следует связывать тектоническую активность Земли. Учитывая это, в нашей работе [13] был предложен и обоснован

диффузионный механизм дифференциации мантийного вещества, в основе которого лежат физические явления распада твердых растворов и диффузии окислов железа из кристаллов силикатов в межгранулярные пространства. Оба эти взаимосвязанных процесса развиваются в мантии под влиянием высоких давлений и приводят к сепарации жидких (расплавленных) окислов железа от твердых силикатов.

При таком механизме выделения ядра скорость бародиффузии "ядерного" вещества из кристаллов силикатов оказывается пропорциональной разности $C-C^*$ между концентрацией окислов железа в мантии C и предельной концентрацией насыщения C^* этими же окислами твердых силикатных растворов на подошве мантии. С другой стороны, скорость поступления окислов железа в ядро, т.е. скорость сепарации "ядерного" вещества от мантийного, должна быть пропорциональной ускорению силы тяжести g_c на поверхности ядра и величине этой поверхности. Следовательно, суммарная скорость выделения массы ядра $\dot{m}_c$ равна

$$\dot{m}_c = K(C-C^*)4\pi r_c^2 g_c, \tag{4}$$

где r_c — радиус растущего ядра планеты; K — коэффициент пропорциональности, зависящий от скорости бародиффузии окислов железа из кристаллов силикатов; $C^* = 0{,}027$.

Вводя понятие относительной массы ядра [14] $x = m_c/C_0M$, где m_c — масса ядра; $M = 5{,}98 \cdot 10^{27}$ г — масса Земли; $C_0 = 0{,}37$ — средняя концентрация "ядерного" вещества в Земле, можно определить и скорость выделения самого ядра [15]:

$$\dot{x} = \frac{1}{\tau}\left(C_0\,\frac{1-x}{1-C_0x} - C^*\right)x, \tag{5}$$

где $\tau = (4\pi KG)^{-1}$ — постоянная с размерностью времени; G — гравитационная постоянная.

При нахождении зависимости $x(t)$ необходимо помнить, что в центре планеты $g = 0$, и поэтому выделение зародыша ядра могло начаться только за счет объемной дифференциации земного вещества, протекавшего, по-видимому, по механизму, впервые описанному В. Эльзассером [16] и в дальнейшем развитому А.В. Витязевым [17]. Однако, поскольку недра только что возникшей Земли, вероятнее всего, не были горячими [8], то выделение зародыша ядра началось не сразу, а лишь через некоторое время — после разогрева Земли за счет энергии распада радиоактивных элементов и приливного взаимодействия с Луной. Поэтому первое время (в катархее) Земля, вероятно, была еще тектонически пассивной планетой. Момент начала выделения зародыша земного ядра, по-видимому, можно определить по возрастам наидревнейших континентальных пород, образовавшихся около 3,7–3,8 млрд. лет назад [18]. Поэтому примем, что зародыш земного ядра начал формироваться где-то около $4 \cdot 10^9$ лет назад.

Образование зародыша ядра сопровождалось выделением большого количества гравитационной энергии и перегревом мантии. По нашим оценкам [12], эта энергия достигала $0{,}48 \cdot 10^{38}$ эрг, а перегрев мантии привел к повышению температуры Земли примерно на 20% по сравнению с ее современным уровнем. Это явление сопровождалось резким возрастанием тепловых потоков в раннем архее и выплавлением из мантии тугоплавких ультраосновных магм — коматиитов. Кроме того, в результате выделения дополнительной энергии сам процесс формирования зародыша земного ядра должен был развиваться ускоренными темпами, сдерживаясь лишь высокой вязкостью земного вещества и конечным временем его прогрева. Динамика этого процесса количественно еще не исследована, но условно и по геологическим данным можно принять, что развивался он в течение всего раннего архея, т.е. примерно с 4 до 3 млрд. лет назад и достиг максимальной интенсивности где-то около 3,5 млрд. лет назад.

После образования зародыша ядра, в котором к концу раннего архея должно было выделиться около 56% массы современного земного ядра, дальнейший его рост стал уже более спокойным. Начиная с этого времени зависимость относительной массы ядра от времени может быть описана сравнительно простым выражением (15):

$$t - t_e = \frac{\tau}{1-C^*}\left[\ln\frac{a-x}{a-x_e} - \frac{1}{aC_0}\ln\frac{x_e(a-x)}{x(a-x_e)}\right], \tag{6}$$

где $a = C_0 (C_0 - C^*)/(1 - C^*)$; $t_e = 3 \cdot 10^9$ лет назад — время завершения формирования зародыша ядра; $x_e = 0{,}482$ — относительная масса ядра 3 млрд. лет назад (относительная масса современного ядра $x_1 = 0{,}863$). Кривую $x(t)$ на интервале времени между 4 и 3 млрд. лет назад можно приближенно восстановить по условиям: $x = 0$ при $t = 4 \cdot 10^9$ лет, $x = x_e = 0{,}482$ при $t = 3 \cdot 10^9$ лет и $\ddot{x} = 0$ при $t = 3{,}5 \cdot 10^9$ лет. Такой полуколичественный метод, правда, не позволяет точно восстановить кривые $x(t)$ и $\dot{x}(t)$, но площадь, очерчиваемая кривой $\dot{x}(t)$ на заданном интервале времени, при этом передается без искажения, что важно, поскольку эта площадь строго пропорциональна гравитационной энергии образования земного ядра, определяющей собой тектоническую активность Земли в раннем архее (к концу раннего архея выделилось около $0{,}82 \cdot 10^{38}$ эрг гравитационной энергии).

Формирование земного ядра является наиболее мощным из всех эндогенных процессов на нашей планете: его образование сопровождалось выделением $1{,}46 \cdot 10^{38}$ эрг гравитационной энергии [19], из которых $1{,}23 \cdot 10^{38}$ эрг перешло в тепло, а $0{,}23 \cdot 10^{38}$ эрг — в энергию дополнительного сжатия Земли [1]. Этот процесс фактически определил эволюцию Земли, поэтому относительную массу ядра x следует рассматривать как эволюционный параметр Земли [1, 2, 14].

Однако для геологов наиболее показательной характеристикой развития Земли является ее тектоническая активность, определяемая средней скоростью движения литосферных плит или, что то же, средней скоростью $\dot{y}$ конвективного массообмена в мантии [1]:

$$\dot{y} = \ln\left[\frac{1}{1 - C_0}\right] \frac{C_0 \dot{x}}{1 - C_0 x}. \qquad (7)$$

В этом случае по аналогии с эволюционным параметром x можно определить параметр тектонического развития Земли y, показывающий степень завершенности массообмена в мантии [1]:

$$y = \frac{\ln(1 - C_0 x)}{\ln(1 - C_0)}. \qquad (8)$$

Рассчитанные по выражениям (5) – (8) графики тектонической активности $\dot{y}$ и тектонического развития Земли приведены на рис. 1. Существование резкого максимума тектонической активности Земли в раннем архее и ее снижение в последующие эпохи по геологическим данным отмечалось Н.Л. Добрецовым [20] и другими геологами, изучавшими строение докембрийских щитов и составы древнейших пород. Теперь, как мы видели, эта закономерность получила свое теоретическое объяснение.

ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МАНТИИ

Химический состав современной мантии, вероятнее всего, отвечает океанским лерцолитам. Об этом свидетельствуют как непосредственные находки пород такого состава в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов и их комплементарность с океанскими толеитами и гарцбургитами [21], так и расчеты плотности мантийного вещества по данным ударного сжатия силикатов. Оказалось, что распределение плотности в мантии, построенное по скоростям распространения сейсмических волн, лучше всего аппроксимируется зависимостью плотности океанских лерцолитов от давления при адиабатическом распределении температуры [22]. Этот результат одновременно свидетельствует о единстве среднего состава всей мантии (и верхней и нижней), отвечающего океанским лерцолитам, и о том, что распределение температуры в мантии адиабатическое, а это говорит о существовании в мантии эффективного конвективного перемешивания [1].

Со временем химический состав мантии менялся. Связано это с тем, что железо и его окислы постепенно переходили в ядро, увеличивая тем самым концентрацию остающихся в мантии элементов и соединений. С другой стороны, литофильные элементы и соединения (такие, как хлор, фтор, калий, натрий, рубидий, редкие земли, уран, торий, а также вода, углекислый газ, азот и другие газы) переходили из мантии во внешние геосферы Земли, тогда как сидерофильные элементы (никель, платиноиды, свинец, золото, медь и их сульфиды) вместе с железом опускались в земное ядро.

Кроме того, концентрация радиоактивных элементов в мантии дополнительно снижалась из-за их спонтанного распада, а уменьшение содержания свинца, наоборот, частично компенсировалось накоплением его радиогенных изотопов.

Для нахождения состава первичной мантии (т.е. первичного вещества Земли) необходимо мысленно смешать в соответствующих пропорциях найденный состав мантии с составом континентальной коры, принятым, например, по работе А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [23], и с составом земного ядра. По данным ударного сжатия металлов и их соединений, в земном ядре содержится от 84 до 92% железа [24]. Легкой добавкой к железу, всего вероятнее, является кислород [25]. Этот же вывод следует из принятого условия, что процесс выделения земного ядра продолжается и в настоящее время, поскольку никаких других тяжелых соединений, кроме окислов железа, в современной мантии в заметных количествах не встречается. Учитывая, что железо относится к переходным металлам, у которых под влиянием высоких давлений меняются конфигурации внешних электронных оболочек, а следовательно, и химические свойства, в работе [25] был теоретически обоснован состав внешнего ядра в форме Fe_2O и внутреннего ядра – как сплава $Fe_{0,9}Ni_{0,1}$. Эта гипотеза в дальнейшем была проверена по данным ударного сжатия железа и его окислов [22].

Принятый состав современной мантии и рассчитанный состав первичной мантии (Земли) приведены в табл. 1. Важно обратить внимание, что в первичном земном веществе содержалось до 13,2% свободного железа и примерно 23,8% его окислов.

Определенные выше закономерности выделения ядра позволяют рассчитать основные характеристики геохимической эволюции мантии. Так, суммарная концентрация "ядерного" вещества (в пересчете на Fe_2O) в мантии со временем должна была уменьшаться по закону [1]:

$$C = \frac{C_0 (1 - x)}{1 - C_0 x}. \tag{9}$$

Близко к этому закону, по-видимому, менялась концентрация и многих сидерофильных элементов (Co, Ni, Pt, Cu, Ag, Au и т.д.) и их сульфидов. Концентрация свободного железа и его окислов (в пересчете на FeO) в мантии определялась несколько другими соотношениями:

$$C(\mathrm{Fe}) = \frac{C_0 (\mathrm{Fe}) - \frac{56}{128} C_0 x}{1 - C_0 x}, \tag{10}$$

$$C(\mathrm{FeO}) = \frac{C_0 (\mathrm{FeO}) - \frac{72}{128} C_0 x}{1 - C_0 x}. \tag{11}$$

Концентрация наиболее распространенных и малоподвижных соединений (SiO_2, MgO, Al_2O_3, CaO и др.) со временем, наоборот, возрастала по закону:

$$C_i = \frac{C_{0i}}{1 - C_0 x}. \tag{12}$$

Скорость $\dot{m}_i$ удаления i-го легкоподвижного элемента (или соединения) из мантии в другие геосферы, очевидно, должна быть пропорциональной показателю подвижности $\varkappa_i$ этого элемента, его концентрации в мантийном веществе, или, что то же, его массе m_i в мантии и скорости $\dot{y}$ конвективного массообмена [1]:

$$\dot{m}_i = -\varkappa_i m_i \dot{y}. \tag{13}$$

Откуда можно найти и зависимость концентрации подвижного элемента от эволюционного параметра x:

$$C_i = \frac{C_{0i}}{1 - C_0 x} e^{-\varkappa_i y}. \tag{14}$$

Описанные выше закономерности выделения ядра и выражения (9) – (14) позволяют теперь рассчитать основные закономерности геохимической эволюции мантии. Соответствующие расчетные кривые, характеризующие изменения химического состава мантии, построенные в относительном масштабе, приведены на рис. 2.

ДЕГАЗАЦИЯ МАНТИИ И ОБРАЗОВАНИЕ ГИДРОСФЕРЫ

У молодой Земли не должно было быть ни атмосферы, ни гидросферы. Связано это с тем, что земное вещество (по сравнению с солнечным) сильно обеднено летучими и подвижными элементами. По-видимому, такая первичная дифференциация вещества произошла еще на допланетной стадии развития Солнечной системы вследствие выметания летучих компонент из внутренних частей протопланетного газопылевого облака на его периферию, происходившего в результате действия светового давления, корпускулярного излучения молодого Солнца и взаимодействия магнитного поля Солнечной системы с атомами легко ионизирующихся (т.е. подвижных) элементов. Летучие же соединения и элементы могли попадать на Землю только в связанном состоянии (вода — с гидросиликатами, углекислый газ — с карбонатами, азот — с нитратами и нитридами), и поэтому в процессе роста Земли все такие компоненты оказывались погребенными в ее недрах. При этом остатки свободных летучих компонент усиленно сорбировались ультраосновным реголитом на поверхности растущей планеты и также захоранивались под новыми слоями выпадающего на Землю метеоритного вещества.

Дегазация Земли могла начаться лишь после того, как температура в ее недрах поднялась до уровня частичного плавления силикатов и в мантии возникли конвективные течения, т.е. только после того, как начался процесс выделения земного ядра. Первичная дегазация мантии происходит одновременно с излияниями мантийных расплавов — базальтов и главным образом в рифтовых зонах Земли. Конвективные течения при этом играют роль транспортера, постоянно доставляющего все новые и новые порции растворенных в мантийном веществе летучих компонентов к дренируемым под рифтовыми зонами приповерхностным слоям астеносферы.

Используя уравнение дегазации (13), легко найти, что масса дегазированной из мантии воды определяется уравнением

$$m(H_2O) = m_0(H_2O)(1 - e^{-\varkappa(H_2O)y}), \qquad (15)$$

где $m_0(H_2O)$ — суммарная масса воды в Земле. Показатель подвижности воды со временем не оставался постоянным. Связано это с тем, что в первичном веществе Земли и в докембрийской мантии, как мы видели, в заметных количествах содержалось свободное железо. Поэтому в те далекие времена вода, попадавшая в силикатные расплавы астеносферы, успевала частично прореагировать с железом еще до дегазации базальтовых магм в рифтовых зонах Земли. При этом железо окислялось, а сама вода — диссоциировала, резко сокращая тем самым скорость ее дегазации из мантии. Учитывая это, мы приняли, что показатель подвижности воды линейно зависит от концентрации свободного железа в мантии:

$$\varkappa(H_2O) = \varkappa_0(C_0(Fe) - C(Fe) + \delta), \qquad (16)$$

где $C_0(Fe) = 0{,}132$ — концентрация свободного железа в первичном веществе Земли; $C(Fe)$ — текущее значение концентрации железа в мантии, определяемое формулой (10); $\delta \approx 0{,}01$ — параметр, определяющий начальный уровень дегазации мантии при $C(Fe) = C_0(Fe)$.

Для решения уравнения дегазации воды (15) необходимо использовать два независимых краевых условия. Одним из них может служить общая масса воды, дегазированная из мантии к настоящему времени, равная суммарной массе воды, содержащейся в современной гидросфере ($14{,}6 \cdot 10^{23}$ г), в континентальной коре ($4{,}86 \cdot 10^{23}$ г) и в океанской коре ($3{,}34 \cdot 10^{23}$ г), всего $22{,}8 \cdot 10^{23}$ г.

Второе условие можно получить, если рассчитать, сколько воды было дегазировано из мантии, например, к моменту перекрытия поверхностью океана гребней срединно-океанских хребтов. Определить время этого события несложно по геологическим данным. Современная континентальная кора формируется в условиях избытка воды, освобождающейся при дегидратации океанской коры в зонах поддвига плит (в современной океанской коре содержится примерно 5% воды, а в зонах поддвига плит сейчас ежегодно выделяется от 2,5 до 3 км^3 воды). Однако, в далеком геологическом прошлом, когда воды в океане было значительно меньше и его поверхность еще не достигла гребней срединно-океанских хребтов с расположенными на них рифтовыми зонами, породы океанской коры оставались почти безводными. Соответственно и континентальная кора тех далеких эпох выплавлялась в "сухих" и высокотем-

пературных условиях, а это, безусловно, сказывалось на геохимии процесса ее образования.

Из геологической истории мы знаем, что самые древние, архейские породы континентальной коры представлены базальтами, среди которых часто встречаются анортозиты, высокотемпературные коматииты, а из средних и кислых пород — "сухие" гранитоиды типа чарнокитов и плагиогранитов. Настоящие щелочные граниты, сиениты и такие осадочные породы явно морского происхождения, как карбонаты и джеспилиты, получили широкое распространение только в раннем протерозое [26]. Судя по этим данным, можно ожидать, что поверхность океана достигла гребней срединно-океанских хребтов примерно 2,6 млрд. лет назад, а около 2,1 млрд. лет назад океанская кора уже полностью насытилась водой (до современного уровня). Принимая эти временные рубежи за переломные в эволюции океанов, можно вычислить, что масса дегазированной из мантии воды к моменту достижения предельной гидратации океанской коры приблизительно равнялась $13{,}3 \cdot 10^{23}$ г.

После подстановки найденных значений массы воды, дегазированной из мантии к настоящему времени и к 2,1 млрд. лет назад, в уравнение (15) и учитывая зависимость (16), удается рассчитать как общую массу содержащейся в Земле воды $m_0(H_2O) = 39{,}5 \cdot 10^{23}$ г, так и показатель ее подвижности $\varkappa = 1{,}036 - 7{,}29C\,(Fe)$. После этого по уравнению (15) с использованием выражений (6) и (8) несложно определить и саму зависимость массы дегазированной из мантии воды от времени (кривая 1 на рис. 3). Принимая теперь, что масса и площадь континентальной коры в первом приближении пропорциональны значению тектонического параметра y и что концентрация воды в континентальной и океанской коре после их насыщения постоянна, а до начала этого процесса 2,6 млрд. лет назад — была пропорциональна общей массе дегазированной из мантии воды, можно определить массу воды, связанной в континентальной и океанской коре, а также воды, содержащейся в гидросфере (соответственно кривые 3, 4 и 2 на рис. 3).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ

Определив основные закономерности изменения тектонической активности Земли, геохимической эволюции мантии и насыщения океанской коры водой, мы можем теперь определить и искомую зависимость (3) скорости выноса литофильных и рудных элементов из мантии в континентальную кору. Для нахождения относительных скоростей перехода таких элементов из океанской коры (мантии) в континентальную необходимо просто перемножить значения функций, изображенных на рис. 1, б, рис. 2 и рис. 3 (кривая 4). Результат такого перемножения, нормированный к современному моменту времени, приведен на рис. 4.

Как видно из приведенного рисунка, теоретические расчеты показывают, что в истории Земли должны были существовать две выдающиеся металлогенические эпохи — раннеархейская и раннепротерозойская. В раннем архее вынос подвижных соединений и рудных элементов в континентальную кору начался только после 3,8 млрд. лет назад одновременно с началом формирования сиалической составляющей коры, т.е. несколько позже, чем начала формироваться ее базальтовая составляющая (около $4 \cdot 10^9$ лет назад). Примерно 3,4 млрд. лет назад скорость выноса в кору литофильных и рудных элементов достигла своего максимума, обусловленного резкой активизацией в это время тектонической активности Земли, вызванной, как мы видели выше, лавинообразным развитием процесса выделения зародыша земного ядра. В это же время с максимальной скоростью протекали и сами процессы формирования континентальной коры, поэтому средняя концентрация литофильных и рудных элементов в коре раннего архея еще не достигла своего максимального значения, хотя содержания этих же элементов в сиалических породах того времени могли подниматься и до очень высоких значений. После короткого, но интенсивного всплеска металлогенической активности раннего архея, в позднем архее, судя по расчетам, должен был наблюдаться спад этой активности.

Вторая и наиболее уникальная металлогеническая эпоха докембрия возникла в раннем протерозое уже только за счет действия описанного выше механизма гидротермального переноса элементов из океанской коры (т.е. из мантии) в континентальную. В это время вместе с термальными водами, дегидратированными из океанской коры,

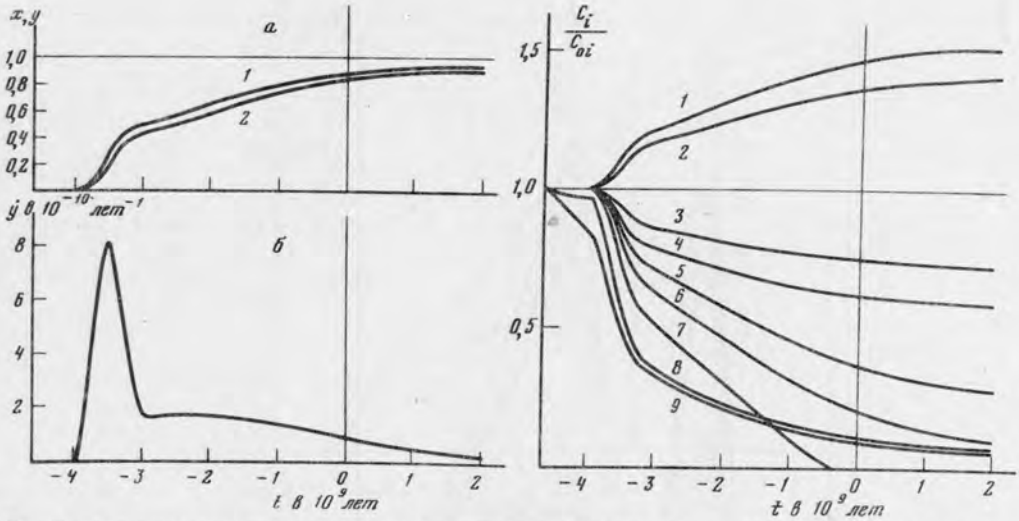


Рис. 1. *а* — зависимость от времени эволюционного параметра Земли (*1*) и тектонического параметра (*2*); *б* — зависимость от времени тектонической активности Земли

Рис. 2. Эволюция химического состава мантии (в относительных содержаниях компонент)
1 — SiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO; *2* — Na_2O; *3* — K_2O; *4* — H_2O; *5* — FeO + Fe_2O_3; *6* — Au, Cu; сульфиды и другие сидерофильные элементы; *7* — Fe; *8* — Th; *9* — U

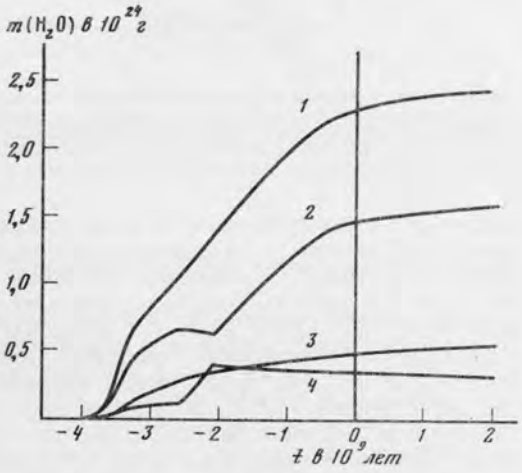


Рис. 3. Зависимость массы воды в гидросфере и земной коре от времени накопления: *1* — суммарная масса дегазированной из мантии воды, *2* — масса воды в гидросфере, *3* — масса поровой и связанной воды в континентальной коре, *4* — масса воды в океанской коре

в континентальную кору в больших количествах переносились не только рудные элементы (Fe, U, Th, Au, Pb, Li, Rb, редкие земли и другие рассеянные элементы), но и такие литофильные соединения, как SiO_2, Al_2O_3, Na_2O и K_2O. Увеличение выноса кремнезема, глинозема и щелочей в раннем протерозое привело к резкой активизации процессов гранитообразования, столь характерных для этой уникальной эпохи гранитизации. При этом бóльшая скорость выноса калия по сравнению со скоростью выноса кремнезема и глинозема обусловила интенсивное проявление калиевого метасоматоза. В это же время впервые в истории Земли широкое развитие получили пегматитовая минерализация, сульфидное и гидротермальное рудообразование.

Известно [27], что гидротермальная деятельность играла исключительно важную роль в формировании сиалического "слоя" континентальной коры и сосредоточенных в ней залежей полезных ископаемых. Рассматриваемая теория позволяет нам количественно описать и этот важный геологический процесс. Современную скорость де-

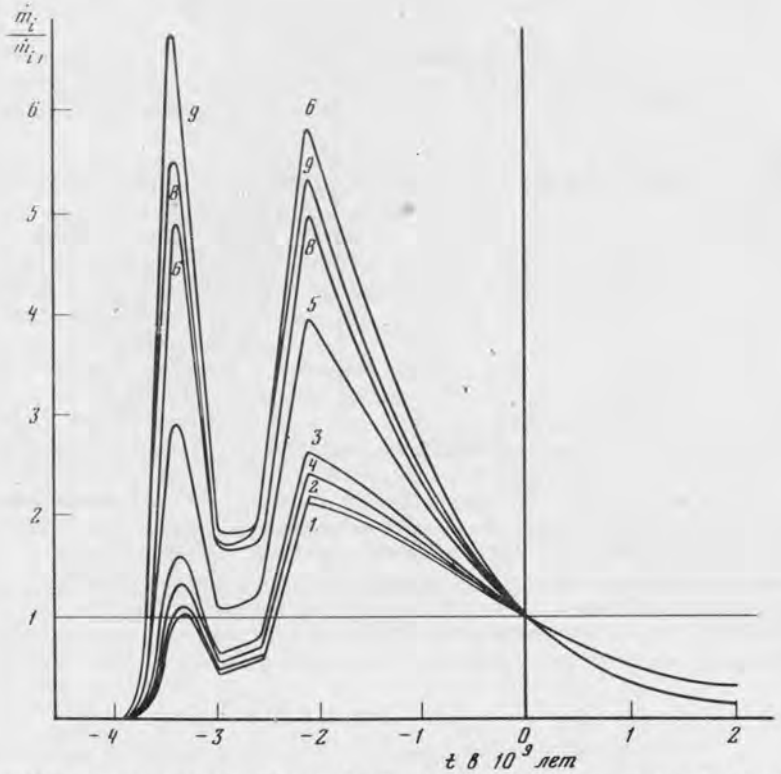


Рис. 4. Относительная скорость выноса породообразующих окислов и рудных элементов из океанской коры в континентальную (за единицу принимается скорость выноса этих компонент в настоящее время). Нумерация кривых соответствует рис. 2

гидратации океанской коры в зонах поддвига плит легко удается определить по независимым данным — по средней скорости образования океанской коры и по концентрации в ней воды. Оказывается, что сейчас через зоны поддвига плит ежегодно фильтруется от 2,5 до 3 км^3/год воды. Всего же за время жизни Земли через эти зоны прошло около $1{,}4 \cdot 10^{25}$ г воды (14 млрд. км^3), или примерно в 10 раз больше, чем ее содержится в современной гидросфере (около $14{,}6 \cdot 10^{23}$ г). Следовательно, за геологическую историю Земли вода гидросферы многократно профильтровывалась через зоны поддвига плит, частично фиксируясь в континентальной коре ($3{,}11 \cdot 10^{23}$ г связанной воды), но в большей своей части вновь поступая в гидросферу и океанскую кору. Максимум гидротермальной активности зон поддвига литосферных плит наблюдался в раннем протерозое около $2{,}1 \cdot 10^9$ лет назад — в то время ежегодно в этих зонах выделялось около $6{,}6 \cdot 10^{15}$ г (6,6 км^3) воды (см. кривую 3 на рис. 5, *а*).

Очень интересно поведение железа в земной коре. Как уже отмечалось, в докембрийской мантии в заметных количествах содержалось свободное железо. В рифтовых зонах Земли оно вместе с мантийными породами поднималось на поверхность, жадно поглощая при этом весь тот кислород, который к этому времени успевали выработать синезеленые водоросли и другие кислородвыделяющие микроорганизмы докембрия, а также кислород, освобождающийся в верхних слоях атмосферы за счет диссоциации воды жестким излучением Солнца. В условиях безкислородной атмосферы железо, реагируя с водой и углекислым газом, переходило в растворимые формы бикарбоната и двухвалентной гидроокиси. Вымываясь из рифтовых зон и базальтового слоя океанской коры, растворимые соединения железа поступали в гидросферу и на мелководья, где железо осаждалось в виде сидерита или окислялось микроорганизмами до гематита и магнетита. Одновременно из океанской коры выносился и кремнезем, освобождающийся, например, при гидратации пироксенов, что приводи-

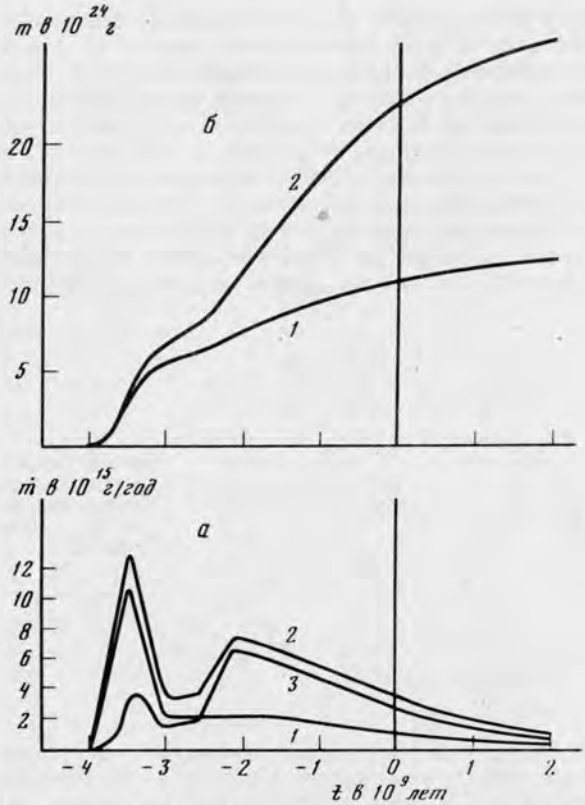


Рис. 5. *а* — зависимость от времени скорости образования континентальной коры (2), скорости накопления базальтовой компоненты в коре (1) и скорости дегидратации океанской коры в зонах поддвига литосферных плит (3); *б* — изменение со временем суммарной массы континентальной коры (2) и ее базальтовой компоненты (1)

ло к парагенезису железа и кремнезема в отложениях докембрийских джеспилитовых железорудных формаций.

На условия образования железорудных формаций исключительно сильное влияние оказали этапы развития океанов. В архее, как уже отмечалось, срединно-океанские хребты возвышались над уровнем океанов, поэтому железо из них тогда не могло выноситься в больших количествах в гидросферу и далее в осадок. В те далекие времена единый Мировой океан еще не успел сформироваться, но уже возникли отдельные морские и субокеанские бассейны, образовавшиеся за счет заполнения водой изолированных впадин. Среди таких впадин, как и теперь, должны были существовать задуговые бассейны с расположенными в них вторичными рифтовыми зонами. Именно в таких заполненных водой задуговых бассейнах, по-видимому, и отлагались древнейшие железистые осадки. Об этом, в частности, говорит и обычная ассоциация архейских железорудных формаций (киватинского типа) с осадочно-вулканогенными комплексами [28] островодужного типа и локальное развитие этих формаций в пределах отдельных замкнутых бассейнов, размеры которых обычно не превышали нескольких сотен километров [29].

После перекрытия поверхностью океана гребней срединно-океанских хребтов в раннем протерозое условия отложений железо-кремнистых осадков резко изменились. Связано это с тем, что в раннем протерозое уже возник единый Мировой океан и железо вместе с кремнеземом в его воды стало поступать из главного источника — из рифтовых зон срединно-океанских хребтов. Скорость выноса железа и кремнезема из океанской коры в воду древних морей и океанов можно описывать выражением (3). Скорость же выпадения кремнезема (и карбонатов) из океанской воды в осадок, как из-

вестно, главным образом зависит от интенсивности развития жизни в океане [30], а в докембрии это должно было относиться и к железу [31]. Благодаря безкислородной атмосфере докембрия в большинстве морей и океанов того времени, по-видимому, господствовали восстановительные условия сероводородного заражения. Поэтому железо в осадках открытых океанов и морей докембрия могло осаждаться только в форме сульфидов и сидерита. После опускания океанского дна в мантию под древними зонами поддвига плит это железо частично переносилось в континентальную кору, но в бо́льшей своей части вновь уходило в мантию. На мелководьях же в условиях хорошей аэрации в обилии мог развиваться фитопланктон и другие фотосинтезирующие микроорганизмы, поглощающие из воды кремнезем и окисляющие железо до трехвалентного состояния. Поскольку мы делаем лишь грубую оценку, то можем принять,

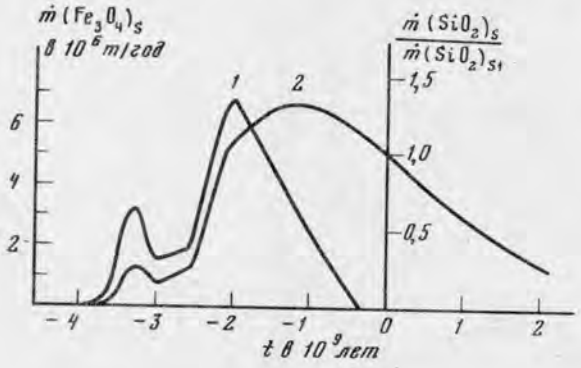


Рис. 6. Средняя скорость накопления железа (в пересчете на Fe_3O_4) в железорудных формациях (1) и относительная скорость осаждения кремнезема (2)

что площадь всех мелководий докембрия возрастала со временем пропорционально увеличению площади самих континентов. Мощность континентальной коры со временем менялась сравнительно мало, следовательно, в первом приближении площадь континентов увеличивалась пропорционально их массе m_{kk}. В этом случае скорость накопления окислов железа и кремнезема в осадках континентальных окраин можно описать зависимостью, аналогичной выражению (3):

$$\dot{m}_{iS} = \alpha_{iS} C_i m_w \dot{y} |m_{kk}|, \qquad (17)$$

где индекс "S" указывает на процесс седиментации, а зависимость массы континентальной коры от времени приведена на рис. 5, *б*.

Принимая, что суммарная масса железорудных формаций всех континентов примерно равна 10^{16} т, по выражению (17) удалось оценить скорость накопления окислов железа (в форме Fe_3O_4) в осадках окраин докембрийских континентов. Результаты расчета изображены кривой 1 на рис. 6. На этом же рисунке (кривая 2) приведена аналогичная кривая, отображающая относительную скорость накопления в осадках кремнезема.

Как видно из результатов расчета, скорость накопления джеспилитовых осадков характеризовалась двумя максимумами: меньшим в раннем архее и значительно большим — в раннем протерозое. В соответствии с этим становится понятным, почему главнейшие железорудные образования мира, такие, например, как месторождения Кривого Рога и Курской магнитной аномалии в СССР, оз. Верхнего в Северной Америке, Хамерсли в Австралии и т.д. приурочены именно к раннему протерозою, т.е. ко времени возникновения единого Мирового океана и перекрытия его поверхностью рифтовых зон срединно-океанских хребтов. Приведенные расчеты показывают также, что около 2 млрд. лет назад скорость осаждения железа (в пересчете на Fe_3O_4) могла достигать $6 \cdot 10^6$ т/год, хотя сама скорость выноса железа из рифтовых зон того времени должна была значительно превышать это значение.

Сравнивая составы континентальной и океанской коры, удается также найти и значения коэффициентов подвижности элементов. Так, по составу континентальной коры, определенному А.Б. Роновым и А.А. Ярошевским [23], и среднему составу океанской коры, соответствующему океанским лерцолитам [21], нами были рассчитаны

Таблица 1

Эволюция состава мантии

Окисел, элемент	Состав современной мантии, %	Состав первичной мантии, %	Окисел, элемент	Состав современной мантии, %	Состав первичной мантии, %
SiO_2	45,7	31,11	Na_2O	0,216	0,158
TiO_2	0,2	0,14	K_2O	0,014	0,019
Al_2O_3	3,7	2,56	Cr_2O_3	0,4	0,27
Fe_2O_3 + FeO	8,7	23,81	NiO	0,1	0,07
MnO	0,1	0,07	FeS	—	0,55
MgO	38,4	26,14	Fe	—	13,21
CaO	2,3	1,57	Ni	—	0,2
			Остальные элементы	0,17	0,123

Таблица 2

Коэффициенты подвижности и скорости накопления элементов в континентальной коре

Окисел, элемент	m_{i1}, 10^{24} г	C_i	α_i	γ_i	m_{i1}, т/год
SiO_2	7,157	0,457	1,20	0,550	$1,5 \cdot 10^9$
TiO_2	0,067	0,002	2,57	0,005	$1,4 \cdot 10^7$
Al_2O_3	1,719	0,037	3,57	0,132	$3,6 \cdot 10^8$
Fe_2O_3	0,248	0,082	0,32	0,027	$7,3 \cdot 10^7$
FeO	0,329				
MnO	0,012	0,001	0,55	0,001	$1,5 \cdot 10^6$
MgO	0,272	0,384	0,05	0,021	$5,7 \cdot 10^7$
CaO	0,597	0,023	2,00	0,046	$1,3 \cdot 10^8$
Na_2O	0,327	$2,16 \cdot 10^{-3}$	11,4	0,025	$6,7 \cdot 10^7$
K_2O	0,359	$1,16 \cdot 10^{-4}$	200,0	0,023	$6,3 \cdot 10^7$
Остальные элементы	0,493	—	—	0,044	$1,2 \cdot 10^8$
Сиалический слой	11,58	—	—	0,874	$2,4 \cdot 10^9$
Базальтовый слой	10,91	—	—	—	$1,0 \cdot 10^9$
Континентальная кора	22,49	—	—	—	$3,4 \cdot 10^9$
Th	$1,36 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-9}$	1410,0	$4,79 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^4$
U	$3,46 \cdot 10^{-5}$	$1,66 \cdot 10^{-9}$	685,0	$1,14 \cdot 10^{-6}$	$3,1 \cdot 10^3$

коэффициенты подвижности главных породообразующих окислов [5]:

$$\alpha_i = m_{i1} / \int_{t_0}^{t_1} m_w C_i \dot{y}\, dt, \tag{18}$$

где m_{i1} — масса i-го элемента или окисла в осадочно-гранитном "слое" континентальной коры. Аналогичным путем удалось рассчитать и коэффициенты переноса соединений и элементов γ_i, показывающие, какая масса этих компонентов в единицу времени переносится из океанской коры в континентальную вместе с единицей массы воды [6]:

$$\gamma_i = \dot{m}_i / \dot{m}_w = \alpha_i C_i. \tag{19}$$

Коэффициенты подвижности α_i, а также современные значения коэффициентов переноса γ_{i1} и скоростей $\dot{m}_{i1}$ привноса главных породообразующих окислов в сиалический "слой" континентальной коры, рассчитанные по формулам (19), (20) и (3), приведены в табл. 2 (при расчете α_i, γ_{i1} и m_{i1} для *U* и *Th* использовались значения их концентрации в мантии и коре, приведенные в монографии [1]).

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РОСТА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Базальтовая составляющая m_β континентальной коры, как следует из выражений (1) и (2), увеличивается со временем пропорционально тектоническому параметру Земли y. Для нахождения скорости роста сиалической составляющей коры $\dot{m}_\gamma$ необходимо просуммировать значения скоростей $\dot{m}_i$ выноса всех породообразующих окислов из океанской коры в континентальную. На рис. 5, *а* приведена рассчитанная таким путем суммарная скорость роста континентов $(\dot{m}_\beta + \dot{m}_\gamma)$, а на рис. 5, *б* — зависимость массы континентальной коры от времени. Как видно из этих рисунков, максимальная скорость роста континентальной коры наблюдалась в раннем архее около 3,5 млрд. лет назад и происходила тогда в основном за счет прироста базальтовой составляющей коры. Второй максимум, уже обусловленный приростом только сиалической части коры, наблюдался в раннем протерозое около 2,1 млрд. лет назад. С тех пор скорость роста континентов уменьшилась примерно в два раза и в настоящее время она близка к $3{,}4 \cdot 10^{15}$ г/год. Бóльшая часть континентальной коры (около 90%) образовалась в докембрии: 36% — в архее и примерно 50% — до 2 млрд. лет назад.

Очень показательна картина геохимической эволюции континентальной коры. Теоретически получается, что в раннем архее бóльшая часть коры состояла из базальтов. В позднем архее уже сформировался сиалический "слой", составлявший, однако, не более 25% от общей массы коры того времени. Масса сиалической компоненты коры резко увеличилась в раннем протерозое. В дальнейшем рост сиалической составляющей также происходил быстрее, чем базальтовой, и к настоящему времени, судя по данным А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [23], осадочно-гранитный "слой" превышает 50% массы континентальной коры. Если принять, что базальтовая компонента коры соответствует среднему составу континентальных базальтов, то окажется, что в процессе эволюции континентальная кора в целом заметно обогащалась кремнеземом, калием, литофильными элементами и постепенно обеднялась титаном, железом, марганцем и кальцием при относительно стабильном содержании алюминия и натрия [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика М.: Наука, 1979. 416 с. (Океанология).
2. *Монин А.С.* История Земли Л.: Наука, 1977. 228 с.
3. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
4. *Ушаков С.А.* Физика Земли. Т. 1. Строение и развитие Земли. ВИНИТИ, 1974. М.: 270 с.
5. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Эволюция океанов и металлогения докембрия. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 6, с. 1453–1457.
6. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Эволюция океанов и континентов. — Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 4 с. 945–949.
7. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Развитие океанов и геохимическая эволюция континентов. — Вестн. АН СССР, 1983, № 6, с. 99–110.
8. *Сафонов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
9. *Гаст П.В.* Химический состав Земли, Луны и хондритовых метеоритов. — В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975, с. 23–41.
10. *Сорохтин О.Г.* Содержание в Земле радиоактивных элементов и радиогенная энергия. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977, с. 7–27.
11. *Gast P.W.* Upper mantle chemistry and evolution of the Earth's crust. — In: The History of the Earth's Crust/Ed. R.A. Phiney, 15–27. Prinston University Press, 1968.
12. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Тепловая эволюция Земли при объемном механизме дифференциации ее недр. — Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 1, с. 63–67.
13. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Об объемной гравитационной дифференциации Земли. — Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 5, с. 1076–1079.
14. *Кеонджян В.П., Монин А.С.* Модель гравитационной дифференциации недр планет. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 4.
15. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Эволюция Земли при объемной дифференциации ее недр. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 3, с. 572–575.
16. *Elsasser W.M.* Early history of the Earth. In: J. Geiss and E. Goldberg (eds), "Earth Science and Meteoritics", pp 1–30, North–Holland, Amsterdam, 1963.
17. *Витязев А.В.* Неизотермическая неустойчивость процесса гравитационной дифференциации в недрах Земли. Сыктывкар; Москва: Коми фил. АН СССР, 1974. 20 с.
18. *Moorbath S.* et al. Early Precambrian age for the Isua iron–formation, West Greenland. — Natyre, 1973, v. 245.
19. *Наймарк Л.М., Сорохтин О.Г.* Энергия гравитационной дифференциации Земли. — В кн.: Тектоника литосферных плит.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977, с. 42–56.
20. *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск. Наука, 1980. 268 с.
21. *Дмитриев Л.В.* К вопросу о происхождении ультраосновных пород Индоокеанского хребта. — Геохимия, 1969, № 10.

22. *Наймарк Л.М., Сорохтин О.Г.* Распределение плотности в модели Земли с лерцолитовым составом мантии и окисно-железным ядром. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977, с. 28—41.
23. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11, с. 1285—1309.
24. *Альтшулер Л.В., Шарипджанов И.П.* О распределении железа в Земле и ее химической дифференциации. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 4, с. 3—16.
25. *Сорохтин О.Г.* Возможные физико-химические процессы образования ядра Земли. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 6, с. 1327—1330.
26. *Тугаринов А.И., Войткевич Г.В.* Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970.
27. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968.
28. *Войткевич Г.В., Лебедько Г.И.* Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М.: Недра, 1975.
29. *Гудвин А.М.* Архейские железорудные формации и тектонические бассейны Канадского щита. — В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975, с. 9—34.
30. *Лисицын А.П., Виноградов М.Е.* Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков: Образование и распределение биогенных осадков. — Изв. АН СССР. Сер. 4, Геология, 1982, № 4, с. 5—24.
31. *Ла-Берж Дж.Л.* О биогенном происхождении докембрийских железорудных формаций. — В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975, с. 248—262.

УДК 551.24:551.70

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОКЕАНЫ: ПОПЫТКА АБСОЛЮТНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Л.П. ЗОНЕНШАЙН

Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, Москва, СССР

М.И. КУЗЬМИН

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск, СССР

М.В. КОНОНОВ, А.М. ГОРОДНИЦКИЙ

Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, Москва, СССР

За последнее десятилетие выполнена целая серия реконструкций расположения континентов и океанов для палеозоя [1—9]. При составлении некоторых из них использовались только палеомагнитные данные, для других привлекались палеоклиматические и геологические материалы. Все эти реконструкции дают сравнительно точное широтное положение континентов, но не позволяют определять долготную составляющую дрейфа континентов. Из-за этого невозможно оценить ни истинную ширину палеозойских океанов (как это делается для мезозоя и кайнозоя, для которых привлекаются материалы по кинематики плит), ни истинные движения плит. Известно, что пока единственным критерием абсолютного движения являются следы прохождения плит над "горячими точками" [10, 11]. Уже первые реконструкции абсолютного движения плит с учетом траекторий "горячих точек" для кайнозоя и позднего мезозоя показали их хорошие совпадения с данными по кинематике плит и палеомагматизму [11]. В настоящее время рассчитаны абсолютные движения главных плит Земли до 100 млн. лет [12], для Африки до 130—150 млн. лет [13] и даже до 200 млн. лет [14, 15].

ДАННЫЕ ПО АБСОЛЮТНОМУ ДВИЖЕНИЮ ПЛИТ В ПАЛЕОЗОЕ И РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

Данные по палеозойскому внутриплитовому магматизму, связанному с "горячими точками", ограничены. Следы его отмечаются практически на всех континентах (рис. 1). Однако в редких случаях магматические проявления группируются в протяженные пояса, внутри которых происходит закономерная смена возраста магма-



Рис. 1. Карта использованного фактического материала

Заштрихованы — поля внутриплитового магматизма; треугольники — изолированные проявления внутриплитового магматизма. Подчеркнутые цифры — взраст магматизма в млн. лет. На карту нанесены все палеозойские проявления внутриплитового магматизма и мезозойские проявления, которые использованы для реконструкций. Прерывистая линия ограничивает Евразиатские пояса внутриплитового магматизма, которые использованы как следы горячих точек: I — Монгольский, II — Южно-Сибирский и III — Балтийский пояса внутриплитового магматизма. *1* — Минусинско-Саянская провинция, *2* — Северо-Байкальская провинция, *3* — Кольская провинция, *4* — провинция грабена Осло, *5* — провинция Фемарн-Узедон

Сплошные линии, соединяющие залитые точки, показывают траектории кажущейся миграции полюсов Гондваны (по отношению к Африке), Сибири, Европы и Америки. Цифры у точек — возраст соответствующих полюсов

тизма по простиранию. Таких поясов пока удается наметить только три, они расположены внутри Евразии: Монгольский, Южно-Сибирский и Балтийский.

Монгольский пояс внутриплитового магматизма протягивается в виде дугообразной субширотной полосы от Монгольского Алтая на западе через Монголию до Восточного Забайкалья и Большого Хингана на востоке. Его длина составляет около 2000 км при ширине 600 км. Возможно, он состоит из двух самостоятельных параллельных поясов, каждый из которых связан со своей горячей точкой. Возраст магматизма с запада на восток изменяется от ранней перми до границы юры и мела, т.е. от 280 до 130 млн. лет. Пояс сложен в основном щелочными породами. К нему отно-

сятся пермские щелочные интрузии и вулканиты южной Гоби, юрские щелочные лавы и карбонатиты Центральной Монголии, пермские и триасово-юрские вулканиты так называемого Селенгинского пояса, позднеюрские-раннемеловые базальты и риолиты Восточной Монголии (цаганцабская свита), Восточного Забайкалья (шадоронская серия) и Большого Хингана [16–18]. Если Монгольский пояс принять за след движения Евразии над "горячей точкой", то это означает движение данной части материка с востока на запад с 280 до 130 млн. лет примерно на 2000 км со скоростью 1,3 см/год. Так как Сибирь в течение большого промежутка этого времени была частью Лавразии, а с 280 до 180 млн. лет входила в Пангею, то движение Сибири может быть распространено практически на все континенты.

Южно-Сибирский пояс состоит из двух разобщенных провинций – Минусинско-Саянской и Северо-Байкальской, между которыми известны редкие массивы щелочных пород и карбонатитов. В целом пояс имеет форму сильно изогнутой дуги, вытянутой от Минусинской котловины на западе до Патомского нагорья на востоке. Возраст пород Минусинско-Саянской провинции ранне-среднедевонский (400–380 млн. лет), а Северо-Байкальской – раннекаменноугольный (340–320 млн. лет). Возможным продолжением Южно-Сибирского пояса являются позднекаменноугольные щелочные породы Алданского щита (В.М. Моралев, устное сообщение, 1983). В Минусинско-Саянской провинции внутриплитовому магматизму принадлежат бимодальная вулканическая серия, щелочные и ультращелочные интрузии Восточного Саяна, а в Северо-Байкальской провинции известны только многочисленные щелочные и ультращелочные массивы [18–21]. Длина Южно-Сибирского пояса 1700–1800 км, ширина 400 км. Пояс фиксирует вращение Сибири против часовой стрелки с 400 до 320 млн. лет со средней линейной скоростью в районе Южной Сибири 2,1–2,2 см/год.

Три провинции внутриплитового магматизма северо-западной окраины Европы можно объединить в Балтийский пояс: Кольскую провинцию щелочных и ультращелочных пород (Хибинский, Ловозерский и др. массивы) с возрастом 365–350 млн. лет (Л.Н. Когарко, устное сообщение, 1983); провинцию щелочных интрузий и вулканитов грабена Осло (260–290 млн. лет) и пермскую вулканическую провинцию Фемарн–Узедом. Пояс ориентирован в северо-восток–юго-западном направлении, его длина составляет примерно 2 000 км. Он фиксирует движение Европы, а вместе с ней и Северной Америки, поскольку оба континента в это время были едины, с 365 до 280 млн. лет в направлении с юго-запада на северо-восток со скоростью 2,4 см/год.

К сожалению, все три рассмотренных пояса внутриплитового магматизма единичны. Только по их ориентировке невозможно вычислить параметры движения континентов на земной сфере, так как нет других одновозрастных поясов, простирание которых можно было бы использовать в качестве дуг малых окружностей для расчета полюсов вращения плит. В связи с этим в качестве таких дополнительных дуг были использованы соответствующие по возрасту траектории кажущейся миграции полюсов для Сибири и Европы (см. рис. 1). Палеомагнитные данные по Европе заимствованы из работы Э. Ирвинга [22], для Сибири – работы А.Н. Храмова [9]. На рис. 1 хорошо видно, что направления движения континентов по палеомагнитным данным и по горячим точкам совпадают.

Совместное использование пар дуг: одной – следа движения над горячей точкой, другой – соответствующего по времени отрезка траектории кажущейся миграции полюса – позволяют в первом приближении рассчитать положения полюсов вращения и углов поворота для Сибири со 130 до 280 млн. лет и с 320 до 400 млн. лет, а для Европы с 280 до 365 млн. лет (табл. 1). Эти параметры были использованы для составления позднепалеозойских и раннемезозойских реконструкций. Положение континентов на время 130 млн. лет назад было взято, исходя из параметров абсолютного движения Африки по горячим точкам [13] за последние 150 млн. лет (см. табл. 1).

Палеомагнитные полюса перми для Европы и Сибири не совпадают. Это свидетельствует о взаимном движении этих континентов с перми по триас, что соответствует их столкновению вдоль Урала и Иртыш-Зайсанской зоны, закончившемуся в раннем триасе. Мы учли это движение на реконструкциях (полюс определен условно) (табл. 1). Движения всех континентов до 400 млн. лет, движение Гондваны до столкновения с Лавразией (до 280 млн. лет) и движение Сибири между 280 и 320 млн. лет никак не отражено в траекториях горячих точек. Поэтому для восстановления движения

Таблица 1

Параметры абсолютного движения континентов в палеозое и раннем мезозое, рассчитанные по следам горячих точек и траекториям кажущейся миграции полюсов, град.

Время, млн. л	Сибирь			Европа			Северная Америка			Гондвана (по отношению к Африке)		
	φ	λ	ω	φ	λ	ω	φ	λ	ω	φ	λ	ω
0–130*	20,2	73,1	– 19,9	20,2	73,1	– 19,9	52,8	57,8	+ 40,7	29,3	– 35,7	34,5
130–170**	70	64,6	– 19,2	Вместе с Сибирью						Вместе с Сибирью, с поправкой на относительные движения		
170–260				"								
170–280**	54	104	– 57									
260–280				70	–120	13	Вместе с Европой					
280–320	–22	72	– 20									
280–340										–56,5	21,5	47
280–365**				*22	50	– 21	Вместе с Европой					
320–400**	70	105	– 45									
365–400				Вместе с Северной Америкой								
340–420										14	47	–78
400–420	26	38	– 29									
365–465							58	–106	60			
420–480										25	72	–39
465–520							36	–114	–38			
480–520										37,5	– 16	–25
420–520	45	–176	46									

* Параметры абсолютных движений континентов для этого времени рассчитаны по следам движения Африки над "горячими точками" [13].

** Параметры движения континентов рассчитаны с совместным использованием данных по горячим точкам и траекториям кажущейся миграции полюсов; в остальных случаях только по траекториям кажущейся миграции полюсов. φ – северная широта, λ – восточная долгота полюса вращения, ω – угол поворота; + – вращение против часовой стрелки. Направление движения дается от молодого положения континента к древнему.

континентов в эти интервалы приходилось использовать только палеомагнитные данные. На рис. 1 нанесены траектории кажущегося движения полюсов для Гондваны, пересчитанные к Африке [23], Северной Америке [7, 9] и Сибири [9]. Учитывая дугообразную форму траекторий кажущейся миграции полюсов, можно приблизительно определить положение центров вращения для отдельных, имеющих одинаковую кривизну отрезков этих траекторий. Эти точки будут отвечать полюсам вращения континентов в соответствующие интервалы времени. Полученные данные приведены в табл. 1. На реконструкциях учтено смещение Гондваны относительно Лавразии по часовой стрелке на 20° между триасом и пермью для совмещения палеомагнитных полюсов этих континентов (Пангея А2, 24).

Результаты вычислений

Исходя из данных табл. 1, были вычислены параметры конечных перемещений континентов для шести моментов времени через 60 млн. лет: 220, 280, 340, 400, 460 и 520 млн. лет (табл. 2). Полученные реконструкции приведены на рисунках 2, *A*–*E*. На них показано не только широтное, но и долготное положение континентов, и тем самым восстановлен "истинный" путь их перемещния. Долготное положение Европы древнее 400 млн. лет установлено в значительной мере условно из-за недостатка данных. Для восстановления положения Китая и Казахстана использованы немногочисленные палеомагнитные данные [9], долготное положение этих континентов дано произвольно.

Точность выполненных реконструкций вряд ли является очень высокой; чем глубже во времени, тем она, естественно, меньше. Оценки показывают, что для позднего палеозоя и раннего мезозоя точность составляет примерно 20% как по величине, так и по направлению вектора перемещения, а для раннего палеозоя ошибки возрастают до 30%.

Таблица 2

Параметры вращения континентов для абсолютных реконструкций, град.

Время, млн. лет	Сибирь			Европа		
	φ	λ	ω	φ	λ	ω
0–220	53,1	76,9	59,7	53,1	76,9	59,7
0–280	57	84	90	50,4	91,7	82,4
0–340	47,5	92,3	105,4	43,9	92,1	93,8
0–400	52,4	84,4	136,9	31,6	97	96,6
0–460	34,5	89,2	152			
0–520	22,3	95,5	143			

Примечание. φ — северная широта, λ — восточная долгота полюса вращения, ω — угол поворота против часовой стрелки.

Таблица 2 (окончание)

Время, млн. лет	Северная Америка			Гондвана (по отношению к Африке)		
	φ	λ	ω	φ	λ	ω
0–220	64,7	64,4	85,7	23,8	145,6	39,9
0–280	59,2	78,5	108,4	36,4	164	75
0–340	52,4	78,4	116,7	50,8	164,7	117
0–400	43,9	86,2	115,5	28,3	130,6	120,5
0–460	26,5	107	111,5	12	116	144
0–520	47,4	94,4	105	3	102,5	143

ХАРАКТЕРИСТИКА РЕКОНСТРУКЦИЙ

Кембрий, 520 млн. лет (рис. 2, *А*). На большинстве опубликованных реконструкций для кембрия континенты вытягиваются в единую полосу, протягивающуюся вдоль всего экватора примерно в такой последовательности: Северная Америка, Европа, Сибирь, Китай, Восточная Гондвана (Австралия, Антарктида). На предлагаемой реконструкции (рис. 2) видны существенные отличия. Во-первых, порядок континентов иной: Северная Америка, Сибирь, Европа, Восточная Гондвана. Во-вторых, континенты расположены значительно кучнее, чем рисовалось раньше, и занимают лишь половину экватора. Они составляют подобие Пангеи, но совсем с иной комбинацией Лавразийских континентов, чем для позднепалеозойской Пангеи. К нарисованной картине наиболее близка реконструкция А.Н. Храмова [9].

Для этого времени выделяется обширный Палео-Тихий океан, занимающий все западное полушарие и Арктическую область. В восточном полушарии было два океана — Палео-Атлантический и Азиатский. Палео-Атлантический, или океан Япетус, в соответствии с предлагаемой реконструкцией представлял собой часть Палео-Тихого океана, вдававшуюся с юга в глубь кембрийской Пангеи. Его ограничивали (с запада на восток) восток Северной Америки, север Сибири, северо-запад Европы и север Аравии и Африки. Ширина его между Африкой и Америкой составляла 6 000—7 000 км. Азиатский палеоокеан протягивался в широтном направлении в северной тропической зоне между южной (в современных координатах) окраиной Сибири и северной окраиной Китая. Западным его ограничением была Чукотка и Арктический архипелаг Канады, а восточным — Восточная Австралия. Ширина океана была не менее 3 000 км.

Ордовик, 460 млн. лет (рис. 2, *Б*). Между кембрием и ордовиком происходило крупное перемещение Сибирского континента на север на 1500 км со скоростью 2,5 см/год. Одновременно Северная Америка смещалась на юг на 2000 км со скоростью 3 см/год. В результате этих движений Палео-Атлантика приобрела удлиненную конфигурацию, и океан стал вытянутым в меридиональном направлении. Восточная Гондвана в это же время продвинулась на восток на 3000 км и возник новый меридиональный океан — Палео-Тетис. Краями его на западе были юг Европы, юго-запад Сибири, запад Китая и юг Казахстана, а на востоке — север Австралии, Индия и Аравия. В это время продолжал существовать Азиатский палеоокеан в виде широтной полосы, связывающей Палео-Тетис с восточной частью Палео-Тихого океана.

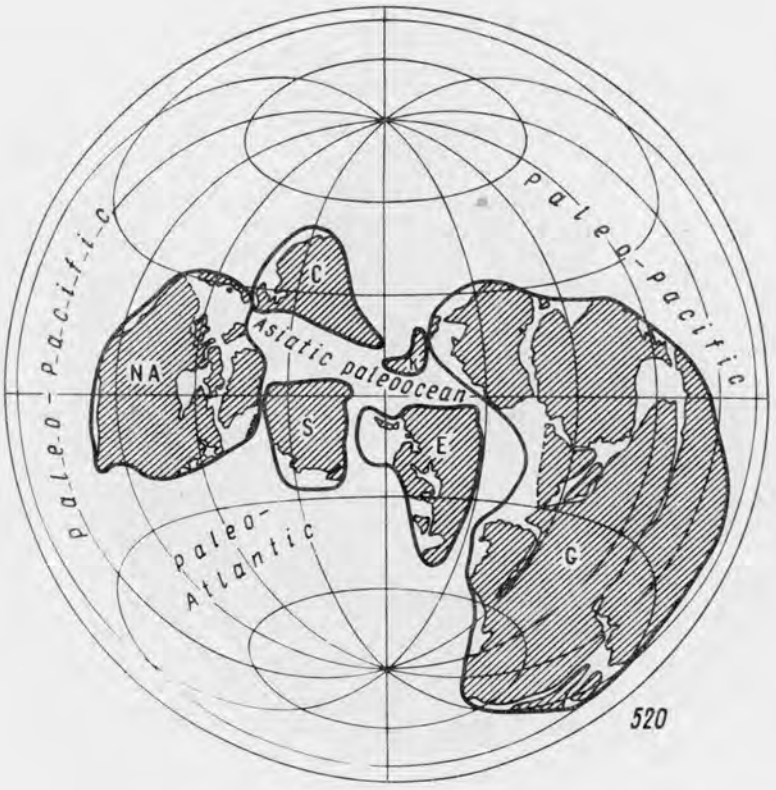
Девон, 400 млн. лет (рис. 2, *В*). С ордовика до девона произошло одно из самых крупных перемещений континентов, которое можно фиксировать в палеозое. Сибирь переместилась на 4000 км к северу (скорость перемещения составляла около 7 см/год). Одновременно Европа двигалась на запад в сторону Северной Америки и, как известно, перед девоном столкнулась с ней, образовав единый континент Еврамерику, Восточная Гондвана продолжала движение на восток.

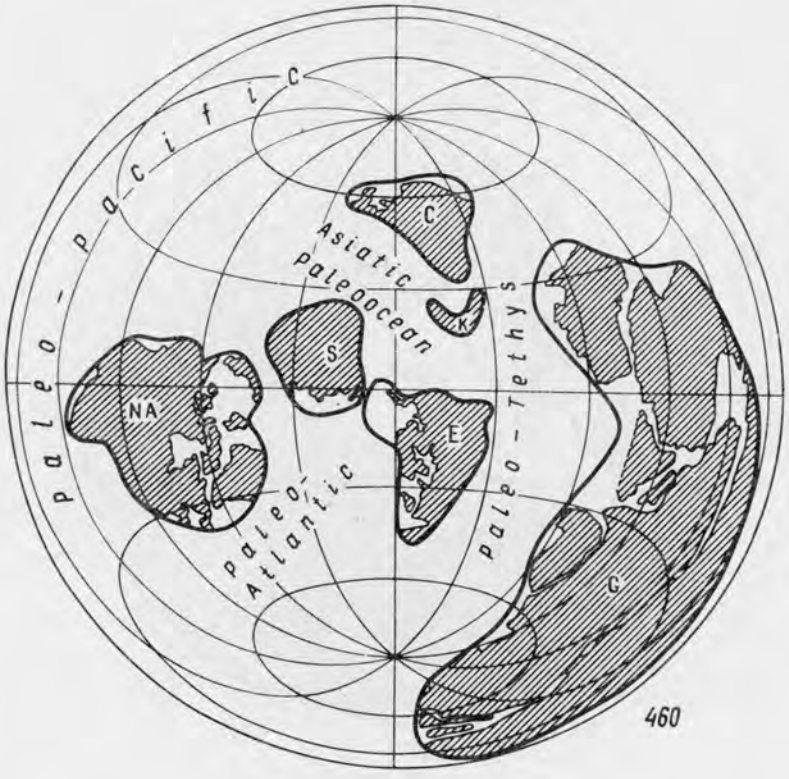
В это время кроме Палео-Тихого океана вырисовываются еще два океана. Наиболее крупный из них, шириной от 3000 до 6000 км, Палео-Тетис имел меридиональную ориентировку. На западе его ограничивала Еврамерика, на востоке — Северная Африка, Аравия, Индия и Австралия. В центре Палео-Тетиса располагались Китайский и Казахстанский континенты. От Палео-Тетиса на запад в сторону Палео-Тихого океана отходил Уральский палеоокеан. Его ширина в районе 75° восточной долготы была равна 2500 км. Южный его край совпадал с восточной окраиной Еврамерики, а северный — с современной северной окраиной Сибири от Северной Земли до Ямала.

Карбон, 340 млн. лет (рис. 2, *Г*). Относительное расположение континентов на рис. 2, *Г* близко к тому, каким оно рисовалось на предыдущих реконструкциях. В то же

→

Рис. 2. Абсолютные реконструкции палеозойских океанов. Проекция Ламберта с центром 0°, 90° в.д. Заштрихованы — современные континенты в пределах суши. Толстые линии — граница континентальной и океанической коры. G — Гондвана, E — Европа, S — Сибирь, C — Китай, K — Казахстан, NA — Северная Америка, EA — Евразия, LA — Лавразия. 2А — кембрий, 520 млн. лет; 2Б — ордовик, 460 млн. лет; 2В — девон, 400 млн. лет; 2Г — карбон, 340 млн. лет; 2Д — пермь, 280 млн. лет; 2Е — триас, 220 млн. лет


paleo-pacific
paleo-pacific
C
NA
Asiatic paleoocean
S
E
G
paleo-
Atlantic
520


paleo-pacific
C
Asiatic
paleoocean
K
S
NA
E
paleo-Tethys
paleo-
Atlantic
G
460

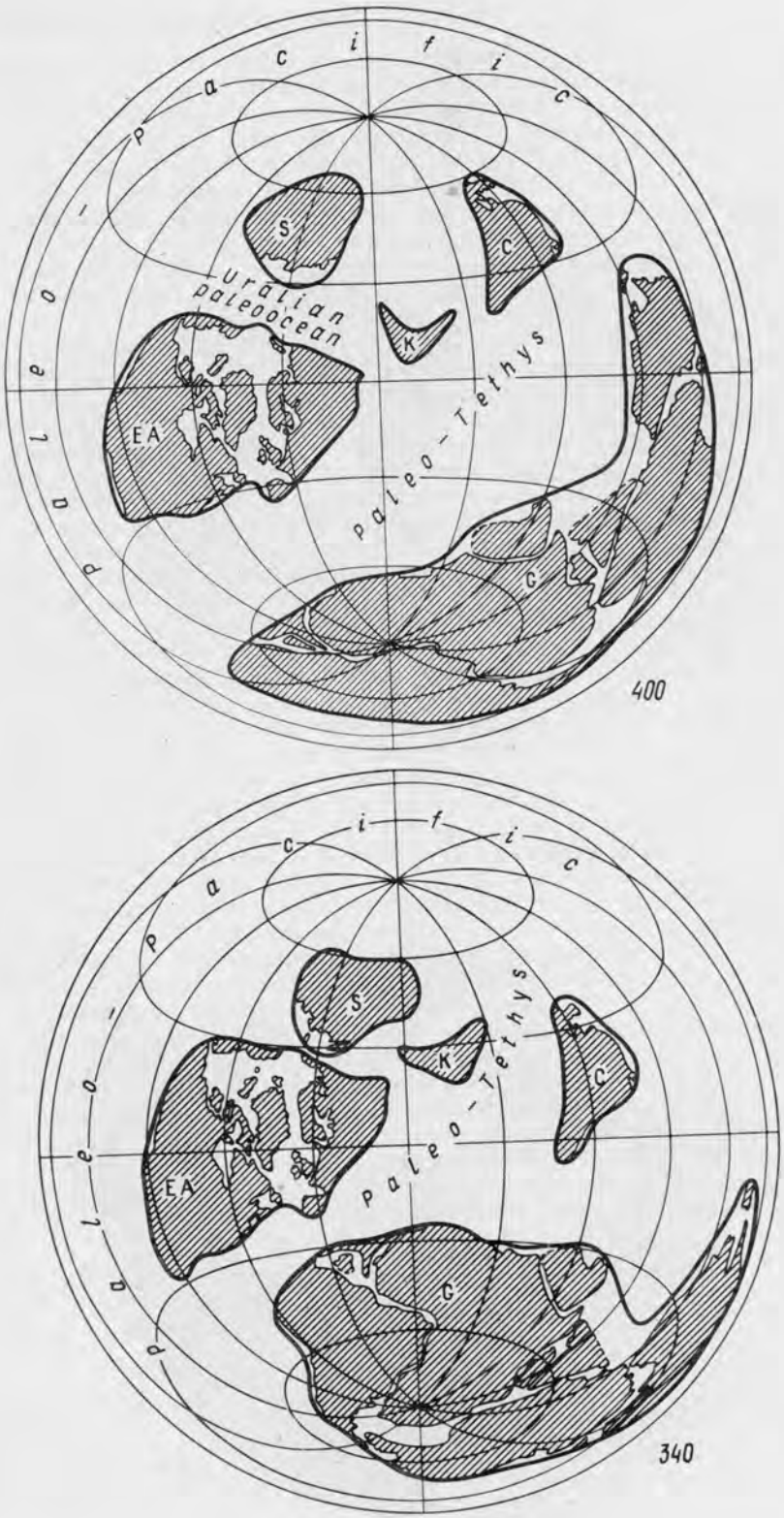


Рис. 2 (продолжение)

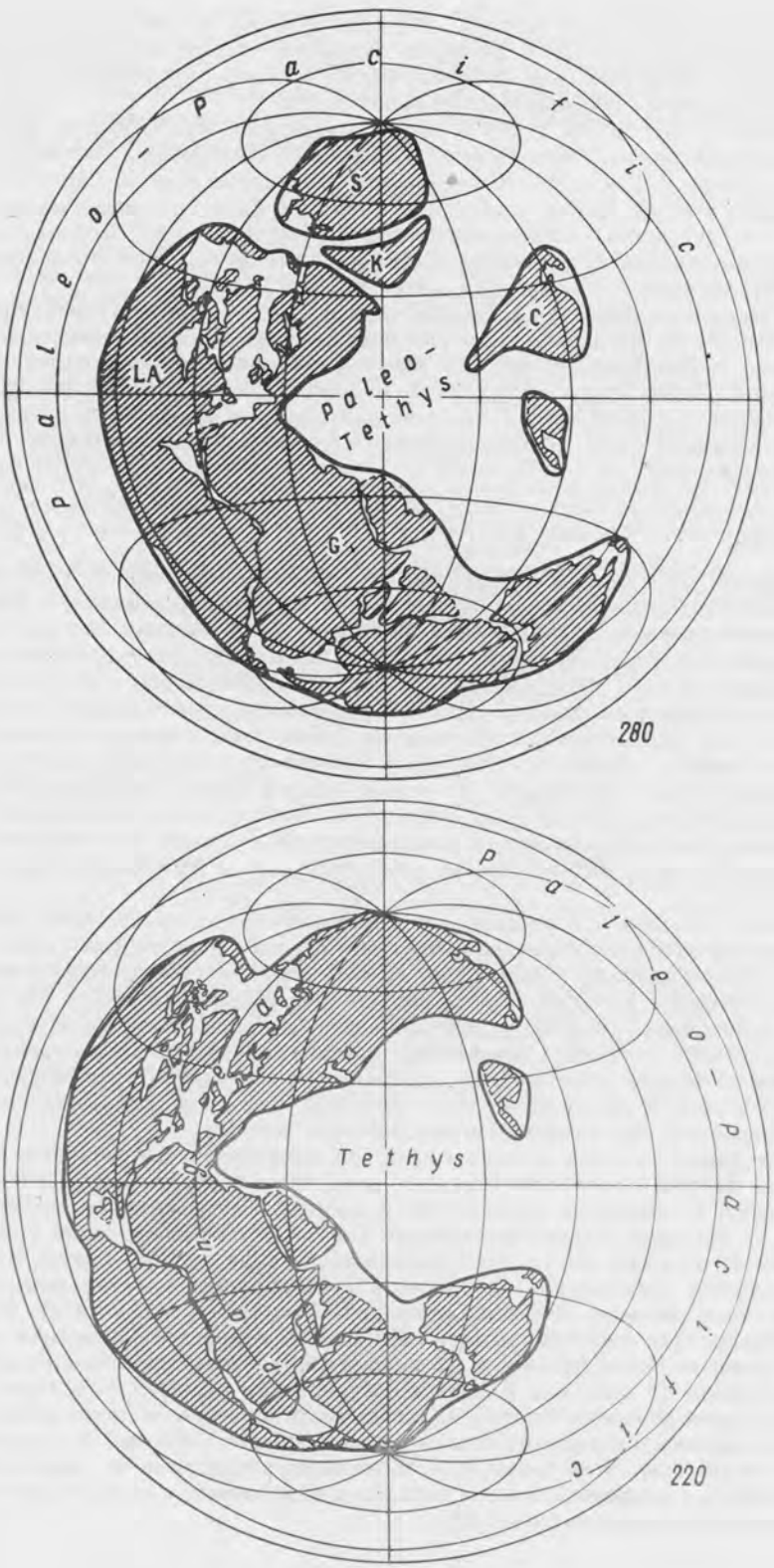


Рис. 2 (окончание)

время здесь уже проступают контуры будущей Пангеи: южная часть Палео-Тетиса закрылась, сильно сократился в размерах Уральский палеоокеан. Важно отметить, что все материки были смещены не менее чем на четверть окружности земного шара на восток по сравнению с современным их положением.

Пермь, 280 млн. лет (рис. 2, *Д*). В перми произошло, как известно, окончательное формирование Пангеи. На рисунке 2, *Д* показана компоновка континентов в соответствии с Пангеей 2, *А* [24]. В это время существовал единый Палео-Тихий океан, от которого в глубь Пангеи вдавался океан Палео-Тетис, разделенный Китайским континентом на две ветви — северо-восточную и экваториальную. Западный край Палео-Тетиса, образованный сочленением Европы, Северной Америки и Африки ("вершина" Тетиса), находился на экваторе в районе 60° в.д.

Триас, 220 млн. лет (рис. 2, *Е*). На этой реконструкции показана компоновка континентов в Пангею А, когда Гондвана уже повернута на 20° против часовой стрелки по отношению к Лавразии. Китайский континент столкнулся с Евразией и северо-восточная ветвь Палео-Тетиса полностью закрылась. С этого времени начинается развитие мезозойского океана Тетис. "Вершина" Тетиса в это время была, как и раньше, на экваторе, но на 30° в.д., т.е. Пангея в целом с перми до триаса испытала вращение с востока на запад на 30°.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенный путь составления реконструкций впервые позволил подойти к восстановлению истинных размеров и конфигурации палеозойских океанов. Как видно на приведенных рисунках, палеозойские океаны были соизмеримы с современными. Ширина Палео-Атлантического океана составляла 6000 км, Азиатского палеоокеана — 3000 км, Палео-Тетиса — 4000 км. Это находится в соответствии с тем, что в разрезах всех палеозойских складчатых поясов сохранились остатки прошлой океанической коры в виде офиолитов, глубоководные кремнистые осадки, турбидитные толщи континентального подножия, шельфовые комплексы пассивных окраин. С периодом закрытия океанов совпадало появление поясов известково-щелочного вулканизма, маркирующих прошлые зоны субдукции. Такого рода субдукционные комплексы широко развиты например, в ордовике, силуре, девоне Аппалач, в девоне и нижнем карбоне Урала, на протяжении всего палеозоя в Центрально-Азиатском поясе [3].

В западном полушарии в течение всего палеозоя существовал Палео-Тихий океан. В восточном полушарии реконструируются четыре палеозойских океана: Палео-Атлантика, существовавшая с докембрия до 400 млн. лет тому назад, Азиатский палеоокеан — с позднего кембрия до 450 млн. лет, Палео-Тетис — с 460 до 240 млн. лет, Уральский палеоокеан — с 500 до 300 млн. лет. Продолжительность жизни океанов составляет 200—400 млн. лет. Палео-Атлантический и Азиатский палеоокеаны были унаследованы с позднедокембрийского времени, Палео-Тетис и Уральский палеоокеан возникли в раннем палеозое. Из них Уральский палеоокеан закрылся в конце палеозоя, а Палео-Тетис был унаследован мезозойским Тетисом.

Раскрытие новых океанов в раннем палеозое сопровождалось расколом позднедокембрийской Пангеи. Эта древняя Пангея была образована скорее всего 1000—800 млн. лет тому назад. Компоновка континентов в древней Пангее, как мы видели, резко отличалась от молодой позднепалеозойской Пангеи. Из реконструкций следует, что развитие каждого океана не удается представить в виде простой схемы, предусматривающей вначале раздвижение континентов с образованием между ними океанов, а затем закрытие океанов за счет сближения тех же самых континентов. В действительности происходит перекомпоновка континентов в процессе геологического времени. Так, северная Палео-Атлантика в кембрии образовалась при отодвигании восточного края Сибири от Северной Америки и Гренландии на север. При этом "освободилось" место для движения Европы на запад, что в конечном счете привело к закрытию Палео-Атлантики в результате столкновения Европы с Северной Америкой в предевонское время. Уральский палеоокеан обрамлялся с ордовика до девона северным краем Сибирской платформы, а не ее западным окончанием, как это было в карбоне и перми перед закрытием этого океана.

При сопоставлении реконструкций хорошо видно, что в палеозое северо-восточная область современного Тихого океана, от Гавайских островов на северо-западе до о-ва Пасхи на юго-востоке всегда оставалась свободной от континентов. Как известно, в этой области концентрируются все современные и мезокайнозойские "горячие точки" Тихого океана. По-видимому, в этом районе на протяжении всего фанерозоя располагалась восходящая ветвь мантийных потоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Smith A.G., Briden J.C., Drewry C.E.* Phanerozoic world maps. — In: Organism and sediments through time. L.: Paleontol. Assoc., 1973, p. 1–42. (Spec. Pap. Paleontol.; N 12).
2. *Зоненшайн Л.П.* Реконструкции палеозойских океанов. — В кн.: Дрейф континентов. Под ред. Г.Н. Петрова. М.: Наука, 1976, с. 28–71.
3. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Новая глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
4. *Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 3–25.
5. *Kanasewich E.R., Havskov J., Evans M.E.* Plate tectonics in the Phanerozoic. — Canad. J. Earth Sci., 1978, vol. 15, p. 919–955.
6. *Ziegler A.M., Scotese C.R., McKerrow W.S.* et al. Paleozoic paleogeography. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1979, vol. 7, p. 473–502.
7. *Scotese S.R., Banbach R.K., Barton C.* et al. Paleozoic base maps. — J. Geol., 1979, vol. 87, N 3, p. 217–277.
8. *Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C.* Phanerozoic paleocontinental maps. L.: Cambridge Univ. press, 1981. 102 p.
9. Палеомагнитология/Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
10. *Wilson J.T.* A possible origin of the Hawaia islands. — Canad. J. Phys., 1961, vol. 41, p. 863–868.
11. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plums and plate motions. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, p. 203–214.
12. *Duncan R.A.* Not spots in the southern oceans — an absolute frame of reference for motion of the Gandwana continents. — Tectonophysics, 1981, vol. 74, p. 29–42.
13. *Crough S.T., Morgan W.J., Hargraves R.B.* Kimberlites: the relation to mantle hot spots. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 50, p. 260–274.
14. *Morgan W.J.* Hot spot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans. — In: The sea. N.Y.: Willey, 1982, vol. 7.
15. *Van Honten.* Sirte basin, north-central Libya: Cretaceous rifting above a fixed mantle hot spot? — Geology, 1983, vol. 11, p. 115–118.
16. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П.* и др. Редкометальные граниты Монголии. М.: Наука, 1971. 213 с.
17. Геология Монгольской Народной Республики/Под ред. Н.М. Маринова. М.: Недра, 1973. 383 с.
18. *Кузьмин М.И., Филиппова И.Б.* История развития Монголо-Охотского пояса в среднем палеозое и мезозое. — В кн.: Зоненшайн Л.П. Строение литосферных плит/Под ред. О.Г. Сорохтина. М.: Ин-т океанологии, 1979, с. 189–226.
19. *Моссаковский А.А.* Палеозойский орогенный вулканизм Евразии. — Геотектоника, 1972, № 1, с. 6–28.
20. *Архангельская В.В.* Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М.: Недра, 1974. 128 с.
21. Главнейшие провинции и формации щелочных пород/Под ред. Л.С. Бородина. М.: Наука, 1974. 376 с.
22. *Irving E.* Drift of the major continental blocks since the Devonian. — Nature, 1977, vol. 270, p. 304–309.
23. *Thompson R., Clark R.M.* A robust least-squares Gondwanan apparent polar wander path and the question of paleomagnetic assessment pf Gondwaana reconstructions. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 57, p. 152–158.
24. *Peinado J., Van der Voo R., Scotese C.R.* A reevalution of Pangea reconstructions. — Eos, 1982, vol. 63, p. 307.

УДК [551.46+551.5] "613"

ГЛОБАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ КЛИМАТА И ТЕЧЕНИЙ МИРОВОГО ОКЕАНА В ФАНЕРОЗОЕ

С.А. УШАКОВ, Н.А. ЯСАМАНОВ

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, СССР

В начальный период становления гипотезы дрейфа материков ее основоположник А. Вегенер широко использовал для доказательства перемещения континентов, кроме геологических, палеонтологические и палеоклиматические данные. Совместная работа [1], посвященная дрейфу материков и климату, не потеряла своего значения и сейчас. За время, прошедшее после ее появления, многими исследователями на различном фактическом материале неоднократно предпринимались попытки сопоставления палеоклиматических реконструкций с фиксистским и мобилистским пространственным положением материков. В конце 60-х годов были сформулированы основные положения новой геологической теории — тектоники литосферных плит, которая, в свою очередь, послужила мощным толчком к дальнейшему развитию теории общей эволюции Земли — глобальной тектоники. С позиции новой глобальной тектоники удается не только глубже понять единство и развитие эндогенных и экзогенных процессов, но и объяснить с единых позиций многие закономерности строения и эволюции Земли. В настоящее время большое количество независимых друг от друга геологических, геофизических и географических факторов подтверждают принципиальную справедливость перемещения крупных континентальных массивов в составе литосферных плит. Одним из методов проверки достоверности современных моделей конечной кинематики литосферных плит в фанерозое является анализ климатической зональности Земли. Интерес к глобальным реконструкциям климата и моделированию особенностей циркуляции водных и воздушных масс в геологическом прошлом неизмеримо вырос не только в связи с развитием новой глобальной тектоники, но и исходя из возможности широкого использования палеоклиматических данных для прогнозирования месторождений полезных ископаемых на генетической основе. Наряду с этим в последнее время удается не только качественно, но и количественно оценить воздействие климата в древние эпохи на процессы денудации и осадконакопление, на условия жизни и характер расселения организмов.

Цель настоящей работы заключается в реконструкции климатических условий и восстановлении климатической зональности отдельных периодов фанерозоя с использованием обширных геологических, палеонтологических и геохимических материалов, восстановлении береговой линии эпиконтинентальных морей и океанов, обосновании трансгрессий и регрессий в связи с растяжением океанической литосферы и установлении гидродинамического режима. На конечном этапе исследования осуществлялось сопоставление полученных результатов с пространственным расположением материков, основанных на палеомагнитных данных.

Репрезентативность палеоклиматических индикаторов варьирует в довольно широких пределах как по возрасту, так и по пространственному положению. По мере удаления в глубь геологической истории число и достоверность индикаторов климата, особенно это касается фауны и флоры, сильно уменьшается. Ввиду слабой геологической изученности Южной Америки и Антарктиды количество литологических и палеонтологических индикаторов климата по этим районам значительно меньше, чем для материков северного полушария.

Установление климатической зональности и определение физических состояний каждого типа климата в геологическом прошлом основывается на комплексном анализе многочисленных геологических, палеонтологических и геохимических данных и широком применении сравнительно-исторического метода и метода актуализма. Надо полагать, что исходя из сферической формы Земли всегда должна была существовать широтная климатическая зональность, но количество климатических поясов в ту или иную эпоху и их отличительные черты зависели от средних глобальных температур. В тесной зависимости от пространственного положения материков, их гипсометрического уровня, наземного и подводного рельефа, уровня Мирового океана, градиента температур развивались циркуляционные процессы в атмосфере и гидросфере.

Для каждой климатической зоны свойственны определенные типы горных пород (соли, гипсы, ангидриты, гипсоносные и карбонатные или бескарбонатные красноцветы, каолинитовые глины, каменные и бурые угли и т.д.), минеральный состав песков и глин, определенные типы кор выветривания и ископаемых почв, характерное строение профиля выветривания, а также ассоциации горных пород или формаций. На основании состава и распространенности литогенетических формаций удается не только установить наиболее общие черты древнего климата, но и ориентировочно определить температуры и степень увлажненности территории [2].

Систематический состав растительных остатков и палинокомплексов позволяет реконструировать тип растительного покрова. По экологическим условиям развития растительных ассоциаций и коэффициентам ксерофильности и термофильности устанавливаются примерные среднегодовые и среднелетние температуры, общее количество атмосферных осадков и степень их распределения в течение года [2].

В процессе палеоклиматических реконструкций большое внимание было уделено анализу степени информативности материалов о древнем климате. Изучался систематический состав, ареалы и условия обитания морских и наземных беспозвоночных, земноводных, рыб, пресмыкающихся и млекопитающих. Высокая ценность многих из них для палеоклиматических построений связана с тем, что их жизнедеятельность протекала в довольно узких диапазонах температур и влажности.

Большое значение для сопоставления качественных показателей имеют определения абсолютных значений температур среды обитания морских беспозвоночных, среднегодовые или среднелетние (в зависимости от времени наращивания карбонатного скелета), которые устанавливаются изотопным или магнезиальным методами [2].

Температурные условия пресных водоемов были определены по арагонитовым раковинам двустворчатых моллюсков методом стронциевой палеотермометрии [3].

На основании многочисленных индикаторов климата и исходя из закономерной смены абсолютных значений температур приповерхностных вод эпиконтинентальных морей и обширных пресных водоемов были реконструированы климаты отдельных периодов фанерозоя. Восстановленная климатическая зональность континентов была нанесена как на современную географическую основу, так и на различные мобилистские модели советских и зарубежных авторов [4–6]. Как оказалось, климатические пояса и секторы с различной степенью увлажнения, показанные на современной географической основе, располагаются параллельно широтам, т.е. наблюдается широтная климатическая зональность только для неогенового и палеогенового периодов. В более древние геологические периоды зональность, нанесенная на фиксистскую основу расположения материков, искажается весьма существенно. Если признать, что положение материков сохранялось неизменным в течение всего фанерозоя, то оказывается, что уже в палеоцене климатические пояса располагались под углом 10–15° по отношению к современным широтам, в раннемеловое время и юрском периоде угол увеличивается до 30–50° и в триасе – до 50–70°. Климатические пояса палеозоя, нанесенные на фиксистскую основу, имеют самые различные простирания и в большинстве случаев взаимно пересекаются (рис. 1, 2).

Один из многочисленных, давно известных палеоклиматических парадоксов – приуроченность верхнепалеозойских ледниковых отложений к современным экваториальным и тропическим областям. Это противоречие многие исследователи пытались разрешить сомнительным и спорным предположением, что Гондвана в позднем палеозое обладала более высоким рельефом и, следовательно, ледники того времени были горного типа. Однако, как оказалось, это предположение противоречит известным фактическим данным, согласно которым состав тиллитов и их структурно-текстурные особенности, а также характер подледного рельефа неопровержимо свидетельствуют о существовании низменного рельефа.

При нанесении палеоклиматических данных на мобилистскую основу в (данном случае климатическая зональность была нанесена на фанерозойскую геодинамическую модель Л.П. Зоненшайна и А.М. Городницкого) оказалось, что начиная с кембрийского периода[1] для каждого исследованного интервала времени выявляется правдоподоб-

[1] Для более раннего геологического времени пока отсутствуют модели конечной кинематики главных литосферных плит и достаточное для глобальных реконструкций количество палеоклиматических данных.

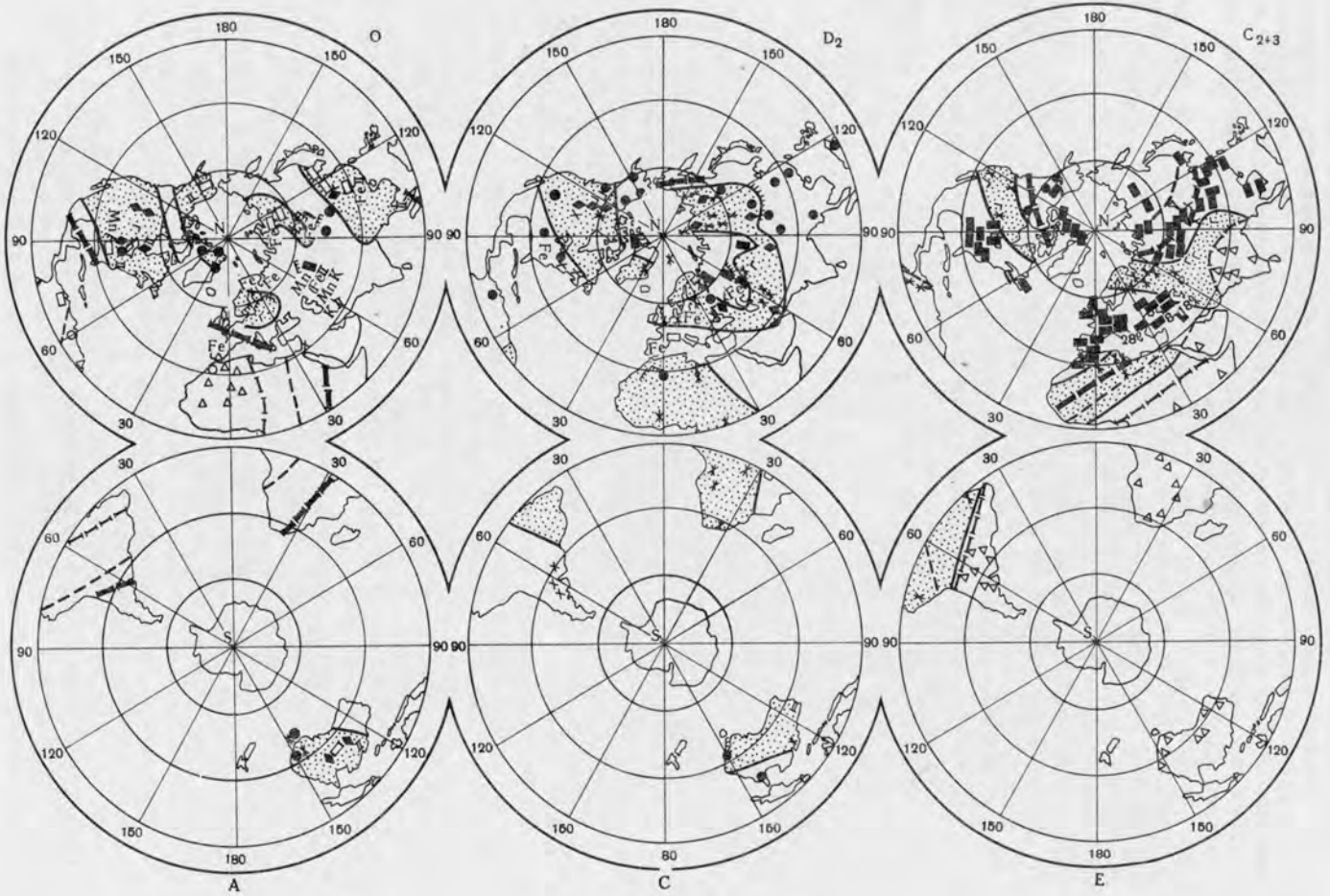

O
D2
C2+3
A
C
E
N
S
Fe
Mn
Au
Ag
Mo
K
Pb
Cu
Ni
Co
Sb
Hg
As
Sn
W
Be
Li
Ta
Nb
Zr
Ti
Cr
V
Ba
Sr
Rb
Cs
Ga
In
Tl
Ge
Bi
Se
Te
Re
Pt
Pd
Ru
Rh
Os
Ir
Sc
Y
La
Ce
Pr
Nd
Sm
Eu
Gd
Tb
Dy
Ho
Er
Tm
Yb
Lu
Th
U
Hf
Ar
Kr
Xe
Ne
He
Rn
Ra
Ac
Pa
Np
Pu
Am
Cm
Bk
Cf
Es
Fm
Md
No
Lr
Rf
Ha
Sg
Bh
Hs
Mt
Ds
Rg
Uub
Uut
Uuq
Uup
Uuh
Uus
Uuo
180
150
120
90
60
30
0

Рис. 1

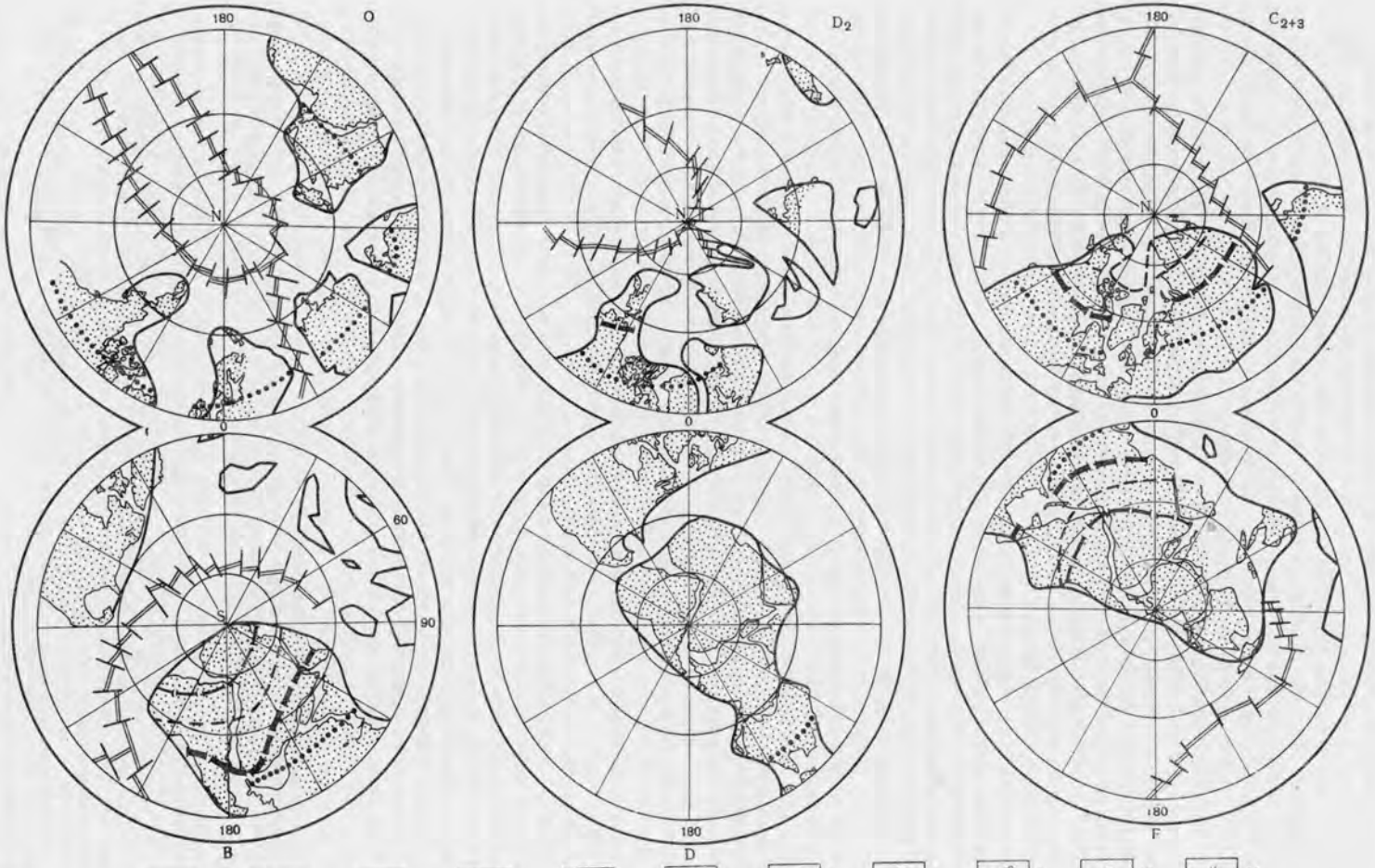


Рис. 1

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11
12 Fe 13 Mn 14 15 16 17 18 19 20 15-17° 21 22
23 24 25 26 27 28 29 30 31

ная, логически верная и хорошо соответствующая географическим закономерностям простирания климатических поясов картина. Причем положение древнего экватора для каждого периода времени, установленное по палеоклиматическим данным, хорошо соответствует экватору, полученному по палеомагнитным данным.

Палеозойская эра. На протяжении почти всего палеозоя южные материки были объединены в единый мегаконтинент Гондвану. В кембрии в северном полушарии материки разобщались океаническими бассейнами, причем большая часть их была покрыта мелкими эпиконтинентальными морями.

После сильного похолодания в венде и развития обширных покровных оледенений в полярных областях, следы которых сохранились на многих современных материках, в начале кембрия наступило значительное глобальное потепление. Гондванский суперматерик и современные материки северного полушария располагались в низких широтах и на их территории господствовал тропический климат. По степени увлажнения выделялись аридный и равномерно влажный секторы. Последний в течение всего кембрия охватывал запад и юго-восток современной Евразии, юг Австралии и значительную часть Африки [7].

В ордовикском периоде северные материки начали постепенно сближаться, а Гондвана — перемещаться ближе к южному полюсу. Одновременно с этим природные условия не только изменялись, но и становились более динамичными. Экваториальный пояс Северо-Американского континента располагался между двумя аридными секторами. Границы аридных секторов проходили примерно по 20—25° с.ш. и ю.ш. (рис. 1, *A*, *B*). Примерно на таких же широтах располагались аридные секторы Восточно-Европейского, Сибирского, Китайского и Австралийского континентов, составлявшие единый северный аридный пояс. Фрагментами южного аридного пояса являются центральные районы США и Индокитая.

Ледниковые образования Западной Сахары и Бразилии вместе с мариногляциальными образованиями Аргентины позднеордовикского возраста свидетельствуют о существовании в позднем ордовике единого покровного оледенения в пределах Гондваны. Существенное понижение температур в позднем ордовике привело к значительной дифференциации климатических условий, для того времени было характерно развитие экваториального, тропического, субтропического, умеренного и нивального поясов (рис. 1, *B*).

В силурийское время происходило постепенное повышение температурного режима земной поверхности и в связи с этим полностью исчез пояс нивального климата, а общая площадь умеренного пояса сильно сократилась.

В девонском периоде ярко проявилась тенденция дальнейшего сближения современных северных и южных континентов и закрытия океанов. В это время в низких широтах северного полушария располагались Еврамерийский и Китайский континенты, а в южном — Гондванский. Для девона характерно присутствие на всех континентах тропического и экваториального климата (рис. 1, *C*). Данный факт объясняется расположением всех материков в низких широтах. Положение экваториального пояса в пределах нынешних Северной Америки и Восточной Европы хорошо трассируется развитием латеритов и бокситов Тимана и Урала, протяженных рифовых массивов, слабо-

Рис. 1. Климатическая зональность палеозоя

A — климатическая зональность позднего ордовика на фиксистской основе; B — то же на мобилистской модели; C — климатическая зональность для среднего девона; D — то же на мобилистской модели; E — климатическая зональность для среднего и позднего карбона; F — тоже на мобилистской основе.

Палеоклиматические индикаторы: *1* — красноцветы карбонатные и гипсоносные; *2* — красноцветы бескарбонатные; *3* — соли; *4* — каменный и бурый угли; *5* — латеритные покровы и латеритные бокситы; *6* — доломиты; *7* — известняки; *8* — тиллиты; *9* — рифовые массивы; *10* — гипсы; *11* — каолины; *12* — солиты железа; *13* — марганец; *14* — теплолюбивая фауна; *15* — холоднолюбивая фауна; *16* — тропические растительные ассоциации; *17* — субтропические и умеренные растительные ассоциации; *18* — умеренные растительные ассоциации; *19* — ксерофильные редколесья; *20* — значение палеотемператур.

Климатическая зональность: сектора *21* — аридного климата; *22* — переменно-влажного климата; *23* — равномерно-влажного климата; пояса: *24* — тропический; *25* — субтропический; *26* — умеренный; *27* — нивальный; *28* — экваториальный.

Палеогеографические элементы: *29* — современные материки; *30* — срединноокеанические хребты; *31* — граница эпиконтинентальных морей

карбонатных красноцветов, высокомагнезиальных известняков и высоких значений среднегодовых температур, превышавших 25° С.

Палеоклиматическая зональность раннего карбона хорошо согласуется с расположением материков, реконструированным по палеомагнитным данным. Единый экваториальный пояс охватывал Северо-Американский, Восточно-Европейский, Западно-Европейский, Китайский континенты, Казахстанский, Итальянский, Туранский и Индокитайский микроконтиненты. Эти условия фиксируются наличием протяженных рифовых массивов, интенсивным угленакоплением и латеритным выветриванием, широким распространением экстракарбонатной формации, развитием влаго- и теплолюбивой растительности, а также расположением всех этих территорий между северным и южным аридными секторами тропического климата. В северной аридной климатической зоне находились значительные площади Северо-Американского континента, а в южной — Африка, Аравия, Иран, Южная Америка, в их пределах развиты эоловые, соленосные и гипсоносные отложения и отсутствуют остатки растительности.

Существование относительно прохладных условий (субтропический тип климата) на Сибирском континенте хорошо объясняется его нахождением в средних широтах северного полушария. К югу от аридных секторов южного полушария располагались тропические области с относительно высокой влажностью (Перу, северо-восток Бразилии, Центральная Америка, Северная Австралия). Об еще более умеренных условиях свидетельствует развитие угленосных отложений, соответствующий тип растительного покрова в Южной Бразилии, Аргентине и Австралии и присутствие умеренного и эвритермного комплекса беспозвоночных в прилегающих морях.

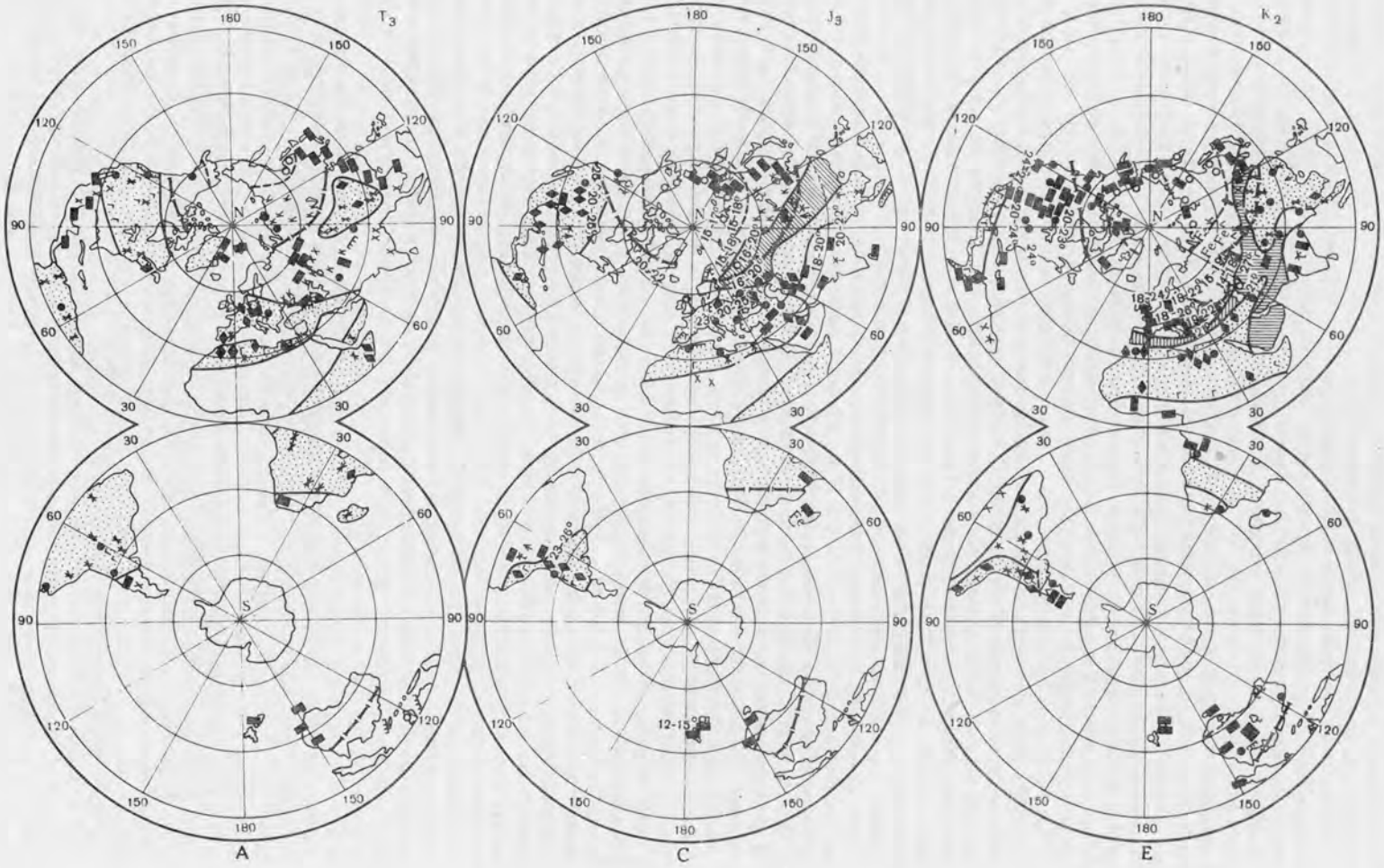
В конце карбона — начале перми почти все материки соединились в единую крупную континентальную глыбу — Пангею. В это время в пределах Северного полюса располагался океанический бассейн, а современная Антарктида, в то время представлявшая собой сушу и входившая в состав Гондваны располагалась вблизи южного полюса. На рубеже карбона и перми в южном приполярном районе находились значительные площади Гондваны: современные Южно-Американский, Африканский, Индостанский и Австралийский континенты.

При современном расположении материков (т.е. при использовании фиксистской основы) географическое положение климатических поясов, областей и зон, так же как и простирание палеофитогеографических областей, получается неправдоподобным. Практически вся суша в южном полушарии должна была бы тогда покрываться характерной гондванской флорой, свидетельствующей об умеренном климате, тогда как пояс тропического и экваториального климата с характерным набором теплолюбивой флоры и фауны должен был бы почти целиком находиться в северном полушарии. Аналогично располагаются и климатические пояса. Такое противоречие легко устранить путем переноса климатической зональности на мобилистскую основу расположения материков и океанов (рис. 1, *Е, Б*).

Длительное расположение обширной материковой суши Гондваны в средних и высоких широтах южного полушария, а также значительное понижение в карбоновое время количества углекислоты в атмосфере были, пожалуй, главными причинами глобального уменьшения температур. Благодаря сильному охлаждению полярных районов нашей планеты возникло в южном полушарии мощное покровное оледенение. В позднем карбоне покровное оледенение могло, вероятно, распространяться до 50° ю.ш., а временами и до 45° ю.ш. Причем наряду с покровными равнинными ледниками в пределах Гондваны известны и горные их ледники, располагавшиеся тогда в средних широтах (например, следы горных оледенений имеются в пределах нынешней Аравии).

В северном полушарии следы деятельности льда в позднекарбоновое время обнаружены лишь на очень ограниченных площадях, в пределах современной северо-восточной части Евразии. Такая неравномерность была следствием существенной географической асимметрии северного и южного полушарий. Северное полушарие было существенно океаническим и в полярной его области был океан, тогда как южное полушарие было в значительной степени континентальным.

В позднем карбоне оледенение заняло очень большую площадь Гондваны в основном из-за того, что в южной приполярной области находился обширный материк и высокое значение альбедо привело к дополнительному сильному выхолаживанию. Существование холодного преимущественно материкового южного и несколько более теплого


T3
J3
K2
A
C
E

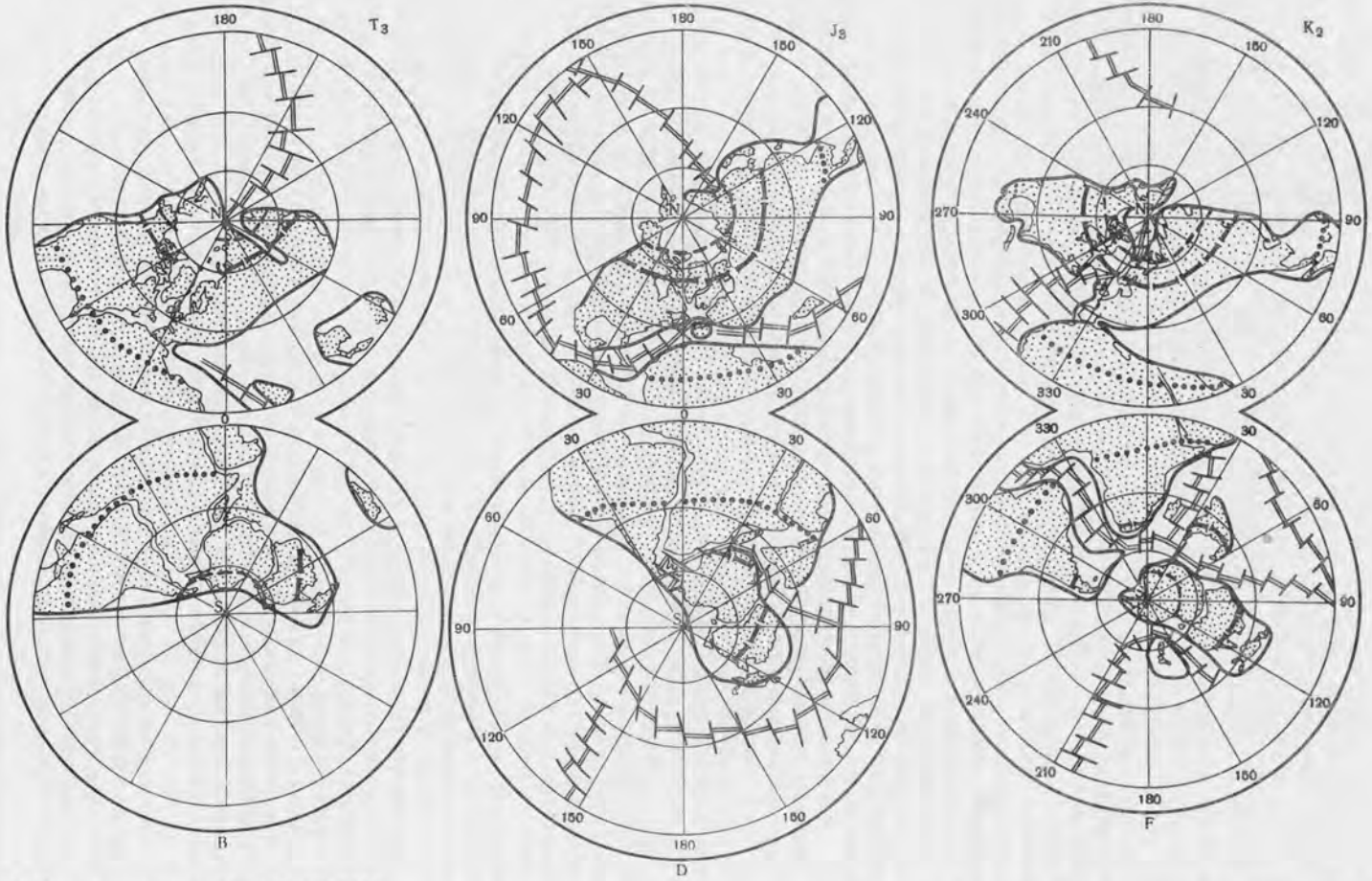


Рис. 2. Климатическая зональность мезозоя

A — климатическая зональность позднего триаса на фиксистской основе; B — то же на мобилистской основе; C — климатическая зональность поздней юры; D — то же на мобилистской основе; E — климатическая зональность позднемеловой эпохи; F — то же на мобилистской основе

океанического северного полушария[1] должно было обусловить некоторую асимметрию циркуляционных процессов и положения климатических поясов. Достаточно хорошо это выявляется при палеоклиматических реконструкциях на мобилистской основе в виде расширения в северном направлении экваториального и тропического поясов, а также развития более широкого, чем в южном полушарии, умеренного пояса.

Положение экваториального пояса фиксируют органогенные карбонатные, главным образом рифогенные, образования, крупные и протяженные рифовые массивы, а также латеритные и аллитные коры выветривания и разнообразные по генезису бокситы, обильное угленакопление, следы мощного растительного покрова, состоявшего исключительно из теплолюбивых ассоциаций (рис. 1, *Е*). К позднекарбоновой экваториальной ассоциации относились растительные сообщества, ныне составлявшие Вестфальскую палеофитогеографическую область. К югу и к северу от экваториального влажного пояса находились два тропических пояса с аридным и переменно влажным секторами. Северный аридный сектор располагался между 10 и 30° с.ш.; его положение трассируется расположением карбонатных красноцветов и эвапоритов. Позднекарбоновый аридный сектор выделен на северо-западе современной Южной Америки и в северо-западной части Африки.

Субтропический и умеренный палеоклиматические пояса северного полушария намечены нами по развитию обильного угленакопления по каолинитовому типу выветривания и по присутствию флоры Ангарской палеофитогеографической области, которая по отношению к Вестфальской является более умеренной. В умеренном поясе южного полушария широким развитием пользовалась так называемая гондванская флора, многие представители которой обладали кольцами нарастания.

Во второй половине пермского периода глобальные температуры земной поверхности постепенно повысились; расширились экваториальный, тропический и субтропический пояса. Одной из примечательных черт позднепермского времени была очень низкая влажность на обширных территориях суши. Небольшое количество атмосферных осадков обусловило широкое распространение аридного типа литогенеза и развитие ксерофильной растительности.

Мезозой. Климатическая зональность, построенная на фиксированном (т.е. на таком же, как и в настоящее время) пространственном расположении материков в триасовом периоде, дает весьма странную картину (рис. 2, *А*). Климатические пояса на каждом материке простираются по-разному, и даже имеются случаи их соединения в Евразии под различными углами. При перенесении триасовых климатических зон на мобилистскую основу получается широтная поясная зональность, при этом климатический экватор хорошо согласуется с экватором, полученным по палеомагнитным данным (рис. 2, *В*).

В течение триасового периода значительные части Северо-Американского и Евразиатского материков располагались в низких широтах и на этих материках преобладал тропический климат. Положение экватора для этого времени маркируют области развития протяженных рифовых массивов, обильного карбонато- и угленакопления, развития тропического комплекса морских беспозвоночных и интенсивного формирования латеритных кор выветривания. Хорошим подтверждением положения экваториального пояса служат полученные экспериментальным путем значения палеотемператур, которые, как правило, были тогда на большей части площади Северной Америки и Евразии выше 20—22° С.

К северу и к югу от экваториального пояса располагались тропические пояса с секторами аридного и переменно влажного климата. Области с существенным дефицитом влаги на Северо-Американском континенте простирались до 30° с.ш., а в Евразии — до 25° с.ш.; южный аридный сектор доходил почти до 45° ю.ш.

В северном полушарии субтропический пояс находился между 45 и 70° с.ш., а в южном — между 45 и 60° ю.ш.

Самые низкие температурные условия (умеренный тип климата) установлены в пределах нынешнего Северо-Востока СССР, на Аляске, а также в Антарктиде, которые в триасе, как и теперь, располагались в высоких широтах. Эти реконструкции свидетельствуют, что в триасовом периоде среднеглобальные температуры были существенно выше современных, особенно в полярных областях. В районах северного и южного полюсов

[1] Мы не исключаем того, что в районе Северного полюса, находившегося в пределах океана, могли в то время существовать морские льды.

тогда были морские акватории и в приполярных районах отсутствовал многолетний ледяной покров (хотя нельзя совершенно исключать, что в зимние сезоны здесь могли формироваться маломощные льды).

Как свидетельствуют геологические и геофизические данные, в юрском периоде продолжался начавшийся еще в триасе раскол крупной материковой области — Пангеи на отдельные фрагменты. Дробление Гондваны и заложение впадин современных океанических бассейнов Атлантического и Индийского океанов началось в юрское время. Столь значительные тектонические события отразились на природных условиях и выразились в дифференциации климатических условий, что, в свою очередь, повлекло определенные изменения в циркуляции водных масс.

Позднеюрская эпоха была периодом наивысшей для мезозоя аридизации. Нам удалось по геологическим данным наметить положение экваториального пояса. Экваториальные переменно-влажные условия существовали на севере Южно-Американского континента, в центральной части Африки и на юге Аравийского полуострова (рис. 2, *C, D*). Здесь, в отличие от других районов, известны залежи угля, формировались слабокарбонатные красноцветы, а в мелководных морях располагались протяженные рифовые массивы.

При нанесении юрской климатической зональности на мобилистскую основу четко видно широтное простирание климатических поясов. Выявленное по геологическим данным положение экваториального пояса хорошо соответствует экватору, установленному по палеомагнитным данным (рис. 2, *D*). В субтропическом поясе в северном полушарии находились древние материковые фрагменты нынешней Аляски, значительная часть Северной Канады и Гренландии, север Европы, Западная и Восточная Сибирь, а также районы Приморья. Во всех этих областях в юрское время обитали относительно умеренные формы морских беспозвоночных, происходили характерные для субтропического климата выветривание и осадконакопление, среднегодовая температура была в пределах 15–20° С. В его пределах известны так называемые незрелые коры выветривания (профили выветривания завершаются гидрослюдисто-монтмориллонитовой зоной), а также флора и фауна, характерные для умеренного пояса. Средняя температура среды обитания, полученная по морским мелководным беспозвоночным, была 10–15° С.

В пределах южного тропического пояса находились в юрское время центральные районы Южно-Американского и Африканского континентов, а также самый север Австралии. Большая часть Австралии, которая тогда входила в состав Гондваны, располагалась в субропическом поясе. Характерной особенностью субтропиков южного полушария была высокая влажность, но не очень высокие среднегодовые температуры. Умеренные температуры господствовали тогда на значительной части Антарктиды и отделившейся от нее позднее Новой Зеландии. В этих областях в юрское время средние температуры среды обитания мелководных двустворчатых моллюсков составляли 12–15° С.

Как теперь хорошо установлено по геологическим и геофизическим данным [4, 9, 10], в меловом периоде продолжался распад Гондваны и расширение бассейнов Атлантики и Индийского океана, а океан Тетис стал постепенно сокращаться в размерах и замыкаться.

На протяжении мелового времени экваториальные условия существовали на севере Южно-Американского, в центральной части Африканского континентов, а также в пределах Индостана (рис. 2, *E, F*). Аридные сектора не распространялись за пределы 30° палеоширот. В северном и южном тропических поясах появились области обильного увлажнения. В периоды похолоданий, как это было в конце раннего мела и в датском веке, пояса субтропического климата сильно расширялись за счет тропических.

Кайнозой. В течение кайнозоя продолжалось дальнейшее "разбегание" континентов — осколков Пангеи. На протяжении кайнозоя продолжалось начавшееся в позднем мелу понижение уровня Мирового океана. Как результат регрессии произошло расширение областей с континентальным типом климата.

Начиная с палеоцена климатическая зональность стала приближаться к современной. На протяжении кайнозоя происходило прогрессивное похолодание, но отмечены и сравнительно короткие эпохи некоторого повышения температур, как, например, в эоцене. В это время средние глобальные температуры были такими же, как в мезозое, а пояса тропического климата сильно расширялись и тропические организмы проникали в приполярные районы.

В олигоцене, когда Антарктиду кольцом охватило циркумполярное течение, началось

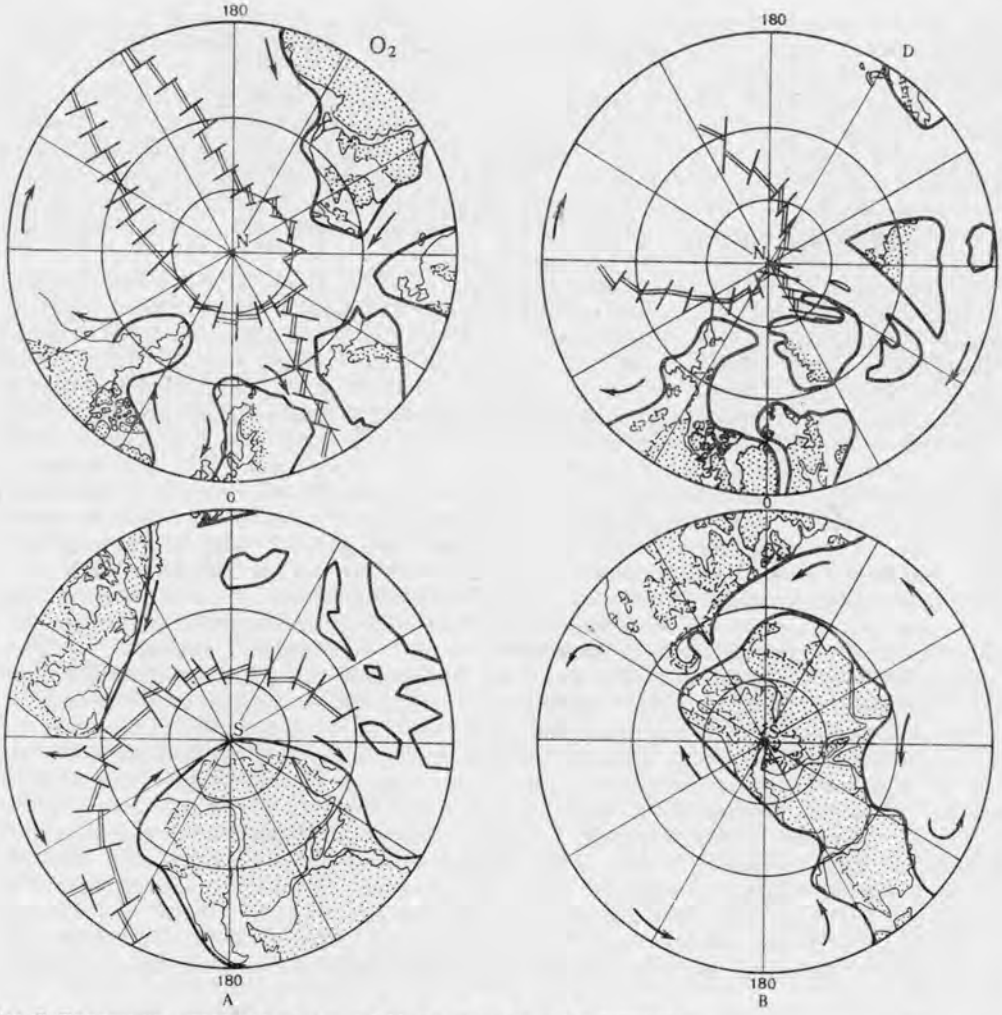


Рис. 3. Положение материков и течений Мирового океана в фанерозое
А — поздний ордовик; В — девонский период; С — поздний карбон; D — поздняя юра; Е — поздний мел

значительное похолодание: в конце олигоцена среднеглобальная температура превышала современную всего на 4–5°, в то время как в эоцене эта разность составляла 10°. Значительное похолодание, вызванное расположением материковой суши Антарктиды в районе южного полюса, регрессией, развитием циркумполярного течения и снижением ресурса CO_2 в атмосфере после меловой трансгрессии привело к возникновению покровных ледников. Постепенное оледенение Антарктиды и увеличение ее альбедо привели к тому, что планета стала регулярно недополучать значительное количество солнечной энергии.

Происходившее в неогене дальнейшее снижение температур привело к резкой дифференциации климата и способствовало возникновению разнообразных ландшафтно-климатических областей и зон. В северном полушарии покровные ледники появились около 3–5 млн. лет назад.

Причины климатических изменений. Краткий ректроспективный обзор климата Земли дает возможность обосновать причины климатических изменений. Не отрицая возможных космических влияний на климат Земли, остановимся только на рассмотре-

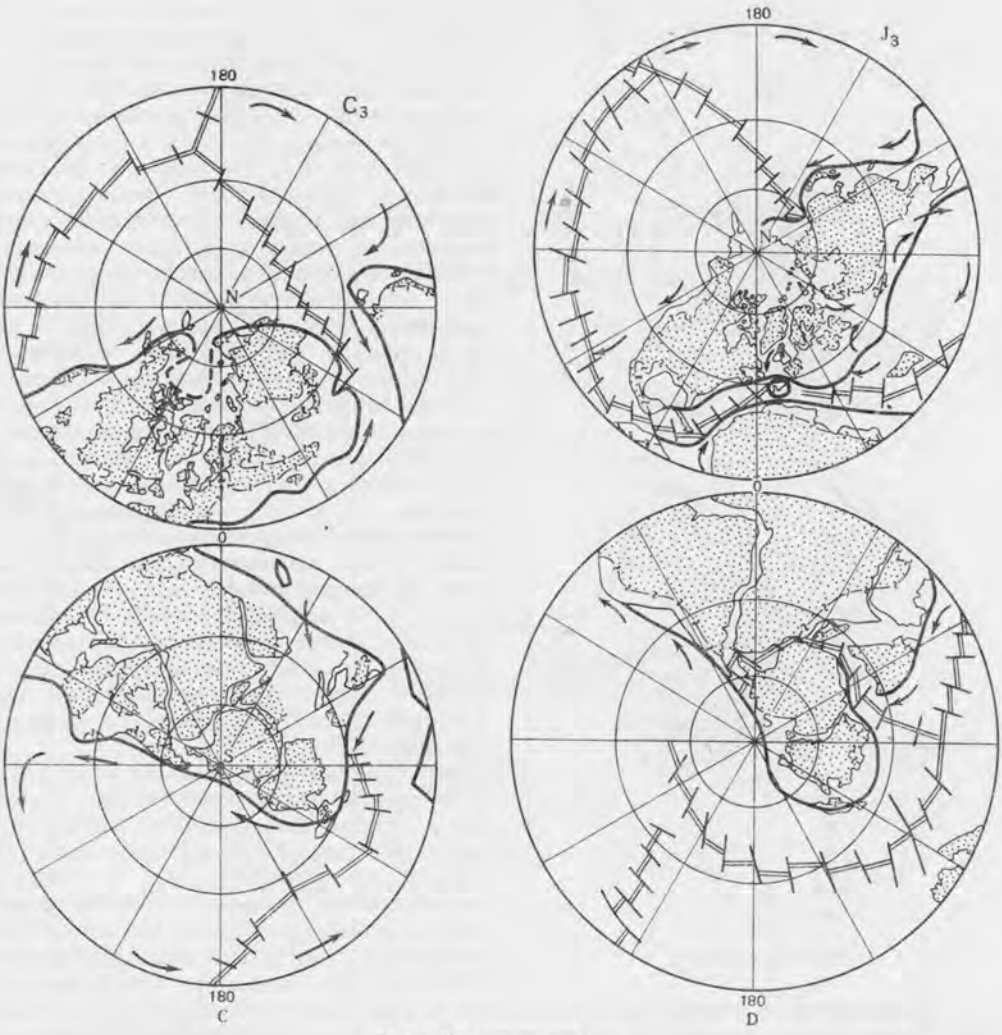


Рис. 3 (продолжение)

нии земных причин. Как свидетельствуют многочисленные эмпирические данные, наблюдается прямая коррелятивная связь между изменением температур и пространственным расположением материков, уровнем Мирового океана и характером атмосферы (толщина, концентрация CO_2 и водяного пара, создающих парниковый эффект, наличие облачности). Надо отметить, что одним из мощнейших регуляторов температур, кроме парникового эффекта атмосферы, являлось нахождение в полярных районах материковой суши. Материки, по сути дела, являлись "глобальными холодильниками" нашей планеты. В то же время, когда в приполярных районах располагались океаны или эпиконтинентальные моря, на Земле устанавливался довольно мягкий и ровный климат.

Во время трансгрессий, когда происходило увеличение площади морей за счет уменьшения площади суши, сильно смягчались сезонные и широтные колебания климата. Кроме того, расширение эпиконтинентальных морей увеличивало адвективный теплообмен между низкими и высокими широтами. Во время трансгрессий большое количество CO_2 из океана и атмосферы расходовалось кораллами, так как крупные коралловые постройки располагались в обширных мелководных, теплых областях. Зависимость между температурами, уровнем моря и концентрациями CO_2 в атмосфере на протяжении фанерозоя хорошо выражена в природе (рис. 4).

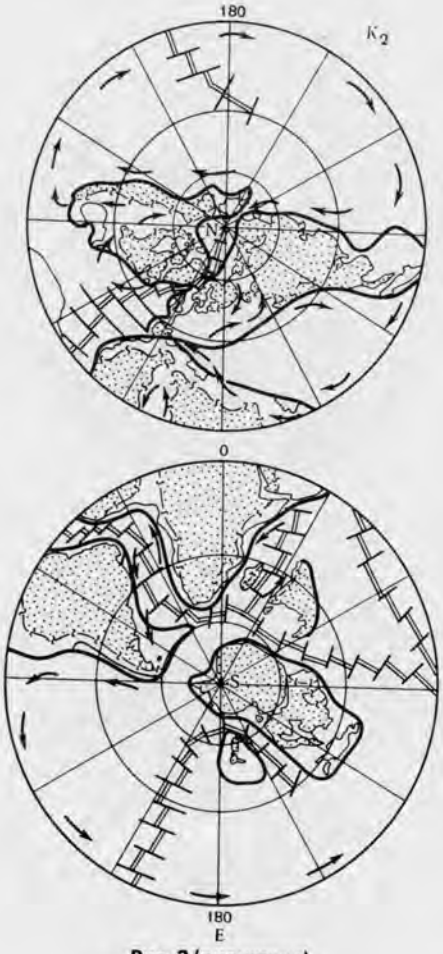


Рис. 3 (окончание)

Гидродинамический режим. Немаловажную роль в распределении тепла и влаги играли крупнейшие морские течения. Реконструкция гидродинамического режима палеоокеанов основывается главным образом на косвенных данных и в значительной степени на актуалистической аналогии. Основные реперы для реконструкции океанических течений и течений в эпиконтинентальных морях следующие: изменения гранулометрического, литологического состава, структурно-текстурных особенностей осадочных образований, ориентировка знаков ряби и разнообразных включений, распределение стенотермной фауны, поверхностных и придонных температур. Большую помощь оказывают представления об уровнях Мирового океана, зон вертикальной циркуляции и разности температур между полюсами и экватором. Последние определяют интенсивность водообмена. В зонах дивергенций, как известно, поверхностные воды обогащены питательными веществами и они характеризуются резким усилением продуктивности зоо- и фитопланктона. Поэтому в зонах дивергенции обычно обильны остатки морской фауны и к ним приурочены области кремне- и фосфатонакопления.

История развития климата и взаимное расположение материков позволяют считать, что в течение фанерозоя, так же как и в настоящее время, преобладал широтный перенос поверхностных вод в океане и осуществлялся интенсивный обмен водами через систему течений и обширных эпиконтинентальных морей всеми известными океанами. На основании отсутствия или слабого проявления температурных различий в отдельные периоды фанерозоя предполагается и слабая динамика поверхностных вод. Наиболее интенсивным перемешиванием вод и высокой скоростью обладали течения в периоды оледенений в позднем ордовике, позднем карбоне и во второй половине кайнозоя. В позднеюрское и в меловое время было развито достаточно мощное циркумэкваториальное течение.

Общие тенденции поверхностных вод в различные периоды фанерозоя показаны на рис. 3.

Наиболее многочисленные и объективные фактические данные имеются для реконструкции мезозойских и, конечно, кайнозойских течений. Мезозойскую историю эволюции различных океанических бассейнов можно представить как разрастание Атлантической впадины за счет Тихоокеанской, а с раннего мела — Индоокеанской впадины за счет Тетиса.

Раннеюрское раскрытие впадины Северной Атлантики, расположенной в тропиках, привело к образованию и последующему усилению глобального, направленного по часовой стрелке циркумэкваториального течения, которое пересекало с востока на запад Тихий океан, Тетис, Саргассово и Карибское моря и вновь возвращалось в пределы Тихого океана. Существовало и восточное противотечение, особенно в пределах Тихого океана.

На протяжении мелового периода воды циркумэкваториального течения в северном полушарии отклонялись к северу (препятствием служили Африкано-Аравийский и Северо-Американский материки) и через систему эпиконтинентальных морей (Восточно-

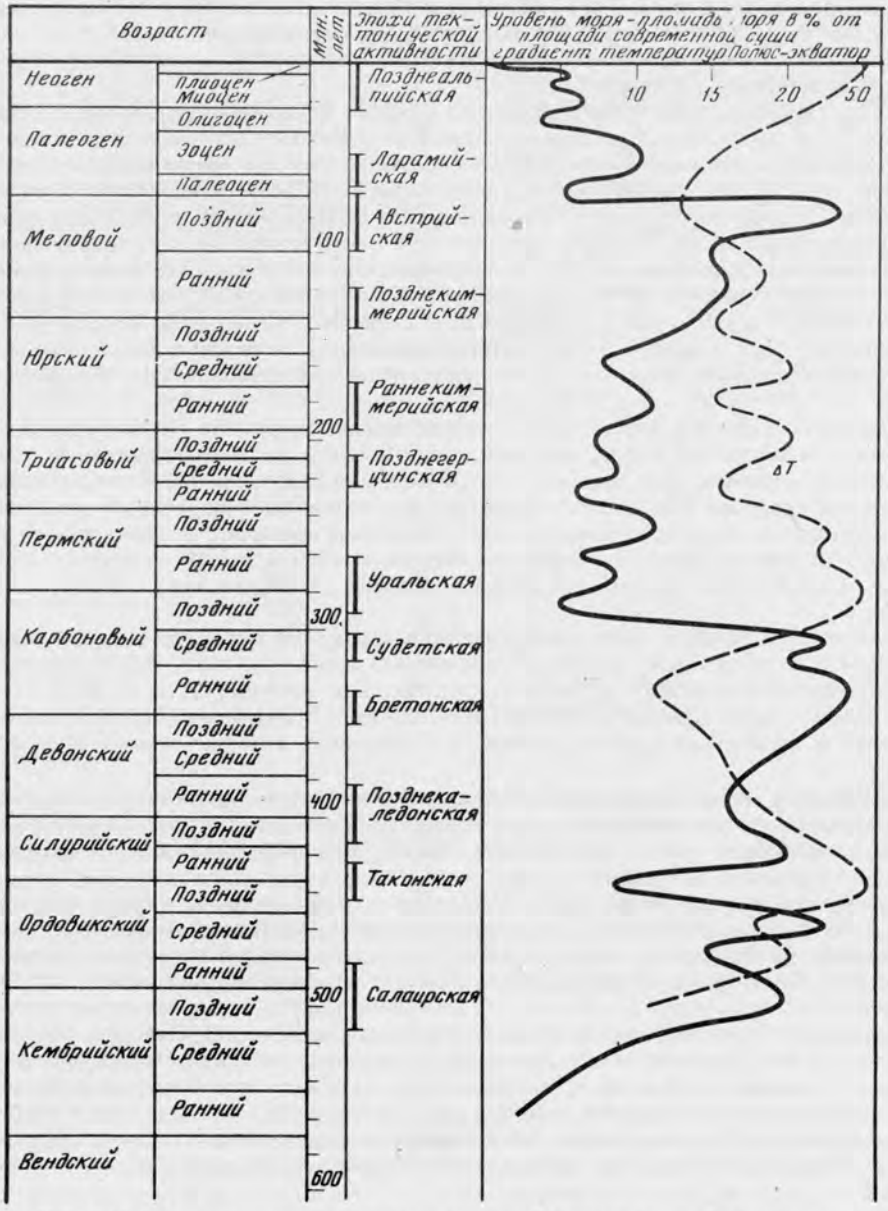


Рис. 4. Изменение градиента температур и уровня Мирового океана в фанерозое

Европейская платформа, Западно-Сибирская плита) через Атлантику достигали Арктического бассейна. Прохладные воды с севера приносились течениями, проходившими вдоль Гренландии, Уральской возвышенности и через широкий Берингов пролив. Воды этого теплого течения проходили вдоль современного Ньюфаундленда и сравнительно мелководного недавно образованного Лабрадорского моря.

В Тихом океане в северном и южном полушариях существовали антициклонические круговороты, которые были обширнее современных. Антициклонические круговороты имели место в позднем мелу в Южной Атлантике. Эти течения состояли из теплого Бразильского и прохладного Бенгальского течения [12].

В течение мезозоя в южном полушарии практически отсутствовало течение Западных ветров. Это было обусловлено, с одной стороны, существованием довольно узкого пролива между Южной Америкой и Антарктидой, и с другой — отсутствием пролива между Антарктидой и Австралией.

Главной тенденцией кайнозойского этапа явилось дальнейшее сближение отдельных континентов в северном полушарии и разрастание океанов — в южном. Это нашло отражение в характере распределения глобальных течений. На протяжении мезозоя и раннего кайнозоя Тетис и пришедший ему на смену после соединения Индостана с Азиатским материком Индийский океан служили активными проводниками глобального циркумэкваториального течения. Эта область была основным аккумулятором солнечного тепла и поставщиком теплых водных масс в умеренные и высокие широты Мирового океана.

Таким образом, ровный и теплый климат позднего мезозоя с относительно однородной по глубине термической структурой вод Мирового океана (температура на полюсах, вероятно, была около 10—15° С) способствовали отложению в спокойных гидродинамических условиях непрерывной последовательности карбонатных или кремнистых илов.

Разделение и удаление друг от друга материковых фрагментов Пангеи, возвращение Антарктиды в полярный район, усиление кайнозойской регрессии привели к общему похолоданию климата. Оно усиливалось резким сокращением во время максимума трансгрессии ресурсов CO_2 в атмосфере (рис. 4). Проникновение теплых вод в холодные приполярные области, их охлаждение и опускание привели к возникновению существенной термической стратификации вод Мирового океана, развитию мощных поверхностных и глубинных течений. Последние способствовали эрозии и переотложению осадков.

Интенсивность течений особенно возросла в олигоцене, когда началось оледенение Антарктиды и произошло открытие континентальных барьеров, препятствовавших ранее образованию мощного циркумантарктического течения [12]. Оно было усилено образованием морей Дрейка и Тасманова, закрытием прохода вод между Юго-Восточной Азией и приближающейся к экватору Австралией, а также замыканием океана Тетиса.

Разрастание в течение кайнозоя впадины Субполярной Атлантики и смещение к северу обрамляющих ее материков способствовало общему охлаждению климата нашей планеты и привело к развитию в позднем миоцене — в плиоцене мощного покровного оледенения северного полушария.

Соединение Атласа и Иберийского полуострова нарушило циркуляцию вод в Паратетисе и привело к осушению Средиземноморского бассейна (мессинский кризис), которое продолжалось около 1 млн. лет [8]. Близкое по времени перекрытие островной вулканической дугой межамериканского пролива привело к завершению циркумэкваториального течения и оно распалось на отдельные антициклонические конвекционные ячеи в пределах Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Кроме того, соединение Северной и Южной Америки способствовало интенсификации Гольфстрима. Усилившийся приток теплых вод в высокие широты Субарктики вызвал усиление испарения и выпадение большого количества осадков над Гренландией и Канадой, что в конечном итоге вызвало усиление похолодания и оледенения. Этому способствовало сокращение площади Канадской котловины Арктического бассейна и нарушение его связи с Тихим океаном.

Проведенный анализ показывает, что главным фактором формирования и эволюции климатической зональности, а также палеотечений на протяжении фанерозоя было пространственное расположение материков и океанов. Наиболее сильные глобальные похолодания происходили в периоды длительного нахождения крупных массивов суши в околополярных районах, которые еще более усиливались глобальными регрессиями, обусловленными снижением средних скоростей нарастания океанической литосферы.

В геологические периоды выхода материковых областей из полярных районов происходило общее потепление климата на Земле, которое усиливалось во время трансгрессий. Как результат прогрева вод Мирового океана, в эти периоды должна была существенно понижаться мощность океанских течений. Значительное расширение области тропиков и субтропиков в такие периоды приводили к бурному развитию кораллов на мелководье и, как следствие, к резкому сокращению CO_2 в океане и атмосфере.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Koppen W., Wegener A.* Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin, 1924. 256 p.
2. *Славин В.И., Ясаманов Н.А.* Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1982. 254 с.
3. *Ясаманов Н.А.* Стронций в раковинах современных пресноводных моллюсков и возможность определения температурных условий по кальций-стронциевым отношениям. — Геохимия, 1977, № 21, с. 1683–1690.
4. *Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкции положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным). М.: Наука, 1978. 121 с.
5. *Kanasewich E.R., Havskov N., Evans M.E.* Plate tectonics in the Phanerozoic. — Can. J. Earth., 1978, vol. 15, N 6, p. 919–955.
6. *Morel P., Irving E.* Tectonic paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic. — J. Geol., 1978, vol. 86, N 5, p. 535–561.
7. *Ушаков С.А., Ясаманов Н.А.* Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 305 с.
8. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 407 с.
9. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика/Под ред. О.Г. Сорохтина. М.: Наука, 1975. 415 с.
10. *Ушаков С.А., Галушкин Ю.И.* Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. III. Геофизический анализ палеотектоники литосферы Земли. — В кн.: Физика Земли. М.: Изд-во ВИНИТИ, 1983. Т. 7. 225 с.
11. *Лисицын А.П.* Палеоокеанология. Геология океана. М.: Наука, 1980, с. 386–406.
12. Антарктика. М.: Наука, 1980. Вып. 19. 202 с.

УДК 551.461.8,267: (551.76+551.77)

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

М.А. ЛЕВИТАН

Институт океанологии, им. П.П. Ширшова АН СССР, Москва, СССР

ВВЕДЕНИЕ

Современное понимание палеоокеанологии основано на представлениях о неразрывной связи, взаимодействии геологических, химических, биологических и физических процессов в океанах геологического прошлого. Многие существенные черты этих процессов находили свое отражение в осадочных образованиях на дне палеоокеанов. Например, представления о древней придонной циркуляции обычно опираются на картирование перерывов в седиментации; присутствие многочисленных остатков кремневых организмов позволяет делать предположение о подъеме глубинных вод; границы пелагических карбонатных (не переотложенных) и глинистых илов маркируют положение поверхности критической глубины, и т.д.

Отсюда следует правомерность седиментологического подхода к палеоокеанологическим реконструкциям. Такой подход реализован нами с использованием, в частности, "мультипликационного" принципа: составлено большое количество схематических карт осадков и слагающих их компонентов прошлых геологических эпох для определенных возрастных срезов начиная с поздней юры. Тектонической основой этих карт являются мобилистические палеогеодинамические реконструкции, выполненные для мезозоя — Л.П. Зоненшайном, а для кайнозоя — Л.П. Зоненшайном и Л.А. Савостиным. Применительно к Индийскому океану первые палеолитологические схемы по материалам глубоководного бурения построены в 1974 г. Луендиком и Дэвисом [1] для позднего мела, среднего эоцена и раннего олигоцена. В 1978 г. появилась схема для раннего эоцена Кидда и Дэвиса [2]. Несколько позднее были опубликованы карты для позднего мела, палеоцена, эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена Мирового океана, созданные группой советских исследователей, включая и автора настоящего сообщения [3]. Особенностью работы данной группы, возглавляемой А.П. Лисицыным, служит широкое применение метода актуализма, базирующегося на исследовании современных процессов океанской седиментации.

Отличие составленных нами палеолитологических карт Индийского океана от опубликованных ранее состоит в их большей детальности. Она достигнута за счет включения, с одной стороны, материалов по геологии островов и обрамляющих океан континентов, а с другой — данных изучения драгировок и колонок осадков, вскрывших океанские

образования начиная с сеномана, а в некоторых местах и изучения естественных обнажений с подводных аппаратов. Были использованы также доступные автору материалы коммерческого нефтяного бурения. В результате верхний плиоцен, например, охарактеризован с использованием более 200 геологических станций; из них 50 — это скважины "Гломар Челленджера".

При картировании учитывались рассчитанные автором величины абсолютных масс терригенного, карбонатного и кремнистого материала; литературные данные об эволюции критической глубины карбонатонакопления, а также сведения о тектонической истории, палеогеоморфологии и палеоклиматах континентального обрамления Индийского океана. Мезозой охарактеризован картами поздней юры, неокома, апт—турона и коньяка—маастрихта. Кайнозой представлен большой серией карт, выполненных для подотделов.

ОПИСАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования позволили подразделить геологическую историю Индийского океана на три этапа: позднеюрско-среднемеловой, сенон-палеогеновый и неоген-четвертичный.

Позднеюрско-среднемеловой этап

Поздняя юра. В позднеюрское время начинается создание океанской коры в бассейне Индийского океана. Судя по линейным магнитным аномалиям Сомалийской котловины, Мадагаскар отделяется в поздней юре от Африки и перемещается к югу. К середине поздней юры (реконструкция выполнена для 130 млн. лет) существовали мелководные проливы между Мадагаскаром и Африкой. По-видимому, аналогичный узкий пролив мог располагаться между Мадагаскаром и Индией. Юго-западная часть региона сообщалась с Южной Атлантикой. Седиментация развивалась под доминирующим влиянием океана Тетис, воды которого поступали с севера и северо-запада в южные мелководные бассейны. Магматизм проявлен слабо.

Аридные условия существовали в южной половине Африки [4], на северо-востоке Африканского Рога и на Аравийском полуострове. Гумидные тропические и субтропические условия преобладали в Антарктиде, Австралии, Индии и Центральной Африке.

В целом намечаются три зоны морской седиментации, сменяющие друг друга с юга на север: терригенная, терригенно-карбонатная и карбонатная. Терригенная зона представлена мелководными глинами бассейна Утеника на крайнем юге Африки; обломочными толщами прогиба Каувери, расположенного на юго-востоке Индии и северо-западе Шри-Ланки; ингрессивными толщами обломочных пород рифтов Годавари и Моханади (Индия); переслаиванием шельфовых песчаников и алевритов группы Барроу на северо-западе Австралии.

Терригенно-карбонатная зона включает в себя битуминозные глины и известняки северо-восточной части синеклизы Конго [5], толщи переслаивающихся органогенно-обломочных известняков, мергелей и терригенных пород в Танзании, Сомали, на западе Мадагаскара и в Синд-Пенджабском перикратонном прогибе.

На востоке Аравийского полуострова в конце келловея и в оксфорде—киммеридже накапливались шельфовые карбонаты, а во внутришельфовых депрессиях — битуминозные мергели [6]. По реконструкции можно предположить, что пелагическое карбонатонакопление существовало в зоне срединно-океанского хребта океана Тетис, протягивавшегося в субширотном направлении в северной части позднеюрского Индийского океана.

Весьма незначительная по площади глубоководная котловина с накапливавшимися в ней в окислительных условиях монтмориллонитовыми глинами оксфорда—титона располагалась на крайнем северо-востоке, исследуемого региона. Кремненакопления в поздней юре неизвестно.

Неоком. 121—113 млн. лет назад произошло разделение Африки и Антарктиды, а в берриас—барреме, видимо, начинается отделение Индии и Шри-Ланки от Антарктиды. Продолжается формирование зон океанской коры в Северо-Австралийской, Сомалийской и Мозамбикской котловинах. В конце неокома развивается океанская кора в

котловине Транскей и на западе Африкано-Антарктической котловины. Описанные явления отражаются в субаэральных излияниях базальтов на северо-востоке Мозамбика, районе Эшмор (к северу от Австралии) и на крайнем юго-западе Австралии.

Положение границ климатических зон по сравнению с поздней юрой не претерпело существенных изменений. В целом несколько уменьшается аридность климата. В бассейне Индийского океана неоком в основном является геократической эпохой. Сильно сокращается площадь, занятая морскими отложениями, в Восточной Африке и на п-ове Индостан. Песчаники Лунгана в бассейне Юкла на юге Австралии, вероятно, своим генезисом обязаны ингрессии скорее тихо-, чем индоокеанских вод. Не исключено, что существовал узкий длинный мелководный залив, протягивавшийся западнее выступавшего над уровнем океана плато Эксмут на юг и замыкавшийся на северо-западной периферии бассейна Перт [8].

В своих основных чертах географическая и седиментационная ситуации неокома унаследованы от поздней юры. Однако зона терригенной седиментации значительно расширяется за счет области терригенно-карбонатного осадконакопления. Северная граница последней несколько смещается к северу. "Наступление" обломочных и глинистых терригенных осадков особенно заметно к северу от Австралии, где верхнеюрские красные глины в скв. 261 сменяются серыми гемипелагическими глинами неокома. Сходные по цвету, но существенно вулканогенные глины отлагаются в это время на формирующемся Мозамбикском хребте (скв. 249). На Аравийском полуострове в развитии карбонатной шельфовой седиментации неокома отмечены две стадии: трансгрессивная (берриас—валанжин) и регрессивная (готерив—баррем).

Представляется необходимым подчеркнуть отсутствие кремненакопления в рассматриваемую эпоху.

Средний мел (апт—турон). К концу сеномана (палеогеодинамическая реконструкция построена на 90 млн. лет) Индия с Цейлоном и Мадагаскаром отошла далеко на запад от Австралии и довольно заметно сместилась к северу от Антарктиды. В это время происходит также медленное смещение Африки в северном направлении. Эти события отразились в излиянии траппов Радж Махал (105—100 млн. лет назад) на северо-востоке Индостана, сеноманских базальтов и среднемеловых игнимбритов западного Мадагаскара и его шельфа [9], базальтоидов Танзании. На среднем Востоке тектонические движения в конце турона в океан Тетис привели к обдукции офиолитов и радиоляритов на юг — в Оман и Южный Загрос.

В апте усиливается аридизация бассейна Индийского океана. После некоторой гумидизации в альбе опять происходит аридизация в сеномане [4].

К апту во многих районах континентального обрамления Индийского океана приурочена трансгрессия. Море в среднемеловое время (вплоть до турона включительно) занимало наибольшую часть территории Австралии по сравнению с другими отрезками мезозоя—кайнозоя. В сеномане—туроне здесь отмечены кратковременные регрессии. Начиная с апта море проникает на побережье Бенгальского залива, и в район Кач и Катиавар (Индия).

В пределах Аравийского бассейна седиментации средний мел — это эпоха чередования трансгрессий (апт, поздний альб, поздний сеноман) и регрессий (ранний—средний альб и ранний сеноман). Столь же короткие трансгрессивно-регрессивные циклы отмечены в южном Мозамбике [10] и на западном Мадагаскаре. На крайнем юге Африки впервые в апте—раннем сеномане появляются карбонаты. Это же явление отмечено и для плато Агульяс, поднятия Брокен-Кергелен, погребенного в современную эпоху северо-восточного срединно-океанского хребта.

Периферия Индостана в основном занята терригенно карбонатными толщами. В центре Западно-Австралийской котловины и на Мозамбикском хребте формируются терригенные глинистые илы, содержащие 15—16% $CaCO_3$.

Впервые в истории осадочного чехла Индийского океана осуществляется кремненакопление (с помощью радиолярий). Оно происходит практически по всей периферии Австралии, в Западно-Австралийской котловине и во внутришельфовых депрессиях Аравийского полуострова. Максимум встречаемости кремней в скважинах глубоководного бурения по ярусам мела приурочен к турону [11].

Необходимо отметить значительное обогащение органическим веществом терригенных среднемеловых толщ периферии Индийского океана. Максимальные концентрации C_{opr} (до 2,7%) наблюдаются в пиритоносных и оливково-черных глинах альба—сенома-

на Мозамбикской котловины. Синхронное обогащение среднемеловых отложений рассеянным органическим веществом и радиоляриями (не только в Индийском, но и в других океанах) позволяет утверждать, что по крайней мере часть органического вещества создана в условиях повышенной биологической продукции, обусловленной интенсивным подъемом глубинных вод (вертикальной циркуляцией).

Выводы. В течение поздней юры–среднего мела (эмбриональной стадии развития) начинается формирование Индийского океана. Собственно океанская кора в это время образуется по обрамлению Австралии (аномалии М9 – М25 на северо-востоке Северо-Австралийской котловины, М0–М10 южнее плато Эксмут) и Восточной Африки (аномалии М0–М21 на юго-западе Сомалийской котловины и М2–М22 на севере Мозамбикской котловины). Средняя линейная скорость спрединга равна 2,4 ± 0,9 см/год.

В условиях рифтовой стадии в отдельных грабенах и полуграбенах по обрамлению континентальных масс Индийского океана накапливаются с высокой скоростью весьма мощные серии морских терригенных отложений. Здесь сильно развиваются процессы проградации. Постепенно все большая площадь бассейна становится ареной морской и океанской седиментации, при этом происходит возрастание разнообразия седиментационных обстановок и формирующихся осадков. Эвстатические колебания уровня океана, наложившиеся на региональные и локальные тектонические движения в условиях теплого "мезозойского" климата, определили присутствие и состав мелководно-морских отложений на континентальных окраинах.

Сенон–палеогеновый этап

Сенон (*коньяк–маастрихт*). После турона в основных чертах формируется геологическая структура Индийского океана и океанские условия начинают доминировать на преобладающей части площади бассейна. Влияние тетических вод относительно ослабевает. На палеогеодинамической реконструкции (рис. 1), выполненной для уровня 65 млн. лет назад, показано, что к этому времени Индия переместилась уже далеко на север, хотя большая часть Индостанского субконтинента еще расположена южнее экватора. В течение позднего мела начинается формирование структуры юго-западного срединного хребта; раздвигаются Мадагаскар и Индия со становлением Центрально-Индийского хребта; начинается образование Восточно-Индийского хребта, структурные перестройки охватывают Юго-Восточную Африку и Мадагаскар.

По мнению некоторых исследователей, именно к позднему мелу относится начало раздвижения Австралии и Антарктиды. Отмеченные тектонические явления проявились не только в структурном плане, но и зафиксированы в большинстве случаев магматическими комплексами. Укажем на интенсивное развитие континентальных базальтовых серий сеномана–коньяка на западном Мадагаскаре и противолежащем побережье Африки; образование вулканогенных агломератов рифа Провиденс, базальтов северного ограничения прохода Амиранте и банки Сая-де Малья; первые проявления траппового вулканизма Декана; мощную вулканогенно-осадочную толщу и базальты северной части Восточно-Индийского хребта (скв. 216 и 217).

Климатическая зональность позднего мела в общих чертах унаследована от предыдущей эпохи. Перелом наступил в позднем маастрихте, когда на крайнем юге Африки, в южной Австралии и на территории Антарктиды тропическая и субтропическая гумидные зоны уступили место умеренной гумидной [4]. При этом сильно расширилась к северу экваториальная зона, захватившая даже юг Аравийского полуострова, где образуются угли.

В первую половину рассматриваемого интервала седиментационная ситуация на континентальных окраинах Восточной Африки и Западной Австралии очень похожа: по простиранию чередуются зоны терригенной и карбонатной седиментации, отмечена регрессия на границе коньяка и сантона и т.д. Однако, в отличие от Африки, по периферии Австралии начиная с сантона уже доминирует карбонатная биогенная седиментация [13], а существенно монтмориллонитовый комплекс глинистых минералов сменяет пеструю полиминеральную ассоциацию терригенных глинистых минералов предшествующего этапа развития.

В пределах Австралии и Африки (особенно района Сомали) верхнемеловые отложения занимают заметно меньшую площадь, чем среднемеловые. Усиливается приток терригенного материала на Аравийский полуостров, по периферии Африки и Индостана.

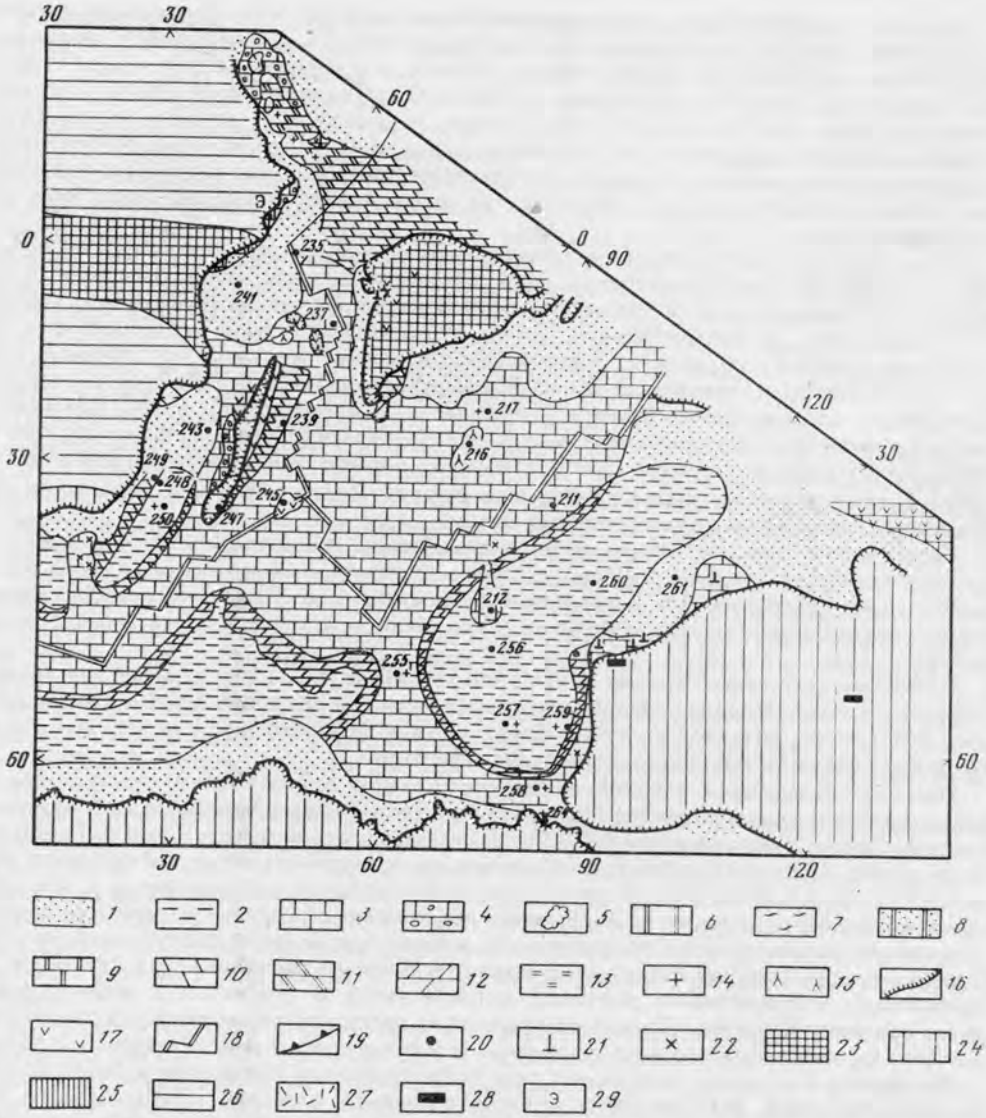


Рис. 1. Палеолитическая карта сенона (коньяка—маастрихта). Палеотектонические реконструкции рис. 1—3 выполнены Л.П. Зоненшайном и Л.А. Савостиным. Палеоклиматическая зональность континентов дана по А.Б. Ронову и А.Н. Балуховскому (4). Эвапориты и угли нанесены по литературным данным

Условные обозначения к рис. 1—3

Осадки: *1* — терригенные; *2* — пелагические глины; *3* — пелагические карбонаты; *4* — неритические карбонаты; *5* — рифы; *6* — диатомовые илы; *7* — радиоляриевые илы; *8* — кремнисто-терригенные; *9* — кремнисто-карбонатные; *10* — терригенные мергели; *11* — терригенные кремнистые мергели; *12* — пелагические мергели; *13* — пелагические кремнистые глины; *14* — кремни; *15* — вулканогенно-осадочные отложения; *16* — береговая линия; *17* — базальтоиды; *18* — система срединно-океанских хребтов и разломов; *19* — зона субдукции; *20* — скважины "Гломара Челленджера"; *21* — скважины нефтяного бурения; *22* — геологические станции; *23* — экваториальная гумидная зона; *24* — тропическая и субтропическая гумидная зоны; *25* — умеренная гумидная зона; *26* — аридная зона; *27* — антарктическая холодная зона; *28* — угли; *29* — эвапориты

Начиная с позднего мела доминирующее значение в бассейне Индийского океана приобретает уже не седиментация на проградирующих континентальных окраинах, а собственно океанское осадконакопление. Однако, в условиях экваториальной гумидной зоны к северо-востоку от Цейлона глубже 4000 м, видимо, накапливались не пелагические глины (как на реконструкции Кидда и Дэвиса [2]), а тонкие терригенные осадки. Столь же сомнительно на этой реконструкции пятно терригенных отложений на Мадагаскарском хребте, которое не соответствует данным по геологии и геоморфологии Южного Мадагаскара [14]. Вероятно, на севере хребта вплоть до конца мела существовала суша.

Терригенно-карбонатная седиментация развита в основном на севере и западе Индийского океана: в Синд-Пенджабском перикратонном прогибе, на Аравийском полуострове, в Маскаренской и Мадагаскарской котловинах, на Мозамбикском хребте.

Пелагическое (планктоногенное) карбонатонакопление было сосредоточено на океанских хребтах и поднятиях. Плато Агульяс, вероятно, разделяло котловины Агульяс и Мозамбикскую, сливаясь с юго-западным хребтом. По этому же хребту, видимо, соединялись возвышенность Крозе и южная часть Мадагаскарского хребта. Возвышенность Кергелен-Брокен разъединяла Африканско-Антарктическую и Западно-Австралийскую котловины. К позднему мелу относится окончательное формирование плато Эксмут и Натуралистов. Хорошо выражен в рельефе северо-восточный срединно-океанский хребет, покрытый кокколитовыми мелами.

Пелагические красные глины, нередко вмещающие клиноптилолит и палыгорскит, широко развиты в пределах Западно- и Северо-Австралийской котловин, а также в Мозамбикской котловине. По палеобатиметрическим и геологическим соображениям можно предположить их существование в котловинах Агульяс и Африкано-Антарктической.

О кремненакоплении трудно сказать что-то определенное. Аутигенные кремневые стяжения найдены в самых различных районах развития разнофациальных верхнемеловых отложений. Парагенез кремней, фосфоритов и битуминозных мергелей в Аравийском бассейне указывает на существование апвеллинга.

Палеоген. В палеоцене—среднем эоцене происходило быстрое продвижение Индии на север, при этом отрыв Индии от Мадагаскара наиболее сильно отразился в образовании траппов Декана с максимумом 65—60 млн. лет назад. Формируется Чагос – Лаккадивский хребет единый Мадагаскарский хребет, на котором отмечено эксплозивная деятельность. Синхронно с общим смещением к северу по южной периферии в процессе очень интенсивного эоценового вулканизма надстраивается Восточно-Индийский хребет. Начинается формирование океанской коры в Аравийском море. Скорее всего, именно в палеоцене (55 млн. лет назад) начинается относительно быстрый отход Австралии от Антарктиды и продвижение рифтовой зоны на запад. В результате в эоцене единое ранее поднятие Кергелен—Брокен распадается на составляющие массивы со смещением Брокена на северо-восток и одновременным его поворотом против часовой стрелки.

В позднем (?) эоцене происходит первое столкновение Индийской и Евразиатской литосферных плит. Реорганизуется система спрединга. В период с 70 до 50 млн. лет средняя линейная скорость спрединга составляла 8,1 ± 3,7 см/год, а после 45 млн. лет – 3,0 ± 0,8 см/год [11]. Начинает формироваться Южно-Аравийское поднятие. К позднему эоцену—олигоцену приурочены угловое несогласие в чехле хребта Брокен и граница структурных этажей на всем протяжении Восточно-Индийского хребта. Вероятно, в это же время закладывается диагональная зона пликативных дислокаций в осадочном чехле Центральной котловины, простирающаяся на северо-восток [15]. Максимальная интенсивность внутриокеанских эксплозий в палеогене приурочена к эоцену [16]. В конце олигоцена отмечены первые проявления известково-щелочного магматизма Зондской островной дуги.

В целом палеоцен гораздо теплее маастрихта и напоминает сантон—кампан [4]. Потепление и аридизация климата усиливаются в раннем эоцене. В среднем эоцене климат становится существенно более гумидным, а на границе среднего и позднего эоцена происходит важнейшая в истории Индийского океана и Земли в целом перестройка климата. В позднем эоцене появляются первые признаки горно-долинного оледенения Антарктиды. К этому же времени приурочено (по данным изотопной палеотермометрии) резкое снижение температуры поверхностных и особенно придонных вод.

С тектоническими и климатическими флуктуациями неплохо коррелируют изменения уровня океана. В палеоцене — раннем эоцене существенно уменьшается площадь, занятая морскими отложениями на континентах, обрамляющих Индийский океан, особенно в Австралии. Падение уровня моря синхронизировано с широчайшим развитием перерывов в седиментации. Есть основания считать, что в палеоцене поднятие Кергелен-Брокен представляло собой крупнейший островной массив. К среднему эоцену относится максимальное в палеогене развитие трансгрессии на континентальных окраинах Индийского океана. Начавшееся в позднем эоцене падение уровня океана привело к широчайшей регрессии, достигнувшей максимума в олигоцене. Именно с этим событием связана эпоха развития наиболее многочисленных перерывов в седиментации не только на континентальных окраинах, но и в пелагических частях Индийского океана. Свою роль здесь сыграло и усиление скорости придонных течений, поскольку в олигоцене (около 38 млн. лет назад) ледники Антарктиды вышли к берегу. В это время, по-видимому, на поверхность океана выходили крупные массивы островной суши: Кергелен, Брокен, поднятие "Афанасия Никитина", плато Агульяс и т.д.

Трансгрессивно-регрессивные циклы седиментации, фазы тектонической активизации и климатические флуктуации в течение позднего мела, палеоцена и значительной части эоцена в бассейне Индийского океана происходили на фоне формирования выровненного рельефа континентов и их низкого среднего гипсометрического уровня. Поэтому в большинстве случаев скорости седиментации терригенного материала по периферии континентальных окраин (особенно в палеоцене) невысоки.

На большей части побережья Аравии и Восточной Африки широтная климатическая зональность палеогенового времени четко проявляется в литологическом составе накапливавшихся морских осадков: к гумидным зонам тяготеют существенно глинистые терригенные отложения, а к аридным — карбонатные, карбонатно-эвапоритовые и карбонатно-терригенные.

Бентогенное карбонатонакопление четко маркирует тектонически поднятые структуры в теплых тропических водах на мелководье: Мадагаскарский хребет и юг Восточно-Индийского хребта, массивы Маскаренской платформы, участки Чагос-Лаккадивского хребта и т.д.

Начиная с позднего эоцена в Индийском океане происходит процесс погружения поверхности критической глубины в экваториально-тропической области и подъем на палеоширотах 50—60° [17]. Это привело к разрастанию площади, занятой пелагическими планктоногенными карбонатами, в первом районе, и к ее уменьшению за счет глинистых осадков — во втором. Следует отметить ярко выраженную асимметрию: практически полное исчезновение терригенной седиментации вокруг Австралии и возрастание (особенно в палеоцене и олигоцене) ее роли у берегов Восточной Африки и Индии.

Своеобразна история кремненакопления в палеогене. Наиболее древние в Индийском океане диатомовые илы накапливались в позднем палеоцене вдоль юго-западного и южного окончания Восточно-Индийского хребта, глубина которого не превышала первых сот метров [18]. Вторая зона кремненакопления, видимо, намечается в южно-экваториальном поясе в районе скв. 237.

Средний эоцен является временем наиболее интенсивной в палеогене седиментации биогенного кремнезема (рис. 2). Терригенно-карбонатно-кремнистый парагенез формируется у юго-восточного окончания Аравийского полуострова. Крупная субширотная зона кремненакопления, накладывающегося и на карбонатную, и на пелагическую глинистую седиментацию, формируется южнее экватора. Диатомово-глинистые породы по данным экспедиций "Витязя" описаны на восточном склоне хребта 90° в его южной части. Вдоль южного берега Австралии развита зона шельфовой кремнисто-карбонатной седиментации. Верхне (?) — эоценовые спионголиты описаны в Западной Австралии.

Столь активное кремненакопление, по-видимому, свидетельствует о довольно интенсивной циркуляции, в основе которой лежит "соленостный" механизм [19].

Олигоценовые кремневые осадки, по сути дела, нам неизвестны. Речь идет лишь о кремнях в скв. 236 и кремневых стяжениях в нижнеолигоценовых отложениях на юго-востоке Австралии [20].

Выводы. Сенон-палеогеновый этап (ранняя стадия) в развитии Индийского океана характеризуется заложением и формированием основных его структурных элементов. К концу этапа океан приобретает в главных чертах современные очертания. Резко

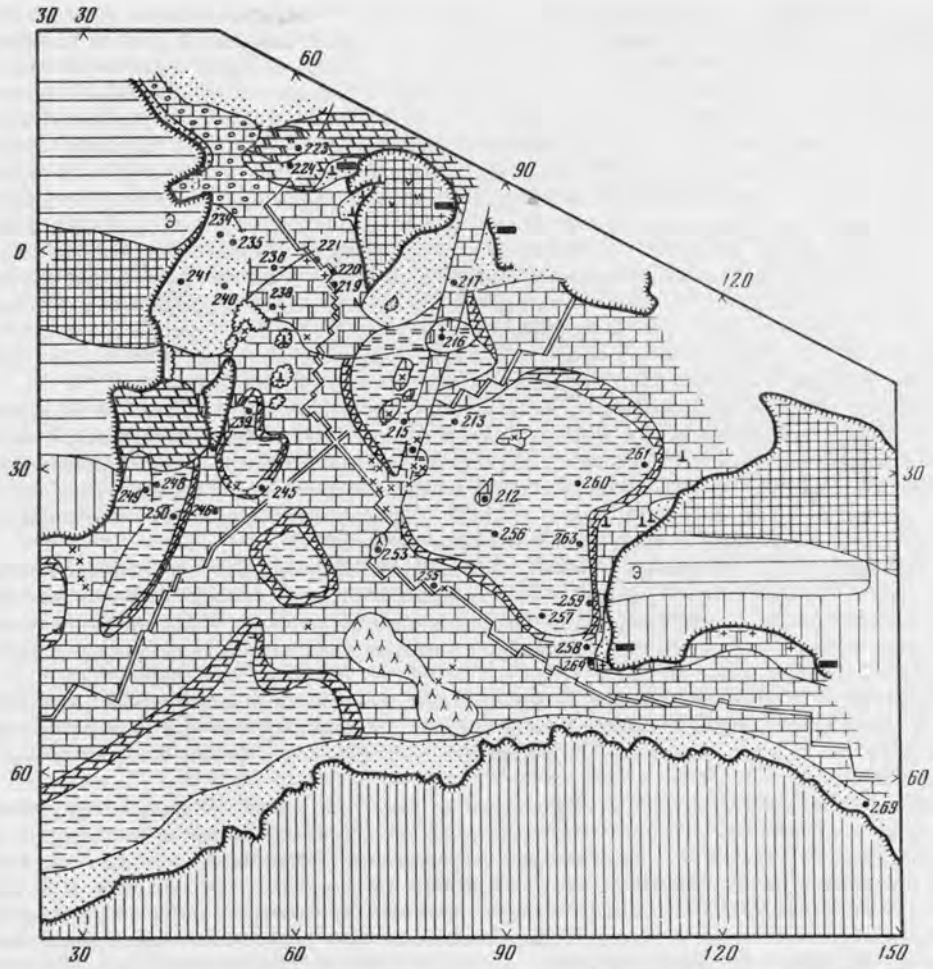


Рис. 2. Палеолитологическая карта среднего эоцена. Условные обозначения см. рис. 1

возрастает дифференциация седиментационных обстановок. Структурные, климатические и литологические перестройки на границе среднего и позднего эоцена заставляют в рамках рассматриваемого этапа выделить два подэтапа: сенон-среднеэоценовый и позднеэоценовый. Проникновение холодных придонных вод на север; начавшаяся циркуляция поверхностных водных масс между Австралией и Антарктидой, повлекшая за собой термическую изоляцию последней; а также ряд специфических черт минерального состава придают последнему подэтапу переходный характер между сенон-среднеэоценовым подэтапом и неоген-четвертичным этапом истории Индийского океана.

Неоген-четвертичный этап

В *миоцене* начался последний этап истории Индийского океана, соответствующий его зрелой стадии. К раннему миоцену приурочено окончание северного дрейфа Индии, 21 млн. лет назад началось раскрытие Аденского залива, а 16 млн. лет — Красного моря. В среднем миоцене осуществляется вторая фаза подъема Гималаев, завершается подъем Оуэн и Чагос-Лаккадивского хребтов. Важнейшее значение для седиментации в северной части Индийского океана имело формирование с начала миоцена главных речных систем Индии—Ганга и Инда. В это же время происходит неотектонический подъем и формирование в целом орогидрографической структуры обрамляющих океан континентов.

В миоцене продолжается магматическая деятельность в пределах Зондской островной дуги. Внутриокеанский магматизм был сосредоточен на островах Кергелен (базальтовые лавы возрастом 25–20 млн. лет и кольцевые дайки сиенитов – 15–7,9 млн. лет) – Херд; Коморских и начиная с позднего миоцена – Маскаренских [21].

В раннем миоцене завершается заполнение льдами всей территории Антарктиды. В дальнейшем формируются и морские льды в южной части Индийского океана. Их объем и количество генерируемых холодных вод не остаются неизменными на протяжении миоцена. По изотопно-кислородным и седиментологическим данным максимальное оледенение в это время приходится на 15 и 9 млн. лет [22]. Резко возросшая контрастность климата в связи с общим похолоданием и термической изоляцией Антарктиды приводят к формированию уже в это время основных черт циркуляции и климатической зональности бассейна Индийского океана, известных в современную эпоху. Накопление эвапоритов в раннем – среднем миоцене отмечено в узкой полосе северо-западного простирания, проходящей через Персидский залив, а в позднем миоцене смещается в Красное море. Следует отметить также верхнемиоценовые эвапориты южнее Тимора. На побережье Аравийского полуострова и почти на всей территории Индии существовал влажный тропический климат. В Аравии сразу к западу от берега он сменялся условиями саванны.

К раннему миоцену приурочена эвстатическая трансгрессия. Она хорошо проявлена на территории Восточной Африки, особенно в Южном Мозамбике, где накопились мощные толщи мелководных органогеннообломочных известняков. Им соответствуют синхронные устричные слои западного Мадагаскара, известняки формаций Абракурри и Нулларбор в бассейне Юкла, известняки формации Клифтон в бассейне Отуэй (Австралия). В отличие от Восточной Африки, Аравии и Австралии в целом ранний миоцен в Индии – время регрессии, что обусловлено особенностями ее тектонического развития.

В конце раннего миоцена на побережье Индии наблюдаются ингрессии вдоль долин Инда и Ганга,. Трансгрессия моря продолжается вплоть до конца среднего миоцена (как и в Западной Австралии). На территории Восточной Африки трансгрессия, ослабевая, охватывает большую часть среднего – позднего миоцена. На банке Агульяс в результате регрессии конца миоцена фораминиферово-мшанковые известняки сменяются песками.

Данные глубоководного бурения дают основание датировать становление зоны антарктической дивергенции в юго-восточной части Индийского океана и соответственно южного пояса кремненакопления в этом районе второй половиной раннего миоцена. Вероятно, такой же возраст имеют нижние горизонты осадочного Восточно-Кергеленского хребта, сложенного, по-видимому, терригенными контуритами. Литологическое картирование свидетельствует о смещении со среднего по поздний миоцен к северу южной и северной границ приантарктического пояса диатомовых илов и резком расширении зоны развития кремнисто-терригенных осадков.

Изменения в поверхностной и придонной циркуляции привели в среднем (?) – позднем миоцене к формированию сезонного апвеллинга у юго-восточного побережья Аравийского полуострова и к западу от Мальдивских островов. Наибольшим распространением перерывов в миоцене глобально пользуются следующие возрастные интервалы: 23,0–22,5, 20,0–18,0, 16,0–15,0, 13,5–12,5, 12,0–11,0, 10,0–9,0 и 7,5–6,2 млн. лет назад [23], соответствующие фазам похолодания.

К концу позднего миоцена относится становление экваториальной дивергенции. Судя по составу осадков (слабокремнистые красные глины) и размерам области дна, занятой ими, интенсивность вертикальной циркуляции в это время была весьма незначительной.

В тропической области в миоцене в основном происходило слабое понижение уровня критической глубины, сменившееся в конце миоцена ее сильным углублением, продолжившимся и в плиоцене. Одновременно к северу смещалась граница преимущественного подъема критической глубины [17].

Рифовые структуры в среднем миоцене были свойственны Маскаренской платформе, Чагос-Лаккадивскому хребту и северо-западному побережью Австралии (от блока Эшмор до платформы Сахул). В позднем миоцене появляется мощная зона рифов Андаманского хребта.

В *плио-плейстоцене* увеличение скорости субдукции привело к возрастанию вулканической активности в районе Зондской островной дуги. Помимо тех областей, где осуществлялась внутриокеанская магматическая деятельность в миоцене, в плиоцене и

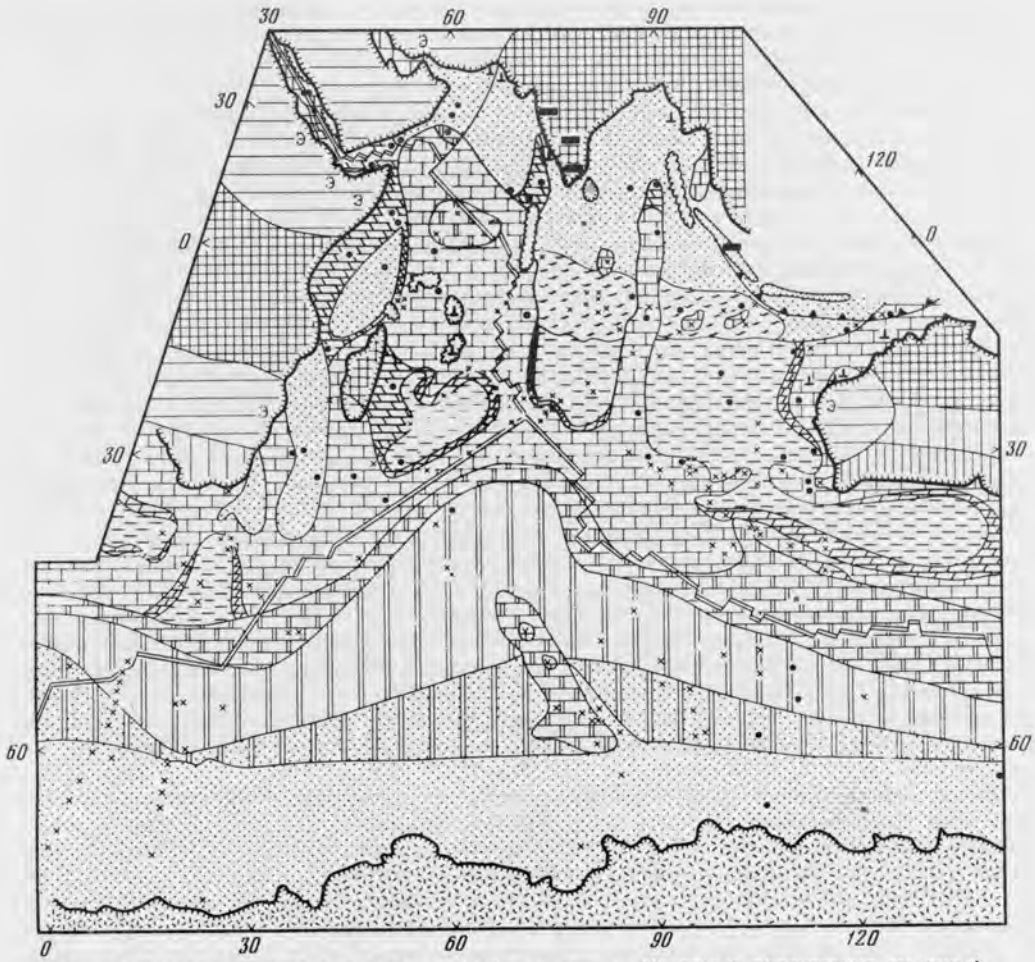


Рис. 3. Палеолитологическая карта верхнего плиоцена. Условные обозначения см. рис. 1

плейстоцене зафиксированы базальтоидные излияния и эксплозии на востоке Мадагаскара, на островах Реюоньон и Маврикий, Сен Поль и Амстердам (плейстоцен). Активные извержения в плиоцене происходили на Лаккадивских и Мальдивских островах.

В это время сохраняются и усиливаются тенденции эволюции климатических и связанных с ними океанологических характеристик, отмеченные в миоцене. При этом типичны определенные климатические флуктуации на общем фоне возрастания оледенения и посуровения климата, достигших максимума в раннем плиоцене и плейстоцене. Так, между периодами понижения температуры и усиления придонной эрозии в приантарктической зоне — 7,2–6,2 млн. лет назад (конец миоцена), 4,0–3,2 млн. лет и 1,2–1,0 млн. лет — были периоды относительного потепления, ослабления скорости придонных течений и увеличению скорости седиментации [24]. Чем выше разрешающая способность применяемых стратиграфических методов, тем более короткопериодные климатические флуктуации фиксируются.

В целом плио-плейстоцен является геократической эпохой. Изредка встречается, например, морской плиоцен на суше (бассейн Отуэй) и на прилегающих к континентам районах акваторий (банка Агульяс, район скв. Лежандр). Голоценовый гляциоэвстатический подъем уровня океана привел к затоплению крупных участков материковой отмели вокруг Африки, Аравии, Индии и Австралии. Сформировались современные береговые линии.

Поставка терригенного вещества на севере Индийского океана осуществлялась синхронно с поставкой с Антарктиды: максимальной площади развития терригенные отложения достигают в позднем плиоцене (рис. 3). Исчезают даже небольшие пятна глубоководных глин, которые существовали на юге Аравийского моря еще в миоцене.

Учитывая более низкие температуры раннего плиоцена и основываясь на седиментологических данных, можно утверждать, что терригенный материал приантарктического пояса в бо́льшей степени поставлялся плотностными потоками, чем айсбергами. Весьма интенсивная поставка терригенного вещества реками Ганг, Инд, Замбези резко сокращается в голоцене [25].

В течение плиоцена, судя по литологическим данным, положение зоны антарктической конвергенции не изменялось, а зона антарктической дивергенции смещалась к югу. Интересно, что сходная тенденция (смещение южной границы к югу) отмечена и для экваториального пояса кремненакопления. В позднем плиоцене кремнистые илы занимают большую площадь, чем в раннем. При этом площадь развития диатомово-глинистых терригенных отложений явно больше в раннем плиоцене. Продолжает существовать сезонный апвеллинг у берегов Аравии. Документирован апвеллинг у побережья Юго-Западной Австралии. Начиная с 0,7 млн. лет назад расширяется за счет смещения к югу южной границы экваториальный пояс кремненакопления [26].

Погружение в тропической области поверхности критической глубины по сравнению с поздним миоценом на 500—800 м привело к расширению площади дна, занятой карбонатными пелагическими осадками, за счет глубоководных красных глин. Одновременно столь же сильно поднялась критическая глубина в субантарктике, причем северная граница этой зоны подъема достигла почти 30° ю.ш. [17].

В неогене-плейстоцене по сравнению с предшествовавшим этапом чрезвычайно сильно возрастают скорости седиментации и абсолютные массы терригенного, карбонатного и кремнистого материала.

Выводы. В неоген-четвертичное время окончательно оформилась геологическая и океанологическая структура Индийского океана. Определяющее значение при этом имели остановка Индии, формирование речных систем Инда и Ганга, климатические колебания на фоне общего усиления контрастности и суровости климата, изменения объема ледяного щита Антарктиды.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Luyendyk B.P., Davies T.A.* Results of DSDP Leg 26 and the geologic history of the southern Indian ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 26, p. 909—944.
2. *Kidd R.B., Davies T.A.* Indian ocean sediment distribution since the Late Jurassic. — Mar. Geol., 1978, vol. 26, N 1/2, p. 49—70.
3. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Левитан М.А., Николаев С.Д., Чеховских Е.М.* История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 407—427.
4. *Ронов А.Б., Балуховский А.Н.* Климатическая зональность материков и общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 118—136.
5. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Африка и Антарктида. М.: Недра, 1971. 350 с.
6. *Murris R.J.* Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, vol. 64, N 5, p. 597—618.
7. *Barron E.J., Harrison C.G.A., Sloan J.L., Hay W.W.* Paleogeography, 180 million years ago to the present. — Eclog. geol. helv., 1981, vol. 74, N 2, p. 443—470.
8. *Veevers J.J., Johnstone M.H.* Comparative stratigraphy and structure of the western Australia margin and the adjacent deep ocean floor. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 27, p. 571—585.
9. *Sigal J.* Comments on Leg 25 sites in relation to the Cretaceous and Paleogene stratigraphy in the eastern and southeastern Africa coast and Madagascar regional setting. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 25, p. 687—700.
10. *Förster R.* The geologic history of the sedimentary basin of southern Mosambic channel. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1975, vol. 17, N 4, p. 267—287.
11. *Левитан М.А.* Распространение кремней в осадочном чехле Индийского океана (по данным глубоководного бурения). — В кн.: Геология морей и океанов. М.: Ин-т океанологии, 1982, т. 1, с. 103—105.
12. *Шрейдер А.А.* Распределение относительных мгновенных скоростей спрединга в Индийском океане. — В кн.: Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981, с. 178—186.
13. *Виверс Дж.* Западная континентальная окраина Австралии. В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 314—326.
14. *Battistini R.* Lextrême-Sud de Madagascar. T. 1. Le relief de l'intererier.. 1964. 330 p.
15. *Weissel J.K., Anderson R.N., Geller C.A.* Defor-

mation of the Indo-Australian plate. — Nature, 1980, vol. 287, N 5780, p. 284–291.
16. *Левитан М.А., Лисицын А.П.* Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Атлантического и Индийского океанов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 3, с. 669–672.
17. *Ramsay A.T.S.* Sedimentological clues to paleooceanography. — In: Oceanic micropaleontology. L. etc.: Acad. press, 1977, vol. 2, p. 1371–1453.
18. *Мухина В.В.* Палеоценовые диатомовые илы в восточной части Индийского океана. — Океанология, 1974, т. 14, вып. 5, с. 859–863.
19. *Лисицын А.П.* Палеоокеанология. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 386–406.
20. *McGowran B.* Stratigrafic record of Early Tertiary oceanic and continental events in the Indian ocean region. — Mar. Geol., 1978, vol. 26, p. 1–39.
21. *Vallier T.L.* Volcanogenic sediments and their relation to landmass volcanism and sea floor — continent movements, western Indian ocean, Leg 25, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 25, p. 513–542.
22. *Savin S.M., Douglas R.G., Keller G.* et al. Miocene benthic foraminiferal isotope record: A synthesis. — Mar. Micropaleontol., 1981, vol. 6, p. 423–450.
23. *Barron J.A., Keller G.* Widespread Miocene deep-sea hiatuses: Coincidence with periods of global cooling. — Geology, 1982, vol. 10, N 11, p. 577–581.
24. *Ciesielski P.F., Ledbetter M.T., Ellwood B.B.* The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing bank. — Mar. Geol., 1982, vol. 46, N 1/2, p. 1–51.
25. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация. — В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1981, с. 3–59.
26. *Свальнов В.Н., Демиденко Е.Л.* Основные закономерности четвертичного седиментогенеза в восточной части Индийского океана. — В кн.: Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1982, с. 139–150.

УДК 551.240.479 : (551.73, 76, 77)

ЭВОЛЮЦИЯ АКТИВНЫХ ОКРАИН ОКЕАНА ТЕТИС (на примере Кавказа)

М.Б.ЛОРДКИПАНИДЗЕ, Ш.А.АДАМИЯ

Геологический институт АН ГССР, Тбилиси, СССР

Б.З.АСАНИДЗЕ

Институт геофизики АН ГССР, Тбилиси, СССР

ВВЕДЕНИЕ

За последнее десятилетие был создан целый ряд геодинамических моделей фанерозойской эволюции кавказской окраины океана Тетис. Тем не менее многие кардинальные проблемы геологии Кавказа — географическая позиция последнего в палеозое, характер перехода от герцинского к альпийскому этапу развития, генезис и возраст Черноморского и Каспийского бассейнов, связь издавна установленных на Кавказе тектонических фаз с динамикой плит и микроплит — остаются остро дискуссионными или неясными. Цель настоящей работы — проанализировать некоторые из названных выше проблем, основываясь на корреляции палеомагнитной информации с результатами глубокого и сверхглубокого бурения и с данными направленных петрологических, седиментологических и структурных исследований, полученными в последние годы.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАВКАЗА

Горные сооружения Большого и Малого Кавказа, разделенные Рионо-Куринской межгорной впадиной (рис. 1), характеризуются сильной неоднородностью коры. Мощность последней велика в пределах Большого (до 55–60 км) и Малого (48 км) Кавказа и редуцируется до 30 км в межгорной депрессии. Особенно сильно уменьшается в последней мощность гранитного слоя, вплоть до его полного выклинивания в восточной части Куринского прогиба. Следует также отметить мозаичный характер коры Малого Кавказа [1], отсутствие протяженных горизонтов в которой, очевидно, объясняется текто-

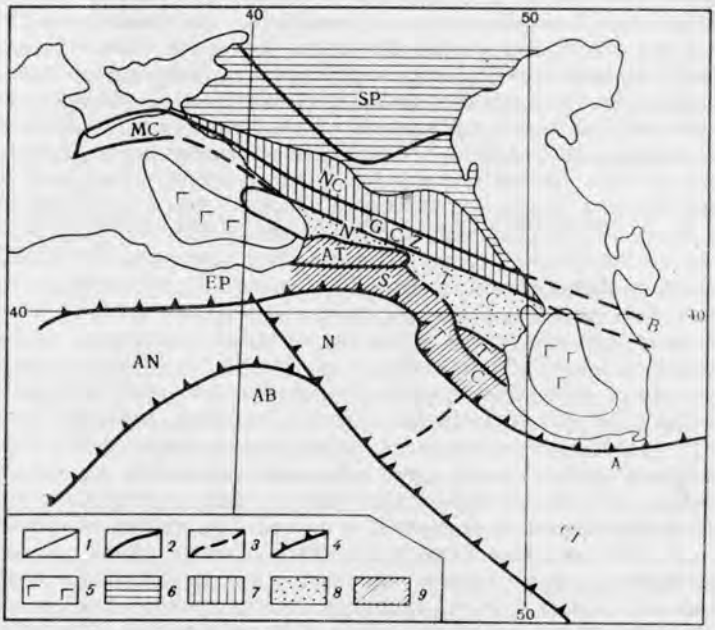


Рис. 1. Основные геоморфологические и структурные единицы Кавказа

1 — границы геоморфологических единиц; *2–3* — границы тектонических единиц установленные и предполагаемые; *4* — шовные зоны; *5* — участки океанической коры; *6* — Скифская платформа; *7* — Большой Кавказ; *8* — Рионо-Куринская межгорная впадина; *9* — Малый Кавказ. Структурные элементы; SP — Скифская платформа, NC — Северо-Кавказская верхнепалеозойско-нижнеюрская активная окраина Скифской платформы, GC — Большекавказская складчатая зона, NTC — Северо-Закавказский блок, AT — Аджаро-Триалетская зона, T — Талыш, STC — Южно-Закавказский блок, N — Нахичеванский блок, EP — Восточный Понт, AN — Анатолия, AB — Аравия, A — Эльбурс, CJ — Центральный Иран, B — Балхан

ническим скучиванием разнородных блоков. Именно через Малый Кавказ проходит по крайней мере одна шовная зона, маркируемая палеозойско-мезозойским офиолитовым поясом. Он разделяет Кавказ на две основные структурные области, характеризующиеся контрастным развитием в палеозое и сохраняющие существенные различия вплоть до эоцена.

Северная структурная область Кавказа характеризуется активным магматизмом, метаморфизмом и тектоникой в палеозое и в альпийское время. Она включает две основные тектонические единицы — складчатую зону Большого Кавказа и Закавказский срединный массив. Общая мощность филлитов, аспидных сланцев, терригенного и карбонатного флиша среднего палеозоя–эоцена в Большекавказской зоне превышает 15 км. Два горизонта базальтов типа СОХ локализовано в аспидных сланцах домера–нижнего тоара и аалена. В карбонатном флише альба-сеномана локально появляются щелочные базальты внутриплитного типа. Таким образом, Большекавказская зона была долгоживущим глубоководным бассейном, накапливавшим глубоководные илы и турбидиты. Фазы растяжения в нем маркируются базальтовым вулканизмом. Бассейн претерпел инверсию в олигоцене, однако основная складчатость, надвигообразование и шарьирование, формирование высокогорного рельефа имели место в позднем миоцене–плейстоцене. В этот же период в центральном сегменте Кавказского хребта проявляется известково-щелочной и кислый вулканизм и внедряются граниты.

Закавказский срединный массив, расположенный между складчатой зоной Большого Кавказа и Малокавказским офиолитовым поясом, характеризуется герцинским гранит-метаморфическим фундаментом. В альпийское время — это область мелководного карбонатно-терригенного осадконакопления и интенсивного вулканизма. До последнего времени Закавказский массив рассматривался как единая островная дуга с классически выраженной северной полярностью в юре. Однако палеомагнитные данные показали, что

южная и северная части Закавказского массива были пространственно разобщены на протяжении большей части юры и мела. Глубокое бурение в Рионо-Куринской депрессии, по-видимому, подтверждает большую вероятность существования Черномрско-Каспийского бассейна, разделявшего Северо-Закавказскую и Южно-Закавказскую островные дуги. В Рионской депрессии под эвапоритовой пачкой киммериджа—титона повсеместно вскрыта мощная (800—1000 м) толща щелочных оливиновых базальтов и толеитов внутриплитного типа. Базальты предположительно относят к верхней юре, поскольку маломощные прослои щелочных базальтов издавна известны внутри эвапоритовой пачки. Однако, поскольку в ряде скважин указывается несогласное залегание эвапоритов верхней юры на базальтовой толще, не исключен и более древний (нижне- или среднеюрский) возраст последних. В восточной части Куринской депрессии, в районе Кюрдамир-Саатлы скважины вскрыли мощные (до 5 км) толщи низкотитанистых, богатых K_2O базальтов мелового и юрского возраста, которые, возможно, сформированы в междуговом бассейне. Таким образом, можно допустить, что Черноморско-Каспийский бассейн существовал уже начиная с юры. Весьма вероятно, что Черноморско-Аджаро-Триалетский и Талыш-Южнокаспийский рифтовые бассейны, характеризующиеся мощным базальтовым вулканизмом, зародились на шовной зоне последнего (см. рис. 1).

В Малокавказском офиолитовом поясе обдукция офиолитов произошла в верхнем сеномане—коньяке [2, 3]. K—Ar датировки габбро-диабазов, плагиогранитов и базальтов офиолитового комплекса дают широкий интервал возрастов от нижнего палеозоя до верхнего мела включительно. Следует отметить наличие блоков верхнекарбоновых базальтов и диабазов в офиолитовом меланже, а также две находки аммонитовых известняков среднего триаса (фации открытого моря), резко отличающихся от синхронных пород южной и северной структурных областей Кавказа. Базальт-радиоляритовые комплексы офиолитового пояса фаунистически датируются средней юрой—нижним неокомом и альбом—нижним туроном [3, 4]. Среди осадочных фаций наряду с господствующими радиоляритами, установлены брекчии, сложенные обломками радиоляритов, базальтов, реже — габбро-гипербазитов. Линзы рифовых известняков, ассоциирующие с брекчиями, маркируют подводные поднятия и острова Малокавказского океанического бассейна.

Южная структурная область Кавказа (Нахичеванский блок) имеет докембрийский гранит-метаморфический фундамент, перекрытый шельфовыми известняками и доломитами палеозоя, которые содержат фауну гондванского типа [5, 6]. Выше следует разрез карбонатных и терригенных мелководно-морских осадков триаса—неогена. В аалене и альбе—сеномане локально проявился базальт-трахитовый вулканизм внутриплитного типа. В палеоцене—эоцене и в неоген—четвертичное время в мелководно-морских и континентальных условиях формируются известково-щелочные и шошонитовые вулканические пояса.

КАВКАЗ В ПАЛЕОЗОЕ

Принадлежность северной структурной области Кавказа к северной евразиатской окраине Тетиса достаточно убедительно подтверждается следующими фактами: палеозойский офиолитовый пояс Передового хребта Большого Кавказа, рассматриваемый приверженцами "гондванского Кавказа" как шовная зона палеозойского океана [7, 8], расположена внутри области активного герцинского магматизма, метаморфизма и тектоники, внутри евразиатской биогеографической провинции и, следовательно, не может рассматриваться как шов океана. Базальт-диабазовые комплексы этого пояса по геохимическим характеристикам существенно отличаются от толеитов СОХ, проявляя большое сходство с базальтами моря Скоша [9]. Они ассоциируют с мощными (800—1000 м) терригенными сериями, очевидно сформированными в малом океаническом бассейне.

Североанатолийский-Малокавказский офиолитовый пояс разделяет два региона с контрастной палеозойской историей развития, относящихся к разным биогеографическим провинциям (гондванской на юге, евразиатской на севере). Чисто евразиатский, без примеси гондванских элементов характер нижне- среднекарбоновой фауны и флоры Храмского выступа (южная часть Закавказского массива) свидетельствует, что последний был отделен от Гондваны обширным океаническим пространством. Данные, накопившиеся за последние годы, не позволяют оспаривать наличие палеозойских, в том чис-

ле и позднепалеозойских офиолитовых комплексов в пределах Малокавказского пояса [2, 10, 11]. Анализ палеозойского развития северной структурной области Кавказа позволяет выделить в его пределах две островные дуги — Закавказскую и Большекавказскую, разделенные Большекавказским малым океаническим бассейном. Каждая из вышеназванных дуг характеризуется известково-щелочным и кислым вулканизмом и мощным гранитным магматизмом с четко выраженной северной полярностью [9]. Нахичеванский блок рассматривается как часть северного шельфа Гондваны.

ХАРАКТЕР ПЕРЕХОДА ОТ ПАЛЕОЗОЙСКОГО К АЛЬПИЙСКОМУ ЭТАПУ РАЗВИТИЯ

Характер взаимоотношения между палеозойским и мезозойским Тетисом относится к остродискуссионным проблемам геологии Альпийско-Гималайского пояса. Широко распространено мнение, что Палеотетис замкнулся в результате герцинского орогенеза, а мезозойский океан зародился в верхнем триасе, косо наложившись на герцинские структуры. Авторы данной работы защищают альтернативную концепцию сквозного существования Тетиса в палеозое и мезозое, что полностью подтверждается палеомагнитными данными [12]. Аргументы за и против этой концепции были рассмотрены ранее [13, 14]. Геологическая летопись Кавказа сохранила важнейшую информацию о характере взаимоперехода альпийских и герцинских структур. Нет сомнения, что герцинский орогенез был очень интенсивен на Кавказе. С ним связано формирование гранитной коры Закавказского массива, на Большекавказской дуге имели место кислый вулканизм, гранитообразование и метаморфизм [14]. Позднекиммерийские движения привели к интенсивной тектонизации Закавказского массива, Малокавказская ветвь Палеотетиса сильно редуцировалась в результате продвижения на север Нахичеванского блока. Тем не менее общая палеогеографическая обстановка на Кавказе не изменялась коренным образом.

В настоящее время палеонтологическими данными строго обосновано, что дизская серия складчатой зоны Большого Кавказа представляет собой полный разрез средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений от нижнего девона по норийский ярус включительно [15]. Это преимущественно гемипелагические осадки глубокого моря с ограниченной ролью мелководных фаций, которые локально появляются в некоторых разрезах со среднего карбона. Большое фациальное сходство дизской серии с аспидно-сланцевой толщей нижней—средней юры, единый план их деформаций, наличие согласных переходов между ними в целом ряде разрезов, так же как локальный и кратковременный характер перерывов — в других, позволяет говорить о сквозном существовании Большекавказского малого океанического бассейна от нижнего девона до эоцена включительно. Известково-щелочной и кислый вулканизм карбона—нижней перми и среднего триаса—лейаса, проявившийся на южном краю Скифской платформы, указывает на верхнепалеозойскую и триас- нижнеюрскую субдукцию в Большекавказском бассейне.

Информация о верхнепалеозойско-триасовом этапе развития Малокавказской ветви Тетиса более скудна. Однако присутствие в офиолитовом комплексе последней базальтов и диабазов верхнего карбона и среднетриасовых известняков фации открытого моря позволяет предположить, что этот бассейн также не был замкнут в результате герцинского орогенеза. Южная и северная структурные области Кавказа сохраняют контрастность развития в мезозое, а их фаунистические комплексы хотя и принадлежат к евразиатской провинции, все же обнаруживают существенные различия в юре, что говорит о существовании глубоководного бассейна, их разделяющего.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Альпийская геодинамика кавказской окраины Тетиса иллюстрируется палинспастическими схемами, которые базируются на палеомагнитных и геологических данных. Изучено 1246 образцов возрастом от триаса до неогена (от 7 до 70 образцов для каждого разреза). Надежность полученных палеомагнитных направлений определялась с использованием комплекса физических и геологических данных и критериев по методике Д.А.Печерского и Нгуен Тхи Тхоа. Лабораторными методами исследованы носители и природа естественной остаточной намагниченности (I_n); с целью выделения стабиль-

Таблица 1

Палеомагнитные данные для альпийского Кавказа

Возраст	Район исследований	Тектоническая единица	Направление				Кол-во разрезов
			D	Y	φ_m	α_{95}	
N_2	Севернее оз. Севан	ЗК	353	56	37	–	2
N_2	Приереванский р-н, Зангезур	Н	2	55	36	8	3
N_2	Эльбрус, Казбек	БК	3	61	38	–	17
N_2	Северное Причерноморье, Крым	СП	4	57,7	38	13	17
P_2	Лок-Карабах	ЮЗД	13	58	39	5	5
P_2	Зангезур	Н	3	57	37	7	8
P_1	Лок-Карабах	ЮЗД	349	48,4	29	18	10
P_1	Зангезур	Н	358	48	29	14	4
Cr_2	Северный Кавказ	СП	355	59	39	5	5
Cr_2 (c – t)	Лок-Карабах	ЮЗД	20	46,5	27	10	17
Cr_2 (cn – t)	Лок-Карабах	ЮЗД	16	37	20,5	15	4
Cr_1	Предкавказье	СП	16	57	37	8	4
Cr_1	Лок-Карабах	ЮЗД	30	43,3	25	12	5
Cr_1	Кафан	ЮЗД	22	41	23,5	–	1
J_3	Лок-Карабах	ЮЗД	258	40	23	12	11
J_3	Кафан	ЮЗД	2	40	23	–	1
J_2 (bt)	Лок-Карабах	ЮЗД	8	46	27	9	7
J_2 (b)	Лок-Карабах	ЮЗД	18	41	23,5	10	8
J_2 (b)	Дзирула	СЗД	41	45	27	4	2
J_1	Северный Кавказ	СП	17	48	29	8	5
J_1	Дзирула	СЗД	35	47	28,2	8	1
J_1	Лок-Карабах	ЮЗД	355	39	22	8	1
T_3	Даралагез	Н	328	35	19	6	1

При осреднении использовались наши данные и данные, приведенные в справочнике "Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса". Справочные данные по СССР (1971, 1973, 1975, 1979, 1982), каталоги 1, 2, 3, 4. D и Y – палеомагнитное склонение и наклонение, φ_m – палеоширота района отбора образцов, α_{95} – радиус круга доверия. ЗК – Закавказский срединный массив, Н – Нахичеванский блок, БК – Большой Кавказ, СП – Скифская платформа, СЗД – Северо-Закавказская дуга, ЮЗД – Южно-Закавказская дуга.

ной (и первичной) части I_n определены режимы температурной (Т) чистки и чистки переменным магнитным полем ($\tilde{H}$). Для чистки I_n образцов была применена массовая $\tilde{H}$ – чистка ($\tilde{H} = 350$ Э). Кроме того, широко использовались метод галек, метод складок, метод обращения, метод пересечения кругов перемагничивания. Сравнивались направления I_n образцов лавовых потоков и обожженных ими контактов. Первичность стабильной части I_n подтверждается сходством направлений I_n в разрезе для пород различного генезиса, связанных с различными минералами и имеющими заведомо различную природу I_n (в том числе и первичную). Полученные после $\tilde{H}$ чистки направления I_n (углы *D* и *Y*) для каждого образца, каждого разреза и каждого района осреднялись для определенного интервала времени и производилась оценка средних направлений по статистике Фишера. Наши палеомагнитные данные, большей частью уже опубликованные [16–18], дополнены данными других авторов из соответствующих каталогов [Палеомагнитные направления и палеомагнитные..., 1971, 1973, 1975, 1982]. Осредненные палеомагнитные направления, по которым произведены палинспастические реконструкции, приведены в табл. 1.

АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗА

Резкое смещение Евразии на север в нижней юре сопровождается интенсивным растяжением, погружением и трансгрессией моря на ее кавказской окраине. Остаточный трог Большекавказского бассейна расширяется, глубокое море покрывает раздробленные и быстро погружающиеся блоки кристаллического фундамента. В домере—раннем тоаре серия линейных эшелонированных рифтов, характеризующихся толеит-базальтовым вулканизмом типа СОХ, протягивается через весь бассейн, от Черного моря до Каспийского. Этот вулканический эпизод, очевидно, маркирует спрединг, давший относительно узкие участки базальтовой коры (рис. 2). Субдукция вдоль северного края бассейна, непрерывно продолжающаяся со среднего триаса, обусловливает кислый и известково-щелочной вулканизм южного края Скифской платформы. Судя по палеомагнитным данным, Северо- и Южно-Закавказская дуги в лейасе уже разобщены. Известково-щелочные вулканиты лейаса в восточной части Северо-Закавказской дуги подтверждают субдукцию вдоль северного края Черноморско-Каспийского бассейна. На Южно-Закавказской дуге известково-щелочные вулканиты локально развиты в лейасе. Западнее — в Восточных Понтидах они образуют протяженный мощный вулканический пояс, связанный с субдукцией в Малокавказском бассейне. Палеомагнитные данные для Восточного Понта, указывающие на его пери-Гондванскую позицию [19], противоречат всей геологической информации и требуют проверки.

Большая часть Нахичеванского блока в лейасе является размываемой сушей. Палеомагнитные данные для Нахичеванского блока (верхний триас) и Эльбурса [20], а также сам факт существования Малокавказской ветви Тетиса заставляют предположить, что уже начиная с лейаса Нахичеванский блок отделен от Иран-Эльбурсской области. В аалене, после короткого перерыва возобновляется спрединг в Большекавказском краевом бассейне, затрагивая на этот раз лишь западный и восточный сегмент последнего (рис. 3). Мощный пояс высококалиевых известково-щелочных и шошонитовых вулканитов на Северо-Закавказской островной дуге датируется поздним ааленом—байосом. Северная полярность последнего указывает на падающую на север зону субдукций в Черноморско-Каспийском бассейне, который сильно редуцирован (рис. 3). На Южно-Закавказской дуге в этот же период имеет место низкотитанистый толеитовый известково-щелочной вулканизм, связанный с субдукцией в Малокавказском бассейне. В последнем спрединг приводит к формированию толеитов вдоль СОХ, накапливаются мощные радиоляритовые серии. Вулканические острова маркируются щелочно-базальтовым вулканизмом, базальт-радиоляритовыми брекчиями, линзами кораллових известняков. На Нахичеванском блоке образуется залив мелкого моря, что сопровождается базальтовым вулканизмом внутриплитного типа и глинисто-песчанистым осадконакоплением.

Палеомагнитные данные для бата Лок-Карабахского и Кафанского сегментов Южно-Закавказской дуги показывают быстрое продвижение последней на север (см. табл. 1). Не исключено, что с этим явлением связано почти полное замыкание Черноморско-Каспийского бассейна и коллизия Южно-Закавказской и Северо-Закавказской островных дуг (рис. 4). Оно объясняет ряд магматических и тектонических явлений в северной структурной области Кавказа, которые издавна связываются с батской орофазой. В конце байоса—бате вулканизм на Северо-Закавказской дуге прекращается, происходит регрессия моря, появляются обширные участки суши. Вдоль северного края дуги и в пределах Большевказского бассейна внедряются гранитоидные интрузии. Складчатость и регрессия интенсивны в центральном сегменте Большекавказского бассейна и по перифериям его западного и восточного сегментов. Бассейн разделяется на два глубоководных трога — западный и восточный, между которыми возникает мелководная перемычка. На Южно-Закавказской дуге андезитовый вулканизм к концу байоса сменяется риолитовым, внедряются гранитоиды. В бате вулканизм становится локальным.

В интервале времени поздняя юра—палеоген палеомагнитные данные для Северо-Закавказской дуги отсутствуют. Палинспастические схемы для вышеуказанного периода основываются на допущении, что западный и восточный флишевые троги Большого Кавказа, продолжающие аккумулировать мощные глубоководные толщи, но не проявляющие признаков спрединга и субдукции, не изменяют существенно своих размеров. Допускается также, что Северо-Закавказская дуга составляет единую плиту со Скифской платформой. Исходя из этих предпосылок следует сделать вывод, что в поздней юре Северо-Закавказская дуга совместно со Скифской платформой с большой скоростью

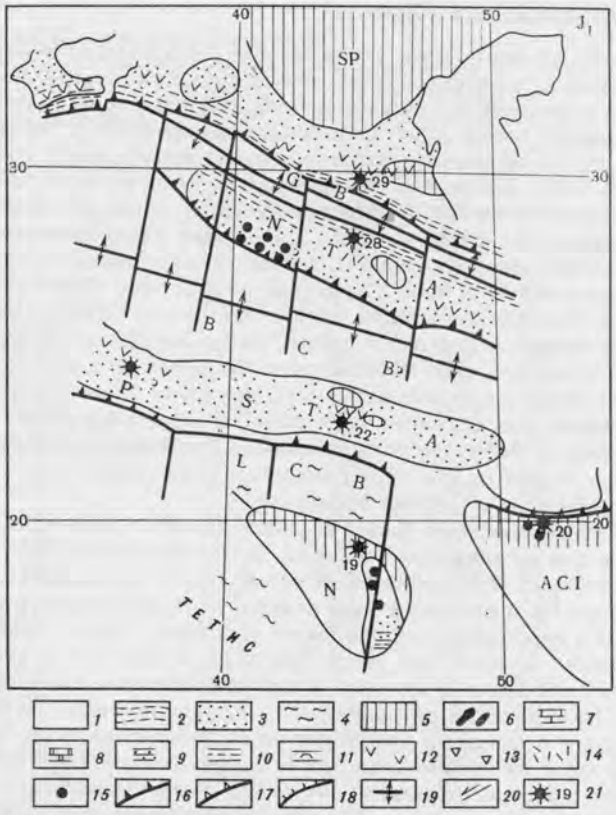


Рис. 2. Палинспастическая схема Кавказа в нижней юре

1 — участки океанической коры; 2 — глубоководные бассейны; 3 — зоны мелководно-морского осадконакопления; 4 — бассейны, аккумулирующие преимущественно радиоляриевые илы; 5 — суша; 6 — барьерные рифы; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — песчаники, 10 — глины; 11 — эвапориты; 12—15 — вулканиты: 12 — известково-щелочные, 13 — шошонитовые, 14 — кислые, 15 — щелочные и толеитовые внутриплитного типа; 16 — зоны субдукции; 17 — надвиги; 18 — тектонические швы; 19 — зоны спрединга; 20 — сдвиги; 21 — районы палеомагнитных измерений с указанием осредненных палеоширот, SP — скифская платформа, NTA — Северо-Закавказская дуга, ВСВ — Черноморско-Каспийский бассейн, STA — Южно-Закавказская дуга, LCB — Малокавказский пролив Тетиса, N — Нахичеванский блок, P — Понтиды, ACI — Эльбурс—Центральный Иран, P — Понтиды, GB — бассейн Большого Кавказа

двигалась на север, тогда как Южно-Закавказская дуга слабо смещалась на юг, что приводит к повторному раскрытию Черноморско-Каспийского бассейна (рис. 5—6). Растяжение и рифтогенез сопровождаются щелочно-базальтовым вулканизмом и эвапоритовым осадконакоплением в Западной части Северо-Закавказской дуги. В восточной части последней шошонитовая вулканическая деятельность, очевидно, связана с субдукцией в Черноморско-Каспийском бассейне. В раннем мелу—сеномане известково-щелочной вулканизм охватывает всю дугу в связи с возобновлением субдукции вдоль южного края последней. С этим же процессом связаны, очевидно, локальные вспышки щелочно-базальтового вулканизма в Большекавказских флишевых трогах. На Южно-Закавказской дуге вулканическая активность непрерывно продолжается в поздней юре — неокоме, постепенно ослабевая, и после краткого перерыва возобновляется в альбе—сеномане. В позднем сеномане—коньяке происходит обдукция офиолитов на южный край Южно-Закавказской дуги. Этот процесс интерпретируется как результат столкновения Южно-Закавказской дуги с молодыми внутренними поднятиями (океанической островной дугой и подводными горами) Малокавказской ветви Тетиса. Возможно, с ним связано временное прекращение субдукции в Малокавказском бассейне. Зона субдукции возникает вдоль южного края Черноморско-Каспийского бассейна, фронт вул-

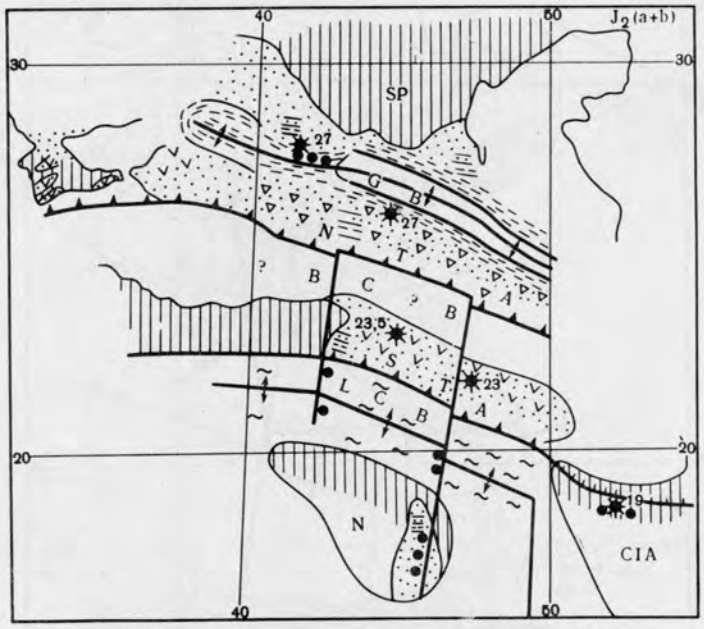


Рис. 3. Палинспастическая схема Кавказа для байоса—бата
Условные обозначения те же, что на рис. 2

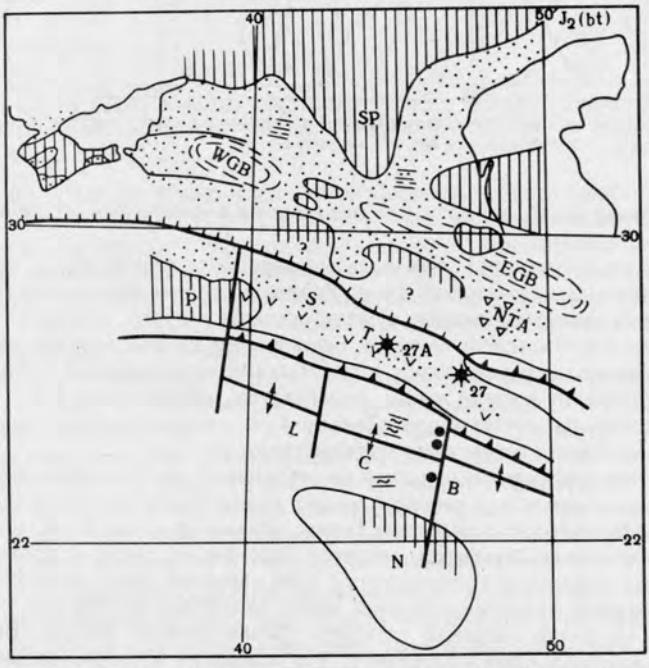


Рис. 4. Палинспастическая схема Кавказа для бата. WGB и EGB Западный и восточный Большекавказские флишевые бассейны. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2

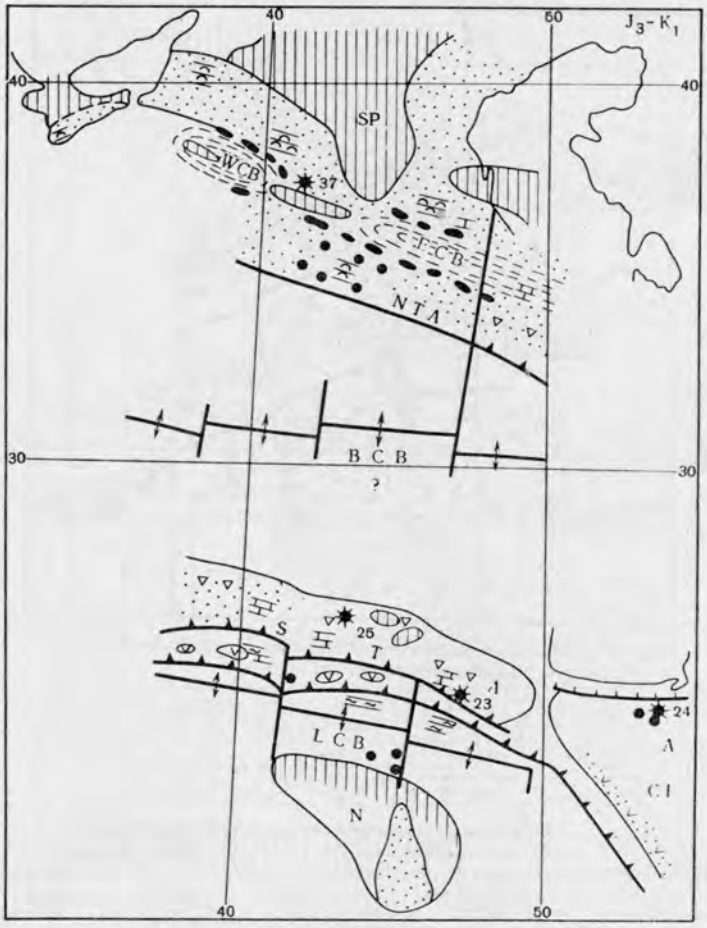


Рис. 5. Палинспастическая схема Кавказа для верхней юры — нижнего мела
Условные обозначения те же, что на рис. 2

канизма смещается на север, нормальная полярность вулканического пояса нарушается [13].

К концу мела вулканическая активность прекращается повсеместно, за исключением восточной части Южно-Закавказской дуги. Условия осадконакопления нивелируются; возникает единый чехол регрессивных плитчатых известняков. Возможно, в результате надвигания Северо-Закавказской дуги на Большекавказский бассейн крупные блоки средне- и верхнеюрских пород сползают в маастрихтские отложения флишевых трогов. Не исключено, что в этот период вновь замыкается значительная часть Черноморско-Каспийского бассейна, за исключением Талыш-Южнокаспийского его сегмента, где накапливается мощная толща терригенно-карбонатного флиша.

В раннем коньяке офиолитовые шарьяжи наползают на Нахичеванский блок. Судя по составу обдуцированных вулканитов, имеет место столкновение последнего с подводными горами Малокавказской ветви Тетиса. Нахичеванский блок, в отличие от области Центрального Ирана—Эльбурса, остается пассивным. Первые проявления известково-щелочного вулканизма островодужного типа известны здесь лишь в палеоцене.

В интервале времени палеоцен—средний эоцен Скифская платформа с большой скоростью движется на север, увлекая за собой Закавказский массив. Возобновляется субдукция вдоль южного края последнего, что приводит к формированию высококалиевых известково-щелочных и шошонитовых свит на южной его части. В тылу у андезитового пояса возникают две зоны растяжения — Восточно-Черноморско-Аджаро-Триа-

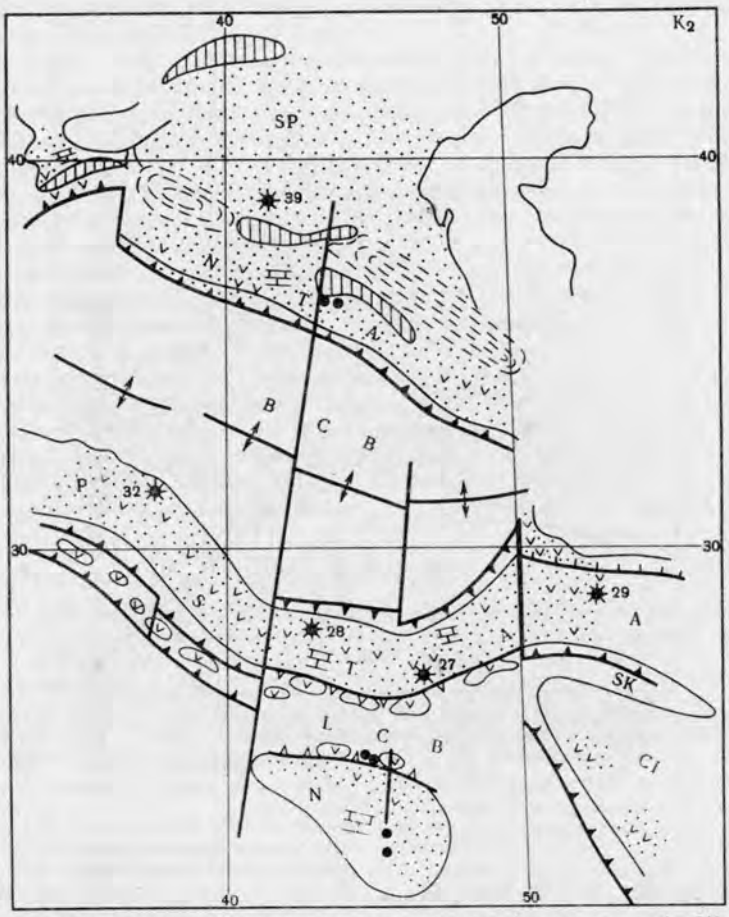


Рис. 6. Палинспастическая схема Кавказа для верхнего мела (коньяк-сантон). SK — Сейдабад—Карасфский бассейн. Остальные обозначения те же, что на рис. 2 и 4

летская на западе и Талыш-Южно-Каспийская на востоке. Рифтогенез маркируется накоплением терригенного флиша (1,5—2 км) и мощных толщ низкотитанистых калиевых базальтов, несущих четкое "островодужное клеймо". Геологические данные и последние результаты сейсмического профилирования [21] свидетельствуют о палеогеновом возрасте базальтовой коры Восточно-Черноморской впадины. Кора Южного Каспия, по-видимому, сформирована в юре—эоцене в результате неоднородного спрединга в восточной части Черноморско-Каспийского бассейна.

Начиная с палеоцена Нахичеванский блок, очевидно, спаян с Эльбурсом, поскольку палеоцен-эоценовый единый вулканический пояс высококалиевых известково-щелочных пород и шошонитов перекрывает обе структуры (рис. 7). Палеогеновый вулканизм Анатолии, Нахичеванского блока и Центрального Ирана можно объяснить субдукцией в Южноанатолийско-Загросской части Тетиса. Что же касается Эльбурской ветви палеогеновых вулканитов, не исключено, что она связана с замыканием малого океанического бассейна, шовная зона которого протягивается вдоль холмов Сейдабад-Карасф (зона интенсивной палеогеновой тектоники и метаморфизма в западном Иране (рис. 7) [22].

С конца среднего эоцена по олигоцен включительно Евразиатская плита смещается на юг, тогда как Нахичеванский блок продолжает продвигаться на север. Коллизия последнего с Южно-Закавказской дугой, очевидно, происходит в верхнем эоцене, что маркируется ремобилизацией шарьяжей Малокавказского офиолитового пояса, интенсивным складкообразованием в районе последнего, протрузиями офиолитов. С этим же процессом связано замыкание Аджаро-Триалетской и Талышской части интрадуговых

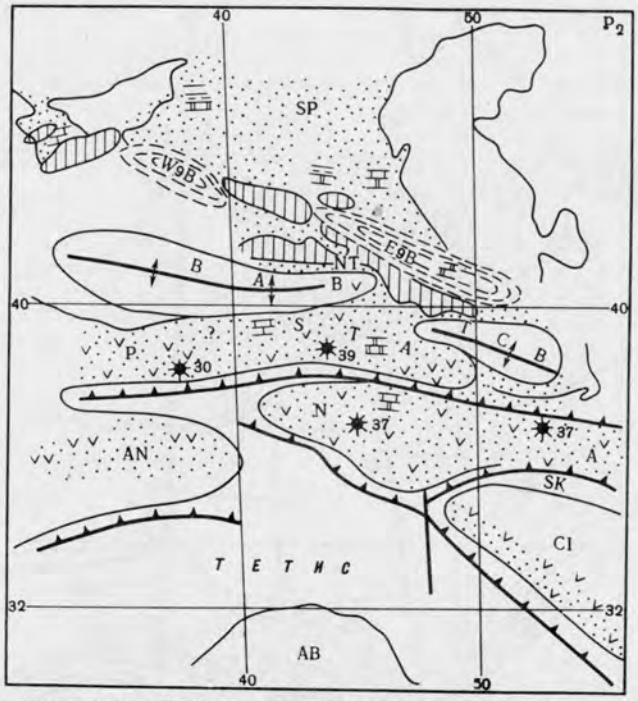


Рис. 7. Палинспастическая схема Кавказа для среднего эоцена NT — Северо-Закавказский блок, BAB — Черноморско-Аджаро-Триалетский междуговой бассейн. TCB — Талыш-Южнокаспийский междуговой бассейн, AN — Анатолия, SK — Сейдабад-Керасфский бассейн. Остальные обозначения те же, что на рис. 2 и 4

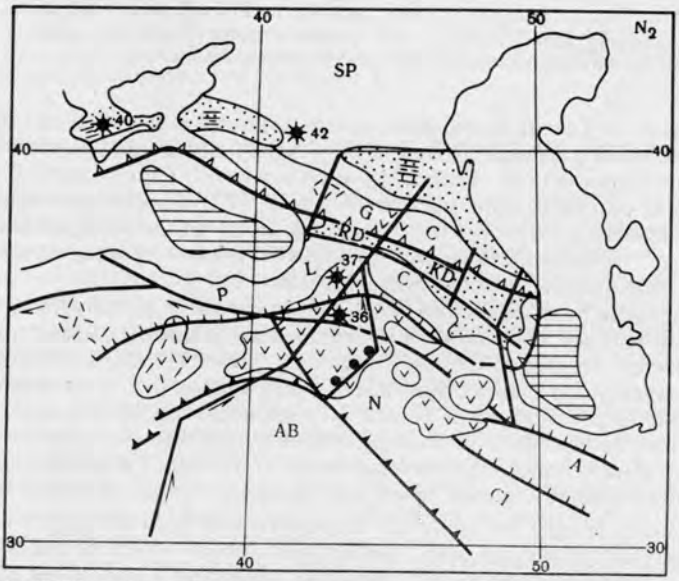


Рис. 8. Палинспастическая схема Кавказа для плиоцена GC — Большой Кавказ, RD — Рионская депрессия, KD — Куринская депрессия, LC — Малый Кавказ. Крапом обозначены межгорные и предгорные депрессии, заштрихованы участки океанической коры. Остальные обозначения те же, что на рис. 2

рифтов, инверсия рельефа, зарождение современной структуры последних. Происходит также инверсия Большекавказского бассейна.

Основные фазы складчатости, надвигообразование, формирование высокогорного рельефа, региональная регрессия моря на Кавказе имеют место гораздо позднее, в позднем миоцене—плиоцене, когда вдоль зон субдукции поглощаются последние реликты океанической коры Тетиса и происходит столкновение Аравийской плиты с южной активной окраиной Евразии. В этот период фазы интенсивного тектогенеза на Кавказе четко коррелируются с активизацией спрединга в Красноморском и Аденском рифтах.

С процессами остаточной субдукции в замыкающихся бассейнах Тетиса связано формирование неовулканического пояса, который проходит через Малый Кавказ (рис. 8). При все возрастающем давлении Аравийского клина образуются крупные поперечные разломы сдвигораздвигового характера, дающие выход на поверхность магматическим расплавам из двух различных уровней: известково-щелочным магмам остаточных островодужных очагов и более глубинным щелочно-базальтовым магмам рифтогенного типа. Простые тектонические границы уступают место широким зонам надвиго- и шарьяжеобразования, которые рассматриваются как поверхностное выражение пластичных деформаций в потерявшей жесткость литосфере. Лишь отдельные мелкие блоки, зажатые между этими зонами, скользят в стороны от оси максимального сжатия, надвигаясь на утоненную кору Черного моря и Каспия. В этот период концепция жестких литосферных плит к Кавказу неприменима.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Павленкова Н.И.* Строение земной коры и верхней мантии юга европейской части СССР по геофизическим данным. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
2. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. — Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 7.
3. *Соколов С.Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977.
4. *Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Лордкипанидзе М.Б.* Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления: (Геодинамические аспекты). — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 117—122.
5. *Termier H., Termier G.I.* Distribution des faunes marines dans le sud de la Tethys et sur la bordur septantionel de Gondwana au cours du paléozoic supérieur.—Ann. Soc. géol. Belg., 1974, p. 97.
6. *Левен Э.Я., Щербович С.Ф.* Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1982.
7. *Белов А.А.* Граница Гондваны и Евразии и шов Палеотетиса в Кавказском секторе Средиземноморского пояса.—В кн.: Тектоническая и структурная геология. М.: Наука, 1976.
8. *Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А.* Позднепалеозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции). — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
9. *Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелишвили Т.Н., Цимакуридзе Г.К., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Д.* Доальпийское развитие Кавказской активной палеоокраины (метаморфизм и магматизм). — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
10. *Багдасарян Г.П., Чибухчян З.О.* Основные петрогеохронологические особенности домеловых ультраосновных основных и плагиогранитных интрузий Цахкурянского антиклинория. — ДАН АрмССР. Науки о Земле, 1976, № 1.
11. *Гасанов Т.Аб.* О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 5.
12. *Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — Геотектоника, 1977, № 2/3.
13. *Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
14. *Adamia Sh., Chkhotua T., Kekelia M.* et al. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: Implications for the evolution of the Tethys ocean. — J. Struct. Geol., 1981, vol. 3, N 4.
15. *Кутелия З.А.* Новые данные о стратиграфии дызской серии (Сванетия). — Сообщ. АН ГССР, 1983, т. 109, с. 813.
16. *Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.* Результаты палеомагнитных исследований юрских пород Грузии и Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 10.
17. *Асанидзе Б.З., Печерский Д.М., Адамия Ш.А.* Результаты палеомагнитных исследований палеозойских пород Кавказа. — ДАН СССР. Физика Земли, 1980, № 9.
18. *Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.* Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций). — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
19. *Lauer J.-P.* Origine meridional des Pontides d'après de nouveaux résultats paléomagnétiques obtenus on Tourquie. — Bull. Soc. géol. France, 1981, vol. 7, N 6.
20. *Wensink P.* Le contact Gondwana—Eurasie en Iran D'après les récherches paléomagnétiques. — Bull. Soc. géol. France, 1981, vol. 18, N 6.
21. *Туголесов Д.А., Горшков А.А., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М.* Геологическое строение Черноморской впадины. — ДАН СССР, 1983, т. 269, № 2.
22. *Stöcklin J., Efterhar-nezhad J.* Explanatory text of the Zanjan quadriangle Map 1 : 250 000. Teheran: Geol. Surv. of Iran, 1969.

УДК 551.242 (263+728)

РАЗВИТИЕ КАРИБСКОГО БАССЕЙНА КАК ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТЕТИСА

А.Г. РЯБУХИН
Московский государственный университет им М.В. Ломоносова, Москва, СССР
В.Д. ЧЕХОВИЧ
Институт литосферы АН СССР, Москва, СССР
Л.П. ЗОНЕНШАЙН
Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, Москва, СССР
В.Е. ХАИН
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, СССР

В данной статье рассматривается лишь мезозойская эволюция Карибского региона как составной части Западного Тетиса. В целом проблема эволюции Тетиса неоднократно обсуждалась в литературе. На XXVI Международном геологическом конгрессе в Париже работал коллоквиум (С5), посвященный геологии альпийского пояса Тетиса. Труды этого коллоквиума, вышедшие под редакцией Ж. Обуэна, Ж. Дебельмаса и М. Латрейля были широко использованы авторами [1].

Карибский регион на протяжении большей части мезозоя являлся западным окончанием океана Тетис. В меловое время в результате расширения Атлантики Карибский бассейн оказался отделенным от Западного Средиземноморья значительными пространствами вновь образованного океана, в связи с чем его связь с Тетисом становилась менее ощутимой.

С одной стороны, океан Тетис, занимая достаточно широкое пространство и оказывая влияние на циркумтропическую субширотную климатическую и биогеографическую зональность, являлся путем миграции морских организмов тропических и бореальных зон в юрский и меловой периоды. С другой стороны, на более поздних этапах вследствие развития Атлантики и отделения американской части Тетиса он стал местом развития эндемичных зон распространения отдельных видов, а также полного разделения ранее единых флористических провинций.

Около 190–180 млн. лет назад американские континенты и Африка представляли собой единый материк, входя в состав Пангеи. Около 180 млн. лет назад, более точно этот рубеж определить трудно, начался раскол Пангеи II с раздвижением Лавразии и Гондваны. Южноамериканская и Африканская плиты, представлявшие собой единый континент, начали отодвигаться от Северной Америки [2].

Рассчитанные параметры относительного движения литосферных плит американских континентов и Африки начиная со 180 до 80 млн. лет назад, даны в табл. 1 и 2. В качестве отправных были взяты параметры вращения плит на этапы 148, 127, 110, 80 млн. лет назад, отвечающие магнитным аномалиям М22, М11, М0, А34 соответственно. Для времени 180 млн. лет назад даны параметры начального совмещения континентов.

На протяжении мезозоя в целом происходило удаление американских континентов друг от друга с достаточно весомой компонентой левостороннего смещения. Это движение на было равномерным, в частности, между 127 и 110 млн. лет произошло возвратное движение Южноамериканской плиты. В это время началось разделение Южной Америки и Африки в связи с раскрытием Южной Атлантики.

Поздний триас–ранняя юра (рис. 1, *а*). Если в позднем триасе и ранней юре Восточный Тетис представлял собой обширный океан, то Западный Тетис был еще закрыт, Северная и Южная Америка были соединены и на месте глубоководной впадины Мексиканского залива существовала континентальная кора, состоящая из Юкатанского и Никарагуанского блоков, оторванных от остальной части Центральной Америки, с одной стороны, по западному борту Теуантепекского грабена, а с другой – вдоль континентального продолжения эскарпа Хесса и линии разломов, трассирующихся по островам Сан-Андреас и Провидения. Большая часть пространства Карибского региона была сушей и осадки накапливались в континентальных условиях в протяженных грабенах, где образовывались толщи красноцветов и происходили базальтовые излияния (континен-

Таблица 1

Конечные перемещения Южноамериканской, Североамериканской и Африканской плит, град

Магнитная аномалия (в скобках — млн. лет)	Северная Америка/ Африка			Южная Америка/ Африка			Южная Америка/ Северная Америка		
	φ	λ	ω	φ	λ	ω	φ	λ	ω
A34 (79)	72,9	−26,0	33,9	63,23	−35,79	33,8	−18,12	−71,86	6,08
M0 (110)	66,5	−21,7	55,9	46,55	−28,82	52,42	−35,5	−72,7	19,40
M11 (127)	66,2	−15,76	60,6	44,1	−30,3	56,1	−32,1	−83,4	24,14
M22 (148)	65,6	−18,3	63,9	44,1	−30,3	56,1	−39,5	−87,6	24,16
Конечное совмещение (180)	66,2	−12,4	71,8	44,1	−30,3	56,1	−45,0	−102,2	30,85

Примечание. φ — широта, λ — долгота полюса вращения, ω — угол поворота (против часовой стрелки).

Таблица 2

Дифференциальные движения между Южноамериканской и Североамериканской плитами, град

Интервал времени, магнитные аномалии (в скобках — млн. лет)	Относительно Северной Америки			Относительно Южной Америки		
	φ	λ	ω	φ	λ	ω
Конечное совмещение M22 (180–148)	53,85	18,38	8,43	73,94	42,58	−8,43
M22-M11 (148–127)	59,53	−60,44	3,49	46,14	−26,25	−3,49
M11-M0 (127–110)	−10,32	−109,8	−5,95	−20,73	−117,8	5,95
M0-A34 (110–79)	−43,1	−71,4	13,72	−42,95	−74,9	−13,72

тальные толеиты). Система триасовых грабенов региона являлась продолжением аналогичных структур восточной части Североамериканского континента. Они прослеживаются в северо-восточной части Юкатана, в восточной части Флоридского полуострова. Красноцветы и основные вулканиты характерны и для Западного Средиземноморья, в частности Магриба и Иберийской месеты. К югу, в сторону Сахары они сменялись обширной областью формирования эвапоритовых отложений. Следует упомянуть и о морских карбонатных фациях позднего триаса, известных в Рифе и Бетской Кордильере [3]. В раннеюрскую эпоху область накопления морских карбонатных и карбонатно-эвапоритовых серий заметно расширяется, охватывая весь Атлас, Бетские Кордильеры, Сицилию. К западу морские карбонатно-эвапоритовые отложения ранней юры установлены по результатам глубоководного бурения на Мазаганском плато у берегов Западной Сахары (рейс 79, скв. 545, 547).

По данным Шеридана, в северной части Флоридского пролива вулканокластические породы триаса—нижней юры (?) перекрываются карбонатно-эвапоритовыми толщами нижне-среднеюрского возраста [4]. Это указывает на развитие единого эпиконтинентального бассейна, остатки которого сохранились, видимо, на побережье Восточной Мексики на севере Южной Сьерра Мадре и в районе Теуантепекского перешейка. В юго-восточной части этого бассейна, вдоль северного побережья Южной Америки, шло образование дельтовых отложений типа серии Сан-Каэтано Западной Кубы, метаморфизованные аналоги которой известны на Больших Антиллах, Нидерландских Антиллах и в Береговых цепях Венесуэлы. Снос обломочного материала в этот бассейн происходил с юга со стороны Гвианского щита. Характер расселения аммонитов из Западного Тетиса в Тихий океан, по данным М.С. Месежникова (5), позволяет считать, что такой бассейн мог уже с синемюра соединять оба эти океана.

Вдоль Тихоокеанского побережья Мексики и вдоль западного склона Центральной

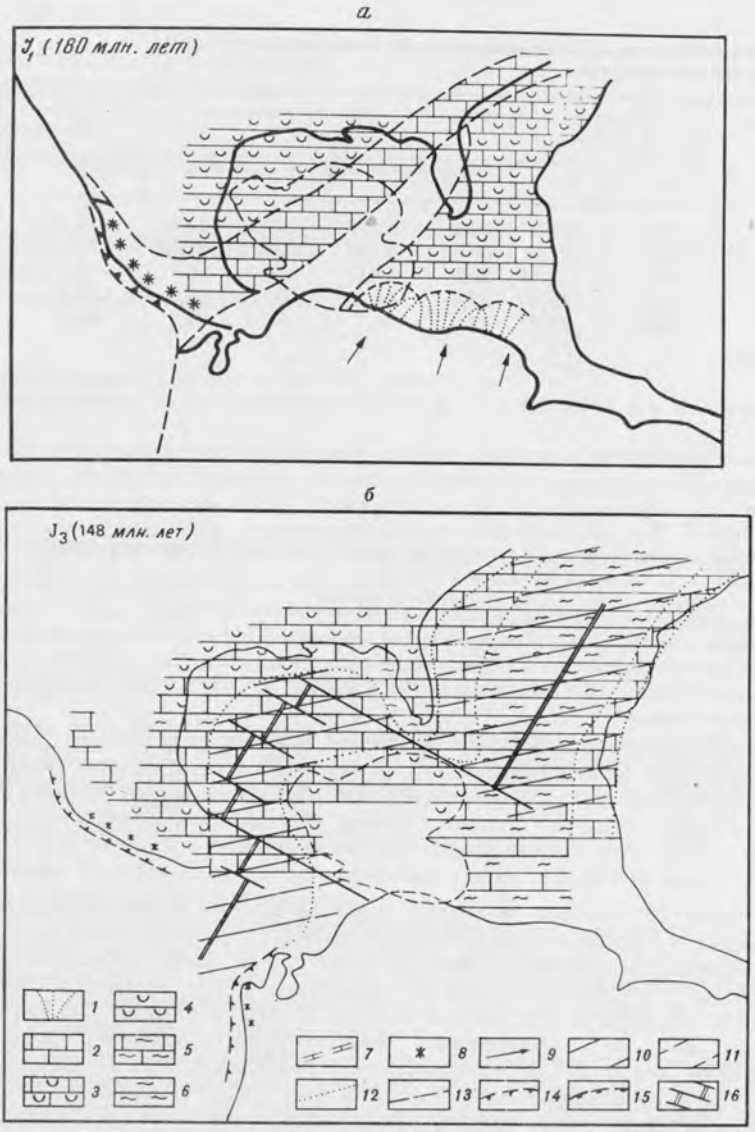


Рис. 1. Палеотектонические реконструкции западного окончания Тетиса (Мексикано-Карибский регион)

а — ранняя юра, б — поздняя юра, в — ранний мел, г — конец раннего мела, д — поздний мел *1* — дельтовые отложения; *2* — карбонатные отложения; *3* — карбонатно-эвапоритовые образования; *4* — эвапориты; *5* — карбонатно-терригенные отложения; *6* — терригенные отложения; *7* — рифы; *8* — вулканы; *9* — направление сноса материала; *10* — области с корой океанического типа; *11* — области с корой переходного типа; *12* — граница типов коры; *13* — разломы; *14* — зоны субдукции; *15* — фронт обдукции; *16* — срединно-океанические хребты

Кордильеры Колумбии, вероятно, протягивалась активная континентальная окраина, выраженная в современной структуре полосой распространения известково-щелочных вулканогенных и плутонических пород. Поддвиг шел со стороны Тихого океана (плита Фаральон).

Поздняя юра (рис. 1, *б*). За период от 180 (?) до 148 млн. лет расстояние между Северной Америкой и Африкой увеличилось на 500 км, что было связано с раскрытием Северной Атлантики и экспансией Западного Тетиса в юго-западном направлении.

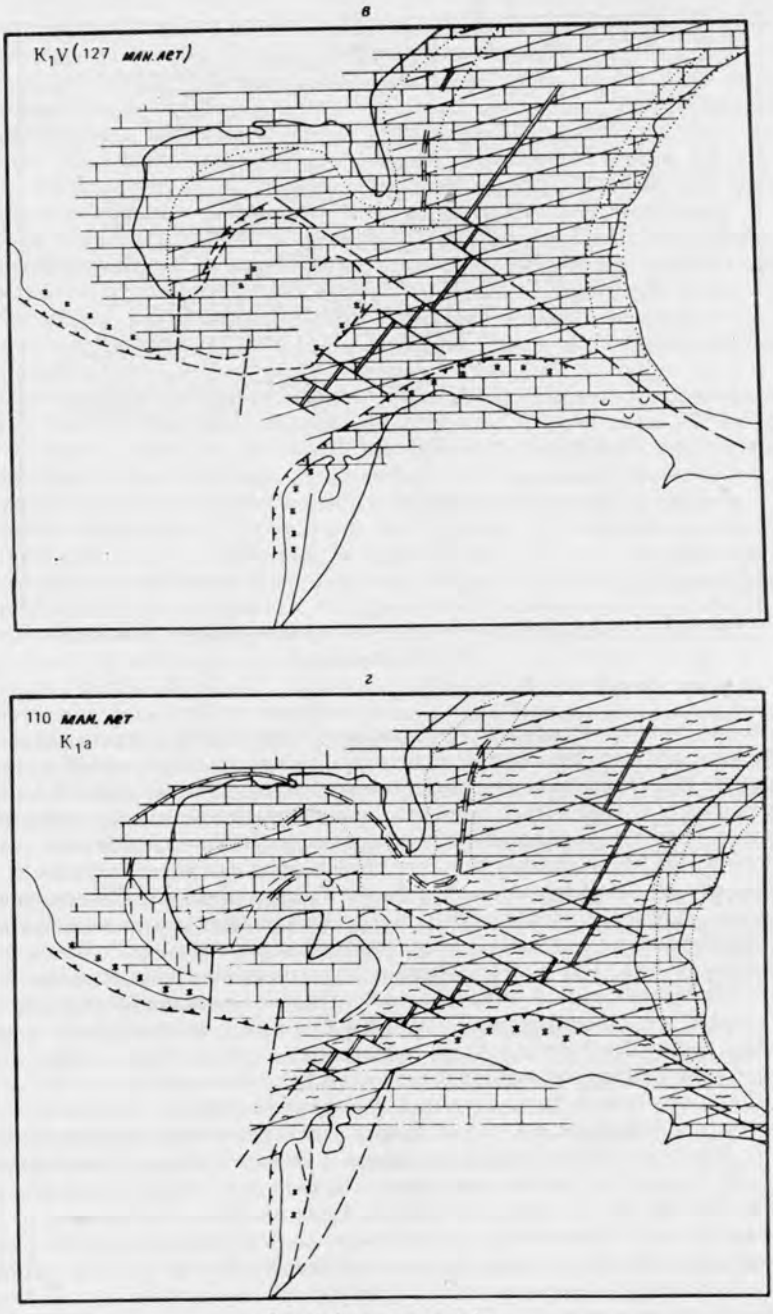


Рис. 1 (продолжение)

На восточной окраине Багамской плиты скв. 534 вскрыты базальты океанской коры, которые перекрываются 130-метровой толщей черных глин келловея с большим количеством радиолярий, свидетельствующих о глубоководных условиях осадконакопления. Эти отложения перекрываются обломочными карбонатными породами с прослоями красных глин (серия Кэт Геп) оксфорда и титона, мощностью около 150 м, указывающей на уменьшение глубины океана. Рифтовая зона Тетиса доходила до Старого Багамского канала, затем по трансформному разлому перемещалась на северо-запад

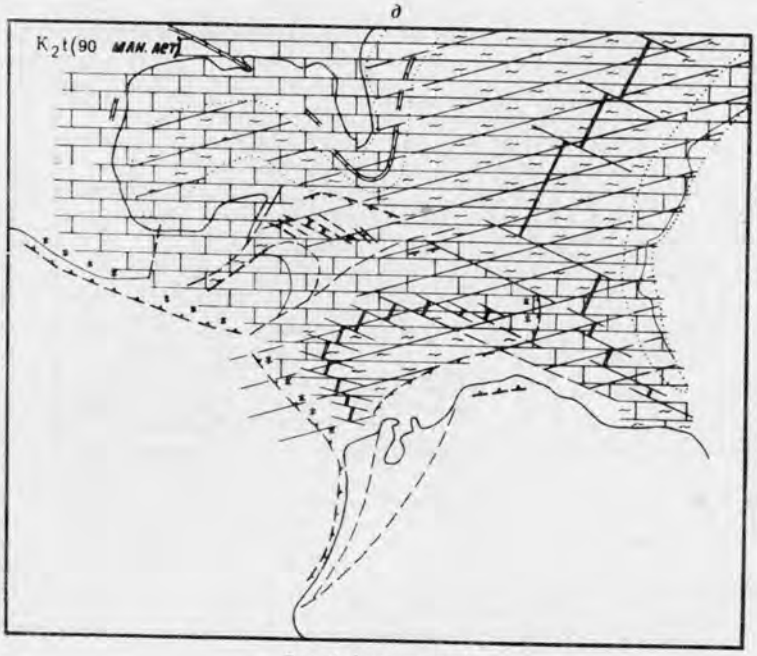


Рис. 1 (окончание)

в область современного Мексиканского залива. В центральной части залива (впадина Сигсби) в результате раздвижения Американских континентов произошло образование зоны спрединга субмеридионального простирания, уходившей через Теуантепекский рифт в Тихий океан. В магнитном поле эта зона спрединга не находит подтверждения, что объясняется либо мощной толщей перекрывающих осадков, либо тем, что образование океанской коры происходило в эпоху спокойного магнитного поля. В это время возник сплошной близэкваториальный путь из Тихого океана в Северную Атлантику и далее в океан Тетис. По этому пути шло проникновение тетической фауны в Тихий океан. Так, позднеюрские аммониты (Aspidoceras), характерные для Западного Тетиса, были обнаружены в скв. 105 на Багамской плите и широко распространены в Мексике. В бортовой части Мексиканской впадины, во Флориде и на западе Юкатана шло накопление мощных толщ эвапоритов. В северной части Южноамериканского континента терригенные породы серии Сан-Каэтано были перекрыты карбонатными (мелководными), местами терригенно-карбонатными и соленосными отложениями.

Юкатано-Никарагуанский блок вместе с Южноамериканским континентом переместился на восток. От Флориды этот блок был отделен трансформным разломом, упомянутым выше. Вероятно, в месте его соединения с Южной Америкой также существовал разлом, протягивавшийся на многие сотни километров вдоль северного побережья континента и уходивший в область сочленения Африки и Южной Америки.

В юго-западной части Мексики и на северо-западе Колумбии продолжала развиваться активная континентальная окраина, единая на более раннем этапе и разобщенная в рассматриваемую эпоху океанскими структурами, развивающимися на месте современной Центральной Америки.

В Западном Средиземноморье обстановка в средней юре мало отличалась от раннеюрской; окраины бассейна оставались пассивными и служили областями батиального осадконакопления. В поздней юре бассейн стал еще глубже (ниже глубины компенсации карбонатонакопления), судя по развитию красных глин и радиоляритов (определенное сходство с разрезом скв. 534А на восточной окраине Багамской плиты). В конце юры появляются первые признаки сжатия — в Рифе и Телле обособляется флишевый прогиб.

Ранний мел — 127 млн. лет (рис. 1, *в*). Раннемеловая эпоха — этап наибольшей актив-

ности Западного Тетиса. Это эпоха активного вулканизма и наиболее значительной структурной перестройки для Карибского региона. В валанжине продолжалось отодвигание Северной Америки от все еще единого континента Африки и Южной Америки с образованием пассивных континентальных окраин вдоль обоих берегов Атлантики. Вероятно, термический экватор сместился к северу, что повлекло за собой образование мощных карбонатных, часто коралловых отложений. Широкое развитие в Тетисе получили рудисты. Местонахождения рудистов встречены практически во всех районах Тетиса. Как известно, рудисты подчиняются широтной климатической зональности и являются обитателями мелководных теплых морей тропического климата.

В Западном Средиземноморье в раннем мелу продолжается структурная и литофациальная дифференциация рифтогенных окраин. На поднятых участках развиваются рудистовые банки (так называемые ургонские фации), слагающие и платформенную периферию бассейна, а в опущенных распространены батиальные известняки и мергели с аммонитами и их аптихами. В Телльско-Рифской зоне широкое развитие приобретают флишоидные серии.

На запад от восточных окраин Багамской плиты протягиваются коралловые постройки, вскрытые скважинами при современных глубинах океана более 4900 м, окаймляющие впадину Мексиканского залива. В раннем мелу Мексиканский залив приобрел размеры, близкие к современным, и дальнейшая его эволюция заключалась в спокойном погружении за счет остывания коры и в заполнении впадины осадками.

Существенная перестройка произошла и в самом Карибском регионе. Возникла новая Венесуэльско-Колумбийская ось спрединга, находившаяся на прямом продолжении к юго-западу от рифтовой зоны Северной Атлантики. Одновременно отмерла зона спрединга в Мексиканском заливе. В это время Юкатано-Никарагуанский блок отделился от Южной Америки и переместился на северо-запад на расстояние свыше 600 км с одновременным вращением против часовой стрелки.

К северу от Южной Америки начала формироваться островная дуга на океанской коре, о чем свидетельствуют мощные толщи нижнемеловых раннеостроводужных толеитов, перекрываемых андезито-базальтовыми сериями на островах Нидерландских Антиллах, Кубе, Гаити, Пуэрто-Рико. Зона Заварицкого-Беньофа, с которой была связана эта дуга, падала к югу. На предлагаемой реконструкции вулканические серии Малых и Больших Антилл формировались в единой структурной зоне. Их современная разобщенность является результатом более поздних перемещений, связанных с образованием Карибского бассейна.

Вулкано-плутонические ассоциации Тихоокеанского побережья юго-восточной Мексики указывают на продолжающееся развитие активной континентальной окраины. Нижняя временная граница формирования офиолитовой серии Никойя (комплекс Бразилито) свидетельствует, что место современной Центральной Америки занимали структуры с корой океанского типа.

Конец раннего мела (110 млн. лет) (рис. 1, *г*). В альбе по сравнению с предыдущим этапом отмечается изменение направления движения Северо-Американской плиты относительно Южноамериканской. Эти плиты сближаются на расстояние порядка 200 км. Это было связано с начавшимся раздвижением Африканского и Южноамериканского континентов и раскрытием Атлантики. Скважины глубоководного бурения (скв. 135, 136) у Пиренейского полуострова, у островов Зеленого Мыса (скв. 137, 138), к западу от Сенегала (скв. 139—141), восточнее устьев Амазонки и Ориноко (скв. 152—143) вскрыли нижне- и верхнемеловые карбонатные отложения, залегающие на океанской коре.

Северная Америка продолжала удаляться от Африки, ширина Атлантики увеличивалась. Именно с апта в Карибском бассейне появляется второй, отдельный от остальной части Западного Тетиса центр эндемизма рудистов [6], сформировавшийся в результате образования широкого глубоководного пространства, представлявшего препятствие для их перемещения и миграции.

Некоторое сокращение пространства между американскими континентами привело к отмиранию Венесуэльско-Колумбийской оси спрединга. На большей части палеозойских континентальных блоков (Юкатан, Никарагуа, Флорида, Северо-Западные Багамы) существовали мелководные условия осадконакопления и формировались мощные толщи карбонатных осадков. Подобные же отложения формировались и на пассивной континентальной окраине Атлантики.

Сближение континентов привело к еще более интенсивному развитию широтной островной дуги над зоной Заварицкого—Беньофа севернее Южной Америки, что документировано отложением мощной толщи вулканогенных пород апт-альбского возраста на Больших и Малых Антиллах. Вероятно, обстановка сжатия способствовала на определенных уровнях метаморфическим преобразованиям пород поздней юры — раннего мела на Больших Антиллах и в Береговых цепях Венесуэлы.

В южной части Центральной Америки начала формироваться островная дуга (андезиты и андезито-базальты провинции Дарьен) — предвестник будущего сухопутного моста между американскими континентами.

В Западном Средиземноморье обстановка осадконакопления остается относительно постоянной до конца раннего мела. Во внешних зонах Бетид и Рифа продолжается накопление пелагических мергелистых фаций, а во внутренних зонах Телля и Рифа — относительное маломощных флишоидных комплексов. Область Марокканской месеты, Среднего Атласа и Оранской Месеты выступает как эродируемые поднятия континентов.

Поздний мел, 90 млн. лет, турон (рис. 1, *д*). От альба до турона, т.е. за 20 млн, лет, относительное перемещение континентов Северной и Южной Америки составило порядка 750 км. Северная Америка отошла от Африки на расстояние около 250 км, т.е. произошло дальнейшее расширение Атлантики. За этот период в Карибском бассейне произошли крупные перестройки. Одной из основных перестроек был раскол ранее единой островной дуги, располагавшейся к северу от Южной Америки. Ее северная часть, соответствующая Большим Антиллам, сместилась на северо-северо-запад и была обдуцирована на южную часть Флоридско-Багамской плиты. При этом произошло поглощение океанской коры Протокарибского бассейна. Возможно, об этом свидетельствует отсутствие на Кубе в зонах Пласетас и Саса образований турон-коньякского возраста. Южная часть расколотой дуги переместилась к югу и была надвинута на северную окраину Южной Америки. В результате раскола дуги и раздвижения ее частей открылся собственно Карибский бассейн, занимавший области современных Венесуэльской и Колумбийской впадин. Данные глубоководного бурения (скв. 151, 152, 150, 148) указывают на доконьякский возраст их формирования.

К этому времени относится также начало образования Юкатанской впадины. Ее положение намечается между Юкатанским и Никарагуанским блоками, где известна узкая полоса распространения пелагических осадков сеномана и турона, и где в зоне разломов Полочик и Матагуа известны офиолиты [7]. На северо-востоке формировавшаяся Юкатанская впадина уходила в район Кауто-Нипе (Куба).

На восточной окраине Карибского региона активно формировалась островная дуга Авес. Островная дуга продолжала развиваться и на западе в районе современной южной части Центральной Америки.

Подобная интерпретация, принимающая автономность движений внутри Карибского региона, отличных по своей направленности от относительного движения американских континентов, позволяет говорить о существовании самостоятельной Карибской плиты. Естественно, что ее границы и размеры не отвечали современным. Последующая эволюция Карибского бассейна проходила изолировано от Тетиса. Эта изоляция была обусловлена расширением Атлантики и сужением Тетиса. Начиная с позднего мела полностью теряется сходство пыльцы покрытосеменных Южной Америки и Африки, возрастает дифференциация флоры. В противовес этому устанавливается связь и быстрый обмен аммонитами Северной и Южной Атлантики. Из 26 видов аммонитов Перу, Колумбии, Тринидада, Марокко являются общими 13 [8].

Тем не менее некоторый параллелизм развития между Карибской областью и Западным Средиземноморьем сохраняется. Он выражается в том, что и в последнем начиная с альба нарастала обстановка сжатия, отражавшаяся во все более широком распространении флиша, появляющегося теперь и в Пиренеях, и в проявлении динамотермального метаморфизма во внутренних зонах Бетской Кордильеры, Рифа, Телля и в Северо-Пиренейской зоне.

В ы в о д ы. В конце палеозоя Северная и Южная Америки, Европа и Африка образовали единый материк Пангея II. Раскол последнего начался уже в ранней юре. Удаление Южной Америки от Северной вместе с удалением от нее же Европы привели к созданию единого субширотного океана Тетис, соединявшегося с Тихим.

Существование Тетиса как пути миграции различных организмов между Тихим

океаном и Западным Средиземноморьем продолжалось до конца раннего мела, когда в результате раскрытия Атлантики Карибский бассейн перестал быть собственно западным окончанием Тетиса, будучи отделен от Западного Средиземноморья значительным пространством вновь образованного океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. 26[e] CGI Colloque C 58. Geologie des chaines alpines issues de la Tethys. – Mem. Bur. rech. geol. et minières, 1980, vol. 115.
2. *Pindell J., Dewey J.F.* Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the gulf of Mexico (Caribbean region). – Tectonics, 1982, vol. 1, N 2.
3. *Vila J.M.* La chaine alpine d'Algèrie Oriental et des confins Algéro-Tunisiens (Thése). – In: Trav. Dep. de geotectonique laboratoire de géologie structural, l'Universite Pierre et Marie Curie. 1980.
4. *Sherdan R.E., Crosby I.T., Bryan G.M., Stoffa P.L.* Stratigraphy and structure of Southern Blake plateau, Northern Florida straits, and Northern Bahama platform from multichannel seismic reflection data. – Bull. Amer. Assos. Petrol. Geol., 1981, vol. 65, N 12.
5. *Месежников М.С.* Палеозоогеография бассейнов юрского периода. – В кн.: Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. Магадан, 1981.
6. *Янин Б.Т.* Палеозоогеография позднеюрских и меловых рудистов. – В кн.: Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. Магадан, 1981.
7. *Weyl R.* Geology of Central America. 2nd compl., rev. ed. Berlin; Stuttgard: Gebrüder Borntraeger, 1980.
8. *Вахрамеев В.А.* Возникновение Атлантического океана и палеонтологические данные. – В кн.: Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. Магадан, 1981.

УДК 551.782.887 (4/5)

ИСТОРИЯ ПАРАТЕТИСА

Л.А. НЕВЕССКАЯ
Палеонтологический институт АН СССР, Москва, СССР

А.А. ВОРОНИНА
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова Москва, СССР

И.А. ГОНЧАРОВА, Л.Б. ИЛЬИНА, Н.П. ПАРАМОНОВА, С.В. ПОПОВ
Палеонтологический институт АН СССР, Москва, СССР

А.Л. ЧЕПАЛЫГА
Институт географии, АН СССР, Москва, СССР.

Е.В. БАБАК
Палеонтологический институт АН СССР, Москва, СССР

На завершающих этапах развития океана Тетис вдоль его северной окраины сформировался обширный бассейн, названный В.Д. Ласкаревым Паратетисом (рис. 1). Этот водоем представлял собой крупнейшее внутриконтинентальное море позднего кайнозоя, протягивавшееся в субширотном направлении между 40° и 50° с.ш. от северных предгорий Альп на западе до предгорий Тянь-Шаня на востоке. По размерам Паратетис значительно превосходил современное Средиземное море: по протяженности в 1,5 раза, а по площади не менее чем в 2 раза.

Паратетис возник при обособлении северной окраины Тетиса в результате орогенных движений Альпийского пояса, вызванных сближением континентальных плит Африки, Аравии и Индостана с Евразией. Основными факторами, определявшими историю развития Паратетиса, являлись тектонические движения (альпийский орогенез), глобальные колебания уровня океана и изменения климата. Временем возникновения Паратетиса мы, вслед за Т. Бальди [1], считаем начало олигоцена, так как именно с этого момента возникла изоляция и началось своеобразное развитие области Паратетиса, которые отразились в особенностях осадконакопления и значительном обеднении фауны [2].

Паратетис, видимо, единый в начале своей истории, с конца раннего миоцена уже

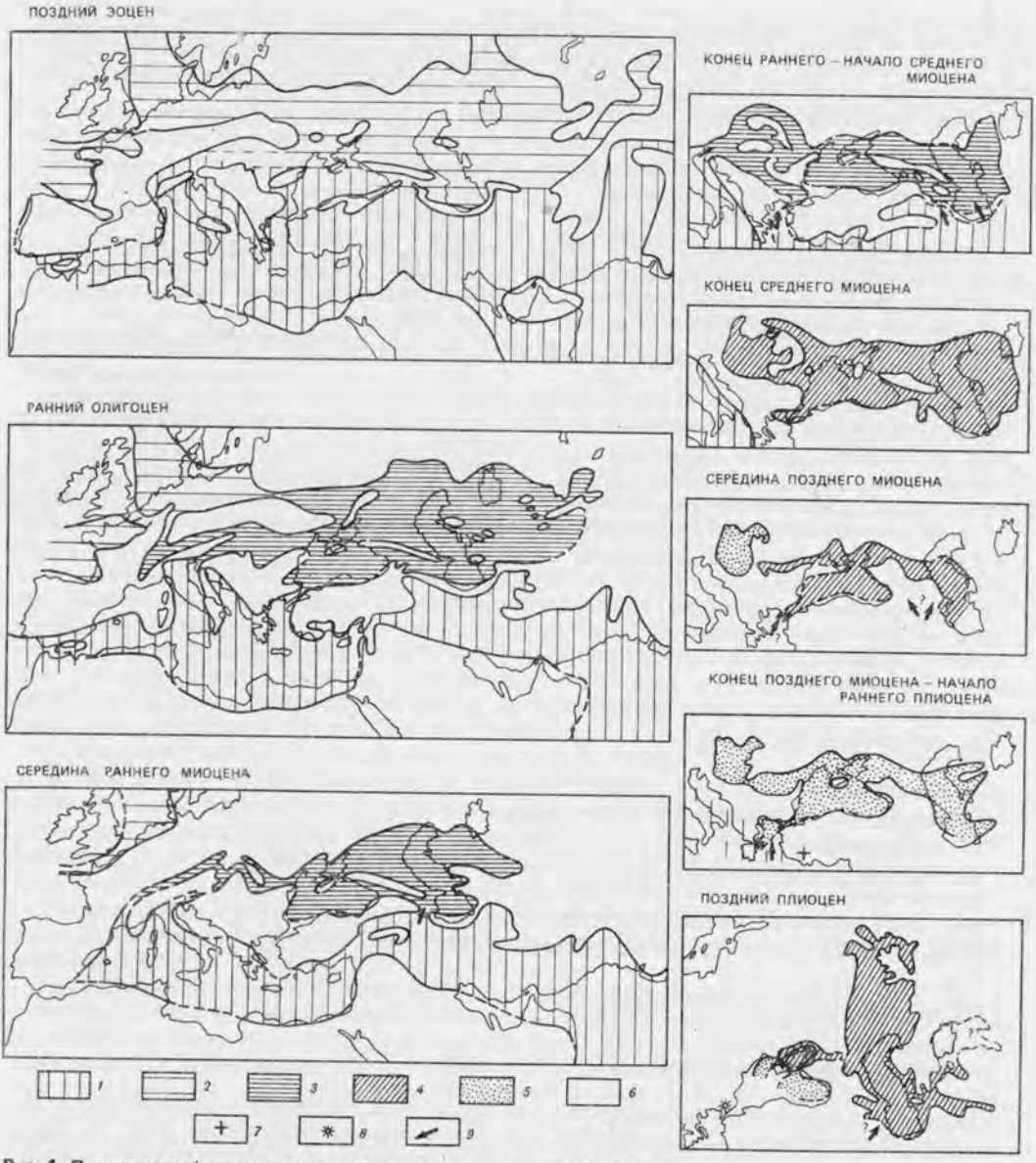


Рис. 1. Палеогеографические схемы Паратетиса и смежных бассейнов

1 — Тетис и Средиземноморье; *2* — бореальные бассейны, *3–6* — Паратетис: *3* — морской, *4* — полуморской, *5* — солоноватоводный, *6* — пресноводный; *7* — находки моллюсков понтического типа [22]; *8* — находки моллюсков акчагыльского типа [26]; *9* — вероятное сообщение Паратетиса с открытыми морскими бассейнами

четко подразделялся на Западный и Восточный, причем его восточная (Эвксино-Каспийская) часть более чем в два раза превосходила западную (Паннонскую). В середине понтического времени произошла дальнейшая дифференциация, и Каспийский бассейн отделился от Эвксинского, хотя в дальнейшем связь этих бассейнов несколько раз восстанавливалась и окончательно исчезла только в голоцене.

На фоне этого процесса распадения Паратетиса, на протяжении его истории неоднократно менялся характер бассейнов, на основании чего Н.И. Андрусовым [3] для Восточного Паратетиса было выделено три цикла развития (тархан-караганский, крымс-

ко-сарматский и мэотический). Каждый такой цикл начинался с поступления в водоем соленых вод из Мирового океана и проникновения морских организмов и заканчивался полным или частичным замыканием Паратетиса и формированием специфичной, обычно солоноватоводной фауны, что обусловило чередование бассейнов различного типа.

Историю Восточного Паратетиса после Н.И. Андрусова разрабатывали Л.Ш. Давиташвили, Б.П. Жижченко, В.П. Колесников, А.Г. Эберзин, Р.Л. Мерклин, К.А. Ализаде, А.А. Али-Заде, К.Г. Багдасарян, В.Д. Сомов, Г.А. Квалиашвили и др., а вопросами развития Западного Паратетиса занимались Я.Сенеш, А. Папп, П. Стеванович, О.С. Вялов, Е. Коюмджиева, Т. Бальди и др.

Анализ всех имеющихся данных приводит к выводу, что на протяжении олигоцена и неогена может быть выделено не менее семи циклов (рис. 2). Начальный (I) цикл развития Паратетиса (ранний олигоцен — начало позднего) характеризовался еще достаточно широкой связью с океаном.

Важнейшей особенностью этого самого раннего этапа было прогрессирующее сероводородное заражение, в силу чего его осадки (майкоп, кишцелий) крайне бедны ископаемыми. Соленость бассейна в начале олигоцена была близкой к нормальной, он был широко связан в это время лишь с Атлантикой, о чем свидетельствует характер фауны бассейна: даже в самой восточной (устюртской) части Восточного Паратетиса около 80% видов моллюсков были общими с рюпельским бассейном Северо-Западной Европы. Значительно более затрудненной была связь с Тетисом: так, если в нижнем олигоцене Армении, т.е. районе, относившемся к Тетису, содержится богатая тропическая фауна, включающая рифостроящие кораллы, то в соседнем районе Паратетиса (Грузия) состав моллюсков значительно беднее, хотя имеются некоторые общие виды, наличие которых указывает на соединение этих бассейнов. В конце раннего олигоцена (соленовское время) произошло первое сравнительно кратковременное замыкание Паратетиса, сопровождавшееся значительным опреснением и формированием эндемичной фауны моллюсков, остракод, наннопланктона, полным исчезновением фораминифер и других полигалинных групп [4]. Распределение моллюсков в этих отложениях свидетельствует, что наиболее опресненными частями Паратетиса являлись северная и северо-восточная, где фауна была наиболее обеднена и содержала в своем составе наибольшее число пресноводных элементов. Со второй половины соленовского времени связь с морем частично восстановилась, и в бассейн проникли некоторые морские виды моллюсков (Nucula, Silgua, Cyrtodaria), остракод и фораминифер. Однако полностью связь восстановилась лишь в послесоленовское (рошненское) время и была так же, как и раньше, наиболее широкой с Атлантикой.

II цикл (поздний олигоцен—ранний миоцен) охватывает очень длительный отрезок времени, плохо охарактеризованный фаунистически. В начале цикла (рошненское время) Паратетис заселился морской, довольно разнообразной фауной. В это время вновь восстановилась связь с Атлантикой (видимо, через Паннонский бассейн), о чем свидетельствует близость фауны Паратетиса к хатту Северо-Западной Европы.

В позднемайкопском бассейне сероводородное заражение было наиболее сильным, из-за чего фауна конца олигоцена—начала миоцена почти неизвестна. Это вызывает особые трудности при установлении олигоцен-миоценовой границы и реконструкции бассейна (кавказское время).

Наиболее древним, бесспорно миоценовым бассейном Восточного Паратетиса является сакараульский, с разнообразной, очень тепловодной фауной моллюсков, содержавшей большое число видов и родов, общих с эггенбургским бассейном Западного Паратетиса. Однако в сакараульском комплексе имеется значительное число видов, неизвестных в это время ни в Центральной Европе (Западный Паратетис), ни в Средиземноморье. Это позволяет предположить возможность проникновения фауны в раннем миоцене в Восточный Паратетис также из индоперсидского региона Тетиса.

В конце майкопа (коцахурский бассейн) Восточный Паратетис вновь замкнулся и опреснился. В Западном Паратетисе в это время (поздний оттнангий) существовали разобщенные бассейны, имевшие с Восточным Паратетисом лишь эпизодические связи, когда специфичные солоноватоводные группы моллюсков проникали из Западного Паратетиса в Восточный (Rzehakia, Limnopappia, Congeria) и наоборот (Eoprosadacna) [5].

В целом для I и II циклов развития Паратетиса была характерна еще слабая дифференциация на Восточный и Западный Паратетис, до среднего миоцена сохранялись

специфические условия осадконакопления (наличие сероводородного заражения). Поэтому, вероятно, правомерно объединение этих двух циклов под названием Эопаратетис [6]. Но при этом началом его следует считать ранний олигоцен, а не эгерий.

Следующий — III цикл, который Сенешем выделен как этап Мезопаратетис, характеризовался четкой дифференциацией Паратетиса на Восточный и Западный, а для Восточного Паратетиса — постепенной все более усиливающийся изоляцией от открытых вод Тетиса, тогда как Западный Паратетис в начале и в конце этапа достаточно широко сообщался с Тетисом и на юго-западе (со Средиземноморьем), и на юго-востоке (с Индо-Пацификой через Восточное Средиземноморье) [7].

Начало цикла в Восточном Паратетисе отмечается образованием тарханского бассейна, который был морским бассейном с соленостью, близкой к нормальной, широко сообщавшимся с Западным Паратетисом (карпатским и раннебаденским бассейнами), а также, возможно, и с восточно-средиземноморской частью Тетиса. Раннетарханская фауна была представлена полигалинными моллюсками, фораминиферами, морскими ежами и др. Менее разнообразный родовой состав, а также явственно выраженный эндемизм на видовом и подвидовом уровнях и мелкорослость большинства видов моллюсков в среднем и позднем тархане свидетельствуют о некотором понижении солености и, возможно, более низкой температуре вод, чем в начале тарханского времени.

Следующий за тарханским — чокракский бассейн имел несколько большую площадь, чем тарханский. Хотя соленость его была, по-видимому, достаточно высокой (наличие полигалинных моллюсков, мшанок, морских ежей), но все же в какой-то степени отклонялась от нормальной. Бо́льшая часть чокракской фауны была генетически связана с тарханской, но имелись некоторые морские виды, которые, возможно, пришли только в чокраке. Этот факт, а также сохранение морского типа фауны в течение первой половины чокракского времени свидетельствуют о том, что чокракский бассейн имел достаточно широкую связь с Тетисом. Это сообщение было, скорее всего, на юго-востоке, так как именно здесь наблюдается наибольшее разнообразие фауны.

В позднечокракское время Восточный Паратетис начал замыкаться и опресняться, что вызвало вымирание подавляющего большинства морских видов.

Еще большей изоляцией характеризовался караганский бассейн, которым закончился III цикл. Этот бассейн был полностью изолирован от открытых морей и имел значительно отклонявшуюся от морской соленость. Донная фауна его была резко обеднена и представлена лишь немногими эндемичными родами и видами моллюсков, остракод и фораминифер, связанными происхождением с чокракскими морскими формами.

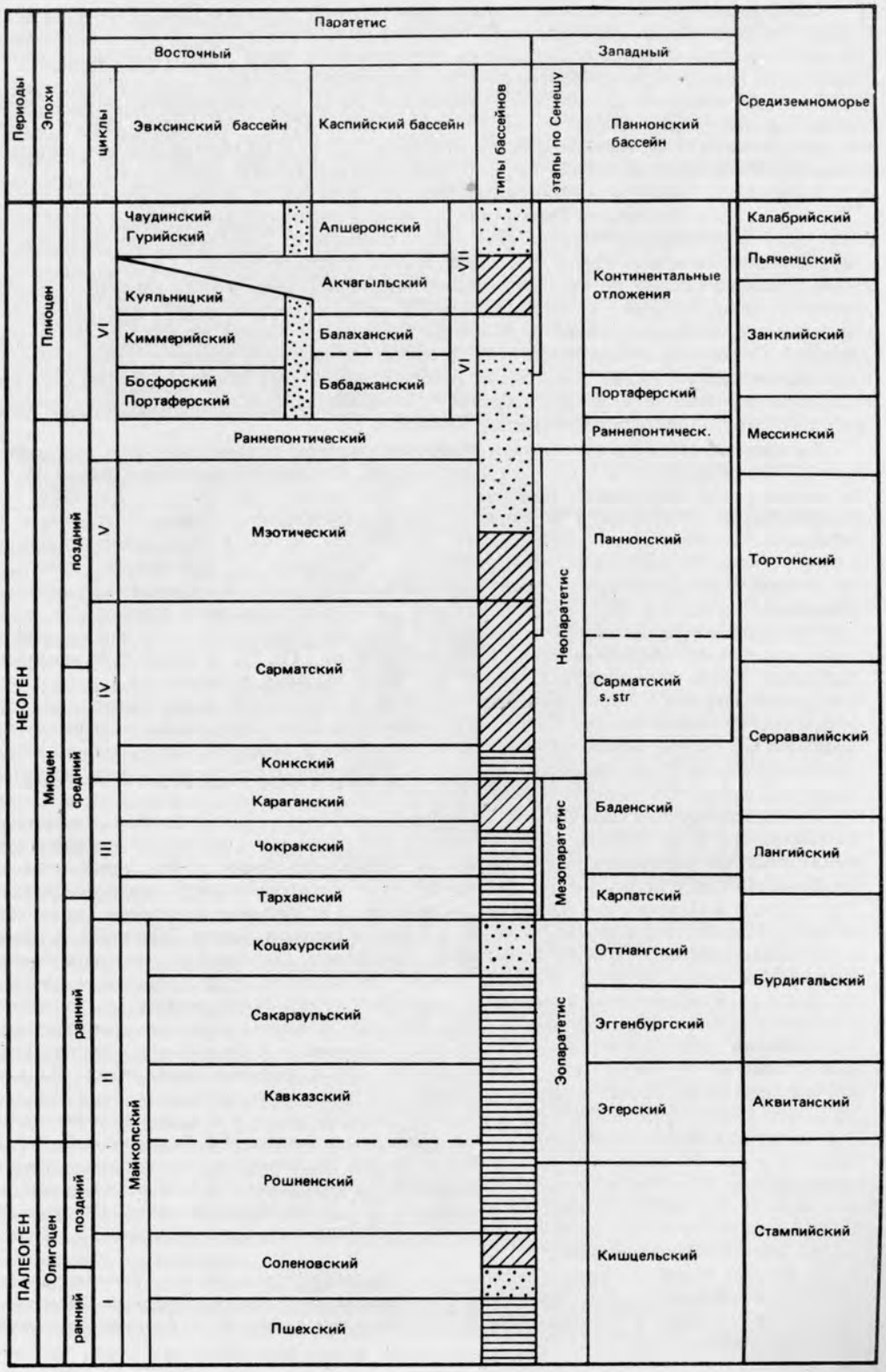
Только во второй половине караганского времени отмечалось сообщение с водами Тетиса на юго-востоке, которое вызвало очень кратковременное появление ряда морских видов родов Callista, Eastonia и своеобразных тапетин из двустворок, а также гастропод из семейств Naticidae, Trochidae, Nassariidae, Muricidae. Соленость в течение этого кратковременного соединения с Тетисом, вероятно, заметно не изменялась.

Для караганского времени было характерно образование гипсов. Возможно, этому этапу может отвечать этап гипсо- и соленакопления середины бадена.

Следующий IV цикл развития Восточного Паратетиса начался с конкского времени и продолжался до конца сармата. В начале конкского века (сартаган) Восточный Паратетис вновь обрел достаточно широкое сообщение с Тетисом, так что соленость в это время стала близка к нормально морской, и бассейн заселили полигалинные виды моллюсков, мшанок, иглокожих, фораминифер, остракод и др. Конкский бассейн занимал примерно такую же или несколько меньшую площадь, чем предшествовавший караганский. Его связь с Тетисом осуществлялась, скорее всего, где-то на юго-востоке, о чем свидетельствует наличие комплексов наиболее полигалинных видов в восточных и юго-восточных районах (Закаспий, восточная Грузия). Это соединение, по-видимому, могло проходить через восточную Турцию или Иран [8]. В то же время не исключено, что сартаганское море имело также сообщение и с позднебаденским морем Западного Паратетиса [9].

Рис. 2. Чередование бассейнов различного типа Восточного Паратетиса в неогене и их корреляция с Западным Паратетисом и Средиземноморьем

Условные обозначения см. на рис. 1


Периоды
Эпохи
Паратетис
Восточный
Западный
Средиземноморье
циклы
Эвксинский бассейн
Каспийский бассейн
типы бассейнов
этапы по Сенешу
Паннонский бассейн
НЕОГЕН
ПАЛЕОГЕН
Плиоцен
Миоцен
Олигоцен
поздний
средний
ранний
VI
V
IV
III
II
I
Майкопский
Чаудинский
Гурийский
Апшеронский
VII
Акчагыльский
Куяльницкий
Киммерийский
Балаханский
VI
Босфорский
Портаферский
Бабаджанский
Раннепонтический
Мэотический
Сарматский
Конкский
Караганский
Чокракский
Тарханский
Коцахурский
Сакараульский
Кавказский
Рошненский
Соленовский
Пшехский
Неопаратетис
Мезопаратетис
Эопаратетис
Континентальные отложения
Портаферский
Раннепонтическ.
Паннонский
Сарматский s. str
Баденский
Карпатский
Оттнангский
Эггенбургский
Эгерский
Кишцельский
Калабрийский
Пьяченцский
Занклийский
Мессинский
Тортонский
Серравалийский
Лангийский
Бурдигальский
Аквитанский
Стампийский

Сартаганское море просуществовало сравнительно недолго. С начавшимся нарушением связи с открытыми водами Тетиса оно сменилось менее соленым веселянским морем, в котором широко расселились эвригалинные, часто эндемичные виды, возникшие еще в наиболее распресненных участках сартаганского моря.

В самом конце конкского века произошла очень кратковременная ингрессия морских вод, повлекшая новый прохорез морских форм (Turritella, Natica, Murex, Chlamys и др.). Это кратковременное событие сказалось, однако, во многих районах конкского бассейна Западная Туркмения, Грузия, Предкавказье, низовья Дона и т.д.).

В Западном Паратетисе Конкскому бассейну отвечает по времени Позднебаденский. Так же, как и в Восточном Паратетисе, на начало позднего бадена падают трансгрессивная фаза и господство богатых бентосных сообществ, состоявших из полигалинных видов моллюсков, иглокожих, кораллов, мшанок, фораминифер и т.д.

С позднего бадена, по Сенешу, начался последний, выделенный им этап — Неопаратетис. К концу позднего бадена в отдельных наиболее распресненных участках началось формирование эвригалинной эндемичной бугловской фауны, во многом соответствовавшей по составу веселянской (10). В конце бугловского времени также отмечается прохорез морских видов. Конкскому и позднебаденскому времени отвечает среднесеравалийский этап, в течение которого, по-видимому, произошло отделение Средиземного моря от Индо-Пацифики (распад Тетиса).

К началу сарматского века связь с Мировым океаном позднеконкского (веселянского) и позднебаденского бассейнов прекратилась. Последовавшая трансгрессия привела к образованию огромного полуморского замкнутого Сарматского бассейна, лишь эпизодически вступавшего в связь со Средиземноморьем. Основная его часть (0,8 площади) относилась к Восточному Паратетису и была представлена обширным Эвксино-Каспийским бассейном, который сообщался с небольшим Дакийским водоемом. Последний через узкий Транскарпатский пролив был связан с Паннонским бассейном Западного Паратетиса. В истории Сарматского бассейна хорошо различаются три периода его развития. По сравнению с предшествующим временем в раннем сармате произошло обеднение всех групп организмов [11, 12] в результате вымирания большого числа полигалинных родов, что было вызвано понижением солености вод. В этой обстановке распространились немногие эвригалинные виды моллюсков, остракод и других групп; некоторые из них с течением времени дали начало многочисленным эндемичным видам. Лишь в Паннонском бассейне и в западной части Эвксино-Каспийского соленость была несколько выше, чем позволяло существовать здесь некоторым более или менее полигалинным видам моллюсков.

Состав сарматских моллюсков Эвксино-Каспийского, Дакийского и Паннонского водоемов при значительном сходстве имел и ряд различий. В течение всего сарматского века наиболее разнообразные комплексы моллюсков были в Эвксино-Каспийском водоеме. Следует подчеркнуть, что присутствие некоторых форм только в Эвксино-Каспийском и Паннонском бассейнах указывает на возможные эпизодические их связи в обход Дакийского водоема, начиная с раннего сармата (через Галицийский залив).

В начале среднего сармата значительно изменились очертания в основном эвксино-каспийской части бассейна: в одних районах он сократился по площади, в других — расширился. В среднесарматское время среди двустворчатых моллюсков полностью исчезли умеренно полигалинные формы. При еще большем усилении процессов видообразования появилось большое число новых эндемичных и специфичных видов. Подобные изменения происходили и среди других групп морских организмов. Характер среднесарматской фауны в целом указывает на продолжавшееся понижение солености вод, хотя в первой половине среднего сармата, по-видимому, еще возникали эпизодические связи со Средиземноморьем, на что обращали внимание И.В. Венглинский, Л.С. Белокрыс и др. на основании анализа комплексов фораминифер, седентарных полихет и водорослей. Наличие некоторого повышения солености вод в это время подтверждается увеличением тяжелого изотопа кислорода O^{18} в раковинах Mactra и Cerastoderma из среднесарматских отложений западного Предкавказья (определения С.И. Кияшко по сборам Н.П. Парамоновой).

Со второй половины среднего сармата в результате исчезновения Транскарпатского пролива в западной части Паратетиса сформировался солоноватоводный Паннонский водоем, в котором в течение паннонского времени возникла полностью эндемичная фауна моллюсков.

В области Восточного Паратетиса в это время продолжал существовать бассейн с сарматского типа фауной.

В начале позднего сармата Эвксино-Каспийский и Дакийский водоемы сократились в размерах. Богатая среднесарматская фауна моллюсков, как и других групп донных беспозвоночных, почти полностью вымерла в связи с дальнейшим понижением солености вод. Из моллюсков широко были распространены лишь немногие представители семейства Mactridae. В западной части Сарматского бассейна временами происходило еще большее распреснение вод, что приводило к расселению солоноватоводных конгерий.

К концу позднего сармата все организмы морского происхождения исчезли, что, по-видимому, было связано с дальнейшим понижением солености вод (ниже 3–4%). В отдельных мелководных районах начался рост мшанковых биогермов, состоявших почти исключительно из представителей одного очень эвригалинного вида Membranipora.

Абсолютные датировки [11, 13] указывают на возможность корреляции нижнего сармата с верхним серравалием и среднего—верхнего сармата — с нижним тортоном.

В послесарматское время в области Восточного Паратетиса начался новый цикл (V) — мэотический, тогда как в западной части Паратетиса продолжался предыдущий цикл, начавшийся в позднебаденское время и выделенный Сенешем как этап Неопаратетис.

Мэотический этап начался с новой морской трансгрессии. Большая степень эндемизма раннемэотических моллюсков и фораминифер заставляет предполагать, что связь Восточного Паратетиса с открытыми водами Средиземноморья была затрудненной и, скорее всего, шла через какой-то промежуточный бассейн [11, 14]. Наибольшее разнообразие морских видов, в том числе наличие наиболее полигалинных для мэотиса форм в области Рионского залива (Западная Грузия), позволяют думать, что это связь осуществлялась где-то на юго-востоке, через территорию современной Восточной Турции или Ирана [15]. Кроме того, соединение со Средиземноморьем могло идти и через районы греческой Македонии, Фракии и европейской Турции [16].

Раннемэотическая трансгрессия не была одномоментной и, по-видимому, развивалась неравномерно. В самом начале в бассейне обитали лишь немногие наиболее эвригалинные морские формы. Местами мшанки продолжали строить мелкие желваковидные биогермы, хотя основные их постройки, созданные в позднесарматское время, оказались погребенными терригенными осадками раннемэотического моря. При развитии трансгрессии разнообразие донной фауны увеличилось и стало наибольшим во второй половине раннего мэотиса, когда морские элементы проникли в окраинные наиболее опресненные участки, в том числе в Дакийский водоем. К концу раннего мэотиса началась изоляция Восточного Паратетиса, в связи с чем соленость понизилась, и морская фауна начала замещаться солоноватоводной, которая в позднемэотическое время стала господствующей.

Площадь позднемэотического бассейна в ряде районов сократилась, в других же, наоборот, расширилась, по-видимому за счет притока пресных вод в замкнутый бассейн. С Паннонским бассейном позднемэотический Восточный Паратетис, так же как и раннемэотический, не сообщался.

Что же касается Средиземноморья, то в позднем мэотисе была кратковременная ингрессия морских вод из этого бассейна в Восточный Паратетис, следы которой отмечаются в Западной Грузии и на Керченском полуострове, где найдены морские средиземноморские элементы. Эта ингрессия, вероятно, также шла с юго-востока. Мэотис, по-видимому, должен сопоставляться с верхней частью тортона, что вытекает из анализа фауны [17]. Возможно, максимум мэотической трансгрессии второй половины раннего мэотиса отвечает максимуму тортонской трансгрессии середины тортона [18].

В послепаннонское время в Западном Паратетисе и послемэотическое в Восточном начался новый цикл (VI) развития всего Паратетиса, в начале которого образовался обширный раннепонтический бассейн, фактически состоявший из ряда отдельных водоемов, соединявшихся узкими или широкими проливами: Паннонского, Дакийского, Эвксинского, Каспийского и Эгейского.

В отличие от всех предыдущих циклов этот цикл начался с прихода не морской, а достаточно разнообразной солоноватоводной фауны, но совершенно чуждой предыдущим мэотическому и в какой-то мере паннонскому бассейнам, что заставляет выделять этот цикл как самостоятельный. Анализ состава двустворчатых моллюсков из

нижнепонтических отложений этих бассейнов показывает, что Восточный Паратетис (Дакийский, Эвксинский и Каспийский бассейны) в самом начале раннего понта соединился с Эгейским бассейном [19] и во всех этих бассейнах распространился один и тот же комплекс фауны (Eupatorina, Dreissena, Parvivenus и др.), тогда как раннепонтическая фауна Паннонского бассейна весьма отличалась, будучи тесно связанной с предыдущей паннонской фауной этого бассейна. Единственным родом паннонского происхождения, встреченным в нижнем понте Восточного Паратетиса, был род Paradacna. Ни один восточный вид в раннем понте, по-видимому, не проник в Паннонский бассейн, так как общими родами для всего раннепонтического бассейна были только Dreissena и Congeria, но они были представлены в Паннонском бассейне другими видами, чем на востоке (кроме C. digitifera). Все это говорит о том, что связь Западного и Восточного Паратетиса в раннем понте была очень затрудненной.

Преобладание солоноватоводных видов в раннепонтическом бассейне позволяет говорить о значительно пониженной солености, хотя эта соленость был достаточной для существования немногих эвригалинных морских видов (Parvivenus, Abra).

Раннепонтический бассейн не был совершенно замкнутым и мог иметь очень затрудненную связь с Средиземноморьем в районе Греции и Западной Турции, так как именно вблизи этих районов встречены не только Parvivenus, но и Mactra [20].

Сама раннепонтическая трансгрессия может объясняться по-разному, причем определяющим фактором должно послужить уточнение стратиграфического положения понтического региояруса.

Если понт соответствует началу плиоцена, то понтическая трансгрессия до известной степени может объясняться влиянием общей раннеплиоценовой трансгрессии Средиземного моря. Происхождение раннепонтической фауны Восточного Паратетиса в этом случае было связано с лиманами мессинского Средиземного моря, где сформировалась солоноватоводная фауна. Этот вариант в какой-то степени подтверждается исследованиями Ж. Руша [21], который пришел к выводу о постепенном распространении солоноватоводных условий в мессинском бассейне в связи с постепенным изменением климата.

Если же раннепонтическое море существовало одновременно с мессинским бассейном [12], трансгрессия Паратетиса может объясняться усилением речного стока, вызванного, скорее всего, климатическими факторами.

При этом варианте трудно представить себе происхождение раннепонтической фауны Восточного Паратетиса, корни которой явно уходят в районы, примыкавшие к Средиземному морю (Эгейский бассейн).

В последующее портаферское время (начало позднего понта) Паннонский бассейн стал широко сообщаться с Дакийским, а последний — с Эвксинским. Эгейский бассейн прекратил свое существование, и только местами, возможно, остались изолированные водоемы, в которых продолжала существовать понтическая, но уже весьма измененная фауна [Южная Турция (212)]. На востоке море резко сократило свои размеры и ушло в пределы современных среднего и южного Каспия, потеряв связь с Эвксинским бассейном на севере. Однако, вероятно, на юго-западе (в районе Закавказья) какое-то сообщение временами было в течение всего позднего понта, так как в верхней части понтических отложений Азербайджана (бабаджанские слои) отмечаются виды, общие с верхним понтом Эвксинского и Дакийского бассейнов.

В конце понта (босфорское время) Паратетис еще более сократился, и Паннонский бассейн полностью прекратил свое существование как солоноватоводный бассейн, так что Паратетис с этого времени стал ограничен лишь его восточной частью. Дакийский и Эвксинский бассейны продолжали соединяться, хотя эта связь, по-видимому, была менее широкой, чем в портаферское время. Соленость позднепонтического бассейна, вероятно, еще более отклонялась от нормальной, чем раннепонтического, так как никаких эвригалинных морских элементов в это время не отмечалось.

В киммерийское время Восточный Паратетис сохранял тот же характер солоноватоводного водоема, населенного фауной, связанной своим происхождением с понтической. Наиболее обширным был Эвксинский бассейн, на западе соединявшийся с Дакийским, который собственно представлял залив Эвксина. На юго-востоке Эвксинский бассейн, по-видимому, сохранял затрудненную связь с еще продолжавшим существовать бабаджанским водоемом, который позже превратился в полностью замкнутый пресноводный балаханский водоем, занимавший область Южного Каспия и депрессион-

ные участки Азербайджана и Западно-Туркменской низменности. Соленость киммерийского бассейна была, по-видимому, еще более низкая, чем понтического, так как пресноводные элементы здесь были более широко распространены. Характерным для этого бассейна было повышенное содержание солей железа, что, возможно, было связано с существованием в это время жаркого, близкого к тропическому климата (23).

В позднекиммерийское время в области Эвксинского бассейна продолжался VI цикл, начавшийся в понте, тогда как в Каспийской области этот цикл закончился и начался новый (V.II) цикл.

В результате на большей части Эвксинской области в это время располагался куяльницкий солоноватоводный водоем, в котором продолжала развиваться фауна понтического типа, а в Каспийской области возник огромный акчагыльский полуморской бассейн, простиравшийся от гор Эльбруса на север, далеко вдаваясь вглубь Русской платформы, причем море затопило большое число врезанных долин предакчагыльского времени, и по наиболее крупным из них образовались глубокие ингрессионные заливы. Воды акчагыльского моря проникли также на запад через Маныч или прилежащие районы до Керченско-Таманского прогиба, образовав здесь залив. Существование этого залива было достаточно кратковременным и, вероятно, совпадало с максимумом (или двумя максимумами) трансгрессии, а в остальное время на этой территории располагалась северная часть куяльницкого бассейна. На востоке акчагыльский бассейн доходил до низовьев Аму-Дарьи.

Донная фауна акчагыльского бассейна (особенно моллюски и фораминиферы) имела совершенно другой состав, чем предыдущие плиоценовые фауны Восточного Паратетиса. Она состояла из морских, по-видимому, весьма эвригалинных видов. На первых этапах существования бассейна морская фауна моллюсков была достаточно бедной как на родовом, так и на видовом уровне, затем от немногочисленных раннеакчагыльских видов возникли многие эндемичные виды, а последний этап существования акчагыльского бассейна характеризовался его опреснением и сокращением, что вызвало вымирание большинства эндемичных видов и расселение солоноватоводных дрейссен.

Наиболее богатые разнообразные комплексы фауны как моллюсков, так и фораминифер и остракод отмечались в центральной части бассейна (Западная Туркмения, Азербайджан), а к северу это разнообразие морских видов постепенно уменьшалось одновременно с возрастанием роли солоноватоводных и пресноводных форм. Также весьма обеднены были фаунистические комплексы в приазовских и прикопетдагских районах, т.е. в опресненных окраинных частях бассейна. Акчагыльские моллюски несомненно средиземноморского происхождения [24] и не связаны генетически с сарматскими [25]. Они могли прийти из какого-то полузамкнутого водоема, существовавшего в области Восточного Средиземноморья, но пути их проникновения в Каспийско-Черноморскую область в акчагыльское время пока не прослежены.

Интересны в этом отношении находки акчагыльских моллюсков на юго-восточном берегу Дарданельского пролива [26]. Указывает ли этот факт на пути прохореза моллюсков (Avimactra, Pirenella) из лагун Средиземного моря в Эвксино-Каспийский бассейн или же на возможность существования здесь залива акчагыльского моря, открытого к северу и не соединявшегося с Средиземным морем, — сказать трудно. Во всяком случае, в акчагыле могла последний раз существовать связь Восточного Паратетиса с Средиземноморьем на юго-востоке; позже сообщение было только через район Дарданелл.

Во второй половине позднего плиоцена в Эвксинской (Черноморской области Восточного Паратетиса продолжался начавшийся с понта VI цикл, и куяльницкий бассейн последовательно сменился гурийским, а затем чаудинским бассейнами, которые, по-видимому, по своим очертаниям приближались к современному Азово-Черноморскому бассейну, немного выходя за его контуры в районе Западной Грузии (Рионский залив), Приазовья (только гурийский водоем) и побережья Дарданелл (только чаудинский). Донные фауны обоих бассейнов состояли из моллюсков и остракод — потомков куяльницких видов, к которым в чаудинском водоеме присоединились пришедшие из Каспийского бассейна Didacna.

В Каспийской области Восточного Паратетиса в это время акчагыльский бассейн сменился солоноватоводным Апшеронским бассейном, который на первом этапе был весьма опресненным, так что в составе его фауны преобладали пресноводные и наибо-

лее устойчивые к опреснению солоноватоводные моллюски. Начало раннего апшерона отвечает началу трансгрессивной фазы. К этому времени относится существование залива, протянувшегося, согласно данным Г.Н. Родзянко, по Манычам почти до Азовского моря. За трансгрессией последовала регрессия, а затем — вновь трансгрессия первой половины позднего апшерона, начало которой характеризовалось появлением и расселением [27] характерной солоноватоводной фауны моллюсков апшеронского типа, которая, по-видимому, связана своим происхождением с акчагыльскими морскими формами, как считали Л.Ш. Давиташвили, К.А. Астафьева, А. Али-Заде. В трансгрессивную фазу позднего апшерона воды апшеронского бассейна, как и во время первой трансгрессии, почти достигали Азовского моря. К концу апшерона начались обеднение солоноватоводной фауны и распространение пресноводных форм. После тюркянской регрессии образовался Бакинский бассейн, затем сменившийся последовательно Хазарским, Хвалынским и Новокаспийским. Все эти четвертичные бассейны характеризовались солоноватоводной фауной, состоявшей из потомков апшеронских форм, так что последний цикл (VII), начавшийся в начале акчагыла, продолжался и в плейстоцене. В Эвксинской области последний неогеновый понто-чаудинский цикл (VI) сменился четвертичным, для которого было характерно чередование солоноватоводных (древнеэвксинский и Новоэвксинский бассейны) и морских (узунларский, карангатский и собственно Черноморский бассейны) условий.

Итак, возникший с начала олигоцена Паратетис в течение первых двух циклов функционировал как достаточно единый бассейн, а начиная с III цикла (с конца раннего—начала среднего миоцена) четко обозначилось его подразделение на Западный и Восточный бассейны. Наиболее выражена изоляция Западного и Восточного Паратетиса была в течение III цикла (тархан караган), в конце IV и в V цикле (середина среднего сармата—мэотис), тогда как в начале IV цикла (ранний сармат—середина среднего) и в начале VI цикла (ранний понт—начало позднего) Паратетис вновь выступал как единый бассейн.

В конце позднего понта (босфорское время) прекратил свое существование Западный Паратетис, тогда как предположить существование Восточного Паратетиса можно вплоть до плейстоцена, когда в новоэвксинко-хвалынское время Каспийский и Азово-Черноморский бассейны соединялись через район Манычей, и только в голоцене Каспийское море и Азово-Черноморский бассейн потеряли всякую связь.

Соединение Паратетиса с открытыми морскими водами было наиболее широким на первых стадиях I, II и III циклов, причем в течение I цикла существовала широкая связь с Атлантикой, а сообщение с Тетисом было затрудненным, тогда как начиная с середины II цикла (сакараул), связь Паратетиса с Атлантикой прекратилась совсем.

Что касается связи с Тетисом, то она в течение II, III, IV циклов имела место как на западе, так и на востоке Паратетиса, таким образом, Восточный Паратетис с Тетисом сообщался как через Западный Паратетис, так и непосредственно с восточно-средиземноморскими и индотихоокеанскими районами Тетиса. После среднего миоцена, когда Тетис прекратил свое существование вследствие отделения Средиземного моря от Индо-Пацифики, связь Паратетиса с Средиземноморьем на юго-востоке, по-видимому, имела место в начале VI и VII циклов. После акчагыла этот путь проникновения средиземноморских вод в Восточный Паратетис был закрыт окончательно, и связь с Средиземноморьем осуществлялась только в районе Дарданелл.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Baldi T.* The early history of the Paratethys. — Föld. közlöny, 1980, 110,3/—4, p. 456—471.
2. *Popov C.B., Voronina A.A., Andreeva-Grigorovitch A.S.* et al. The Eocene-Oligocene boundary and the Oligocene History of the Eastern Paratethys. — In: Proposal for the Eocene-Oligocene boundary in the Alpine-Carpathian-Pannonian system. Budapest, 1983, p. 43—45.
3. *Андрусов Н.И.* Взаимоотношение Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. — Изв. АН СССР. Сер. 6, 1918, т. 12, № 8, 749—760.
4. *Воронина А.А., Попов С.В.* Соленовский горизонт Юга СССР. Стратиграфия и моллюски. — В кн.: Новые данные по стратиграфии кайнозоя Украины и некоторых других территорий. Киев: Наук. думка, 1982, с. 31—32.
5. *Попов С.В., Воронина А.А.* Коцахурский этап развития Восточного Паратетиса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 58—67.
6. *Senes I.* Paläogeographie des westkarpatischen Raumes in Beziehung zur Paratethys im Miozän. — Geol. prace (Bratislava), 1961, v. 60, s. 159—195.

7. *Rogel F., Streininger F.F., Müller C.* Middle miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe). — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, 1978, vol. 42, part 1, p. 985–990.
8. *Жижченко Б.П.* Средний миоцен. — В кн.: Стратиграфия СССР, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 105, с. 51–227.
9. *Дідковский В.Я., Носовський М.Ф.* Причерноморська западина: Миоцен. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Київ: Наук. думка, 1975, т. 10, с. 32–70.
10. Бугловские слои миоцена: (Материалы Всесоюз. симпоз.). Киев: Наук. думка, 1970, с. 1–279.
11. *Ильина Л.Б., Невесская Л.А., Парамонова Н.П.* Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии (поздний миоцен–ранний плиоцен). — Тр. Палеонтол. ин-та, 1976, т. 155, с. 1–288.
12. *Paramonova N.P., Ananova E.N., Andreeva-Grigorovic A.S.* et al. Paleontological characteristics of the Sarmatian s.l. and Maeotian of the Ponto-Caspian area and possibilities of correlation to the Sarmatian s. str. and Pannonian of the central Paratethys. — Ann. Géol. Pays Hellen., 1979, t. hors sér., fasc. 2, p. 961–971.
13. *Vass D.* Review of activity-working group for radiometric age and paleomagnetism (1975–1978). — Ann. Géol. Pays Hellén, 1979, t. hors sér., fasc. 3, p. 1427–1441.
14. *Невесская Л.А.* Об объеме и стратиграфическом подразделении мэотического яруса. — В кн.: Стратиграфия неогена Молдавии и юга Украины. Кишинев: Лумина, 1969, с. 13–25.
15. *Ильина Л.Б.* О связях мэотического моря с Восточным Тетисом. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1980, № 7, с. 138–142.
16. *Стеванович П.М., Ильина Л.Б.* Стратиграфия мэотиса Восточной Сербии и соседних регионов по моллюскам. — Bull. Acad. serbe sci. et arts, Cl. Sci. natur. et math. Sci. natur., 1982, t. 82, N 23, p. 105–136.
17. *Семененко В.Н., Люльева С.А.* Опыт прямой корреляции миоплиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. М.: Наука, 1978, с. 91–94.
18. *Bizon G., Muller C.* Problems biostratigraphiques dans le neogene mediterraneen. — Rapp. et proc.-verb. réun. Commis. intern. explor. sci. Mer. méditerr. Monaco, 1977, vol. 24, N 7a, p. 103–104.
19. *Эберзин А.Г.* О происхождении плиоценовых родов кардиид в Эвксинском бассейне. — Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, 1949, т. 20, с. 209–232.
20. *Stevanovic P.M.* Beitrag zur Kenntnis der pontischen Molluskenfauna aus Griechenland und ihre stratigraphischen Bedeutung. — Bull. Acad. serbe sci. Cl. Sci. math. natur., Natur. Sci., N.S., 1963, vol. 32, N 9, p. 73–93.
21. *Rouch J.M.* La crise évaporitique messinienne de Méditerranee: Nouvelles propositions pour une interprétation génétique. — Bull. Mus. nat. hist. natur., 1982, vol. C 4, N 3/4, p. 107–136.
22. *Taner G.* Denizli bölgesi neojeminin paleontolojik ve stratigrafik etüdü. — Maden tetkik ve arama enst. Dergisi, 1974, N 85, (Ayri baski), p. 145–177.
23. *Семененко В.Н.* Плиоцен Причерноморской впадины. Стратиграфия УССР. Киев: Наук. думка, 1975, т. 10, с. 70–81.
24. *Невесская Л.А., Трубихин В.М.* История Каспийского бассейна и его фауны моллюсков в позднем плиоцене и раннем плейстоцене. — В кн.: Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984.
25. *Парамонова Н.П.* К систематике сарматских и акчагыльских кардиид (Bivalvia). — Палеонтол. журн., 1977, № 3, с. 65–74.
26. *Taner G.* Die Molluskenfauna und pliozäne Stratigraphie des Halbinsel–Gelibolu. — Com. fac. sci. Univ. Ankara, 1982, t. 25, p. 1–27.
27. *Гурарий Г.З., Трубихин В.М.* Цикличность развития западнотуркменской части Палеокаспия в позднем кайнозое и палеомагнитная шкала. — В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с. 3–7.

УДК 552.5 : 551.35

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ И ВЫСОКОДИСПЕРСНЫЕ МИНЕРАЛЫ
(на примере восточной части Тихого океана)

З.Н. ГОРБУНОВА

Институт океанологии, им. П.П. Ширшова АН СССР
Москва, СССР

В арсенале новой науки палеоокеанологии имеется большой набор методов исследований, которые позволяют восстановить условия осадкообразования на разных этапах геологической истории океана. В частности, для этих же целей используются данные минералогических исследований, полученные при глубоководном бурении на "Гломар Челленджер". В таком же аспекте рассматриваются собственные и литературные материалы о восточной части Тихого океана, где формирование минерального состава осадков тесно связано с активным хребтом — Восточно-Тихоокеанским поднятием (ВТП), поставляющим эндогенный материал в водную толщу. Для лучшего пони-

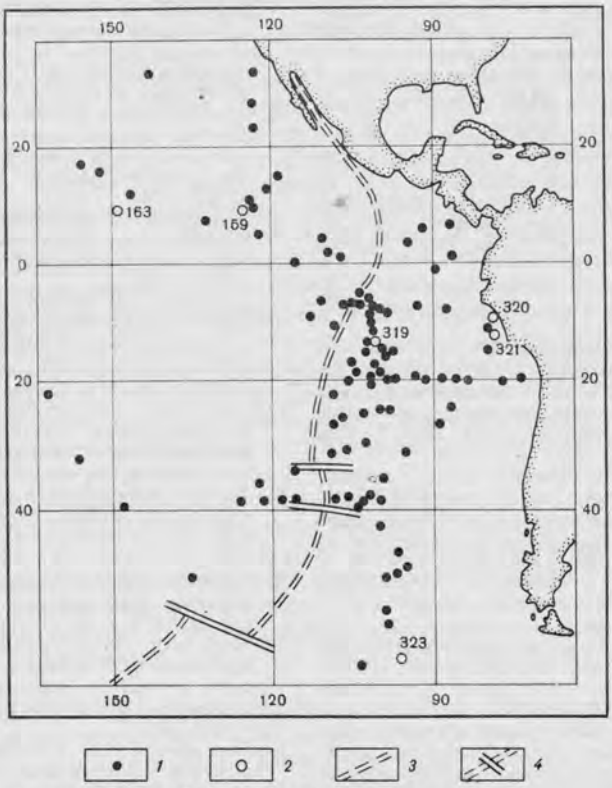


Рис. 1. Расположение изученных станций и скважин бурения
1 — станция; *2* — скважины бурения; *3* — ось Восточно-Тихоокеанского поднятия; *4* — зоны разломов

мания условий минералообразования в древних толщах следует, кроме данных бурения, отвечающих древним этапам развития океана, учитывать также данные по минералогии современных осадков. Современные и четвертичные осадки были изучены нами по материалам 8-го и 14-го рейсов НИС "Дмитрий Менделеев" и 24-го рейса НИС "Академик Курчатов", которые проводились Институтом океанологии АН СССР в районе ВТП (рис. 1). В этой части Тихого океана были выявлены основные закономерности распределения минералов как на поверхности осадка [1], так и в колонках [2].

Монтмориллонит встречен в трех разновидностях: железистые сапониты, Fe-монтмориллониты и Fe—Al-монтмориллониты. Первые тяготеют ко впадине Бауэра близ оси ВТП, вторые — к оси и флангам поднятия, третьи — преобладают за пределами ВТП. Суммарное распределение монтмориллонита показывает (рис. 2), что, за исключением района впадины Бауэр, вдоль оси ВТП преобладают рентгеноаморфные вещества, по флангам ВТП их концентрация возрастает до 50%, а далее к берегу сказывается разбавляющее влияние иллита, хлорита и других минералов.

Генезис Fe-монтмориллонитов (смектитов) в изучаемом районе обсуждался во многих работах. Наиболее интересна работа [3], подробно осветившая геохимию осадков впадины Бауэр, Центральной впадины и плато Наска. Было показано, какая часть каждого из изученных 8-и элементов определяется четырьмя основными источниками: гидротермальными, терригенными, гидрогенными и биогенными. Значительная часть гидротермального железа, поступающего в осадок из зоны спрединга, переносится течениями за ее пределы и там, соединяясь с биогенным кремнеземом, через Fe—Si гель трансформируется в Fe-смектиты — наиболее устойчивое образование в морских условиях. Часть гидротермального железа переходит в плохо окристаллизованный гетит, который в осадках встречается в тех же районах, что и Fe-монтмориллонит. В

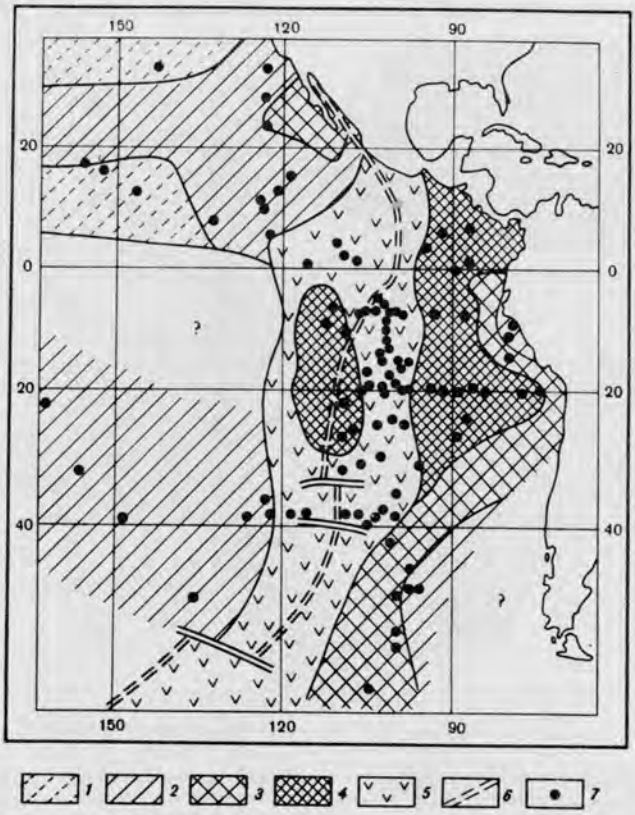


Рис. 2. Распределение монтмориллонита во фракции меньше 1 мкм поверхностного слоя донных осадков (% от суммы глинистых минералов)

1–4 — содержание монтмориллонита: *1* — меньше 10; *2* — 10–30; *3* — 30–50; *4* — больше 50; *5* — область рентгеноаморфных минералов; *6* — ось ВТП; *7* — изученные станции

отношении температур образования Fe-смектитов имеются разные данные. Так, Хейн и др. [4] указывали по данным изотопии кислорода на аутигенное смектитообразование при низкой температуре (+20,4 +29,6 δO^{18}). Другие исследователи [5], по данным изотопии, показали, что смектит на гребне ВТП и котловине Бауэра образуется при 30–50°С. Во впадине Бауэра обнаружили несколько выходов гидротерм. Температура флюидов была около +350°С. Алюмосиликаты были найдены только на поверхности осадка (тальк, нонтронит). Нами найден здесь Fe-сапонит, Al-монтмориллонит, который образуется по пепловому материалу в океане и на суше [6].

Иллит (рис. 3) имеет максимальные концентрации близ побережья Южной Америки (исключая экваториальную зону) и в северной половине Тихого океана. Южнее 40° ю.ш. обогащение осадков этим минералом связано с влиянием Антарктического материка, с айсберговым разносом. Возрастание концентраций иллита обычно идет одновременно с соответствующим увеличением содержания других терригенных минералов: высокодисперсного кварца и полевых шпатов. Роль каолинита в изученных осадках невелика, а хлорита несколько большая. Картина распределения хлорита близка к иллиту, но концентрации хлорита несколько ниже (20–30%). Это говорит об общем с иллитом, а также с другими минералами-индикаторами терригенного выноса источнике вещества. Однако поля максимальных концентраций хлорита (>40%) близ зон разломов (Челленджер, Курчатов) указывают на возможность и второго его источника – эдафогенного, связанного с разрушением пород дна океана – базальтов.

Распределение в осадках перечисленных глинистых минералов, основанное на анализах более 100 проб, позволило составить карту их провинций (рис. 4). Вдоль оси

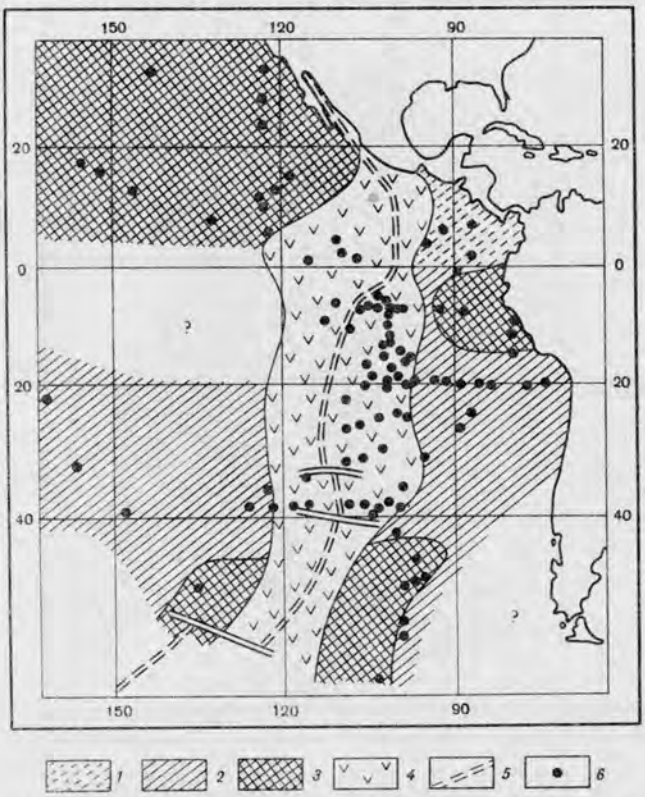


Рис. 3. Распределение иллита во фракции меньше 1 мкм поверхностного слоя донных осадков (% от суммы глинистых минералов)

1–3 — содержание иллита: *1* — меньше 10; *2* — 10–30; *3* — больше 30; *4* — область рентгеноаморфных минералов; *5* — ось ВТП; *6* — изученные станции

ВТП широкая полоса осадков представлена почти мономинеральными Fe-монтмориллонитами низкой степени окристаллизованности с преобладанием аморфных веществ и плохо окристаллизованным гетитом. Близ ВТП к востоку от этой полосы выделяется провинция хорошо и средне окристаллизованного Fe-монтмориллонита и Al-монтмориллонита. Далее к востоку и западу от ВТП преобладает гетерогенная смесь минералов хлорит—иллит—монтмориллонит. Таким образом, четко установлено, что по мере удаления от оси ВТП роль эндогенного вклада (маркируется Fe-монтмориллонитом, гетитом) падает за счет возрастания примеси терригенных минералов (иллита, хлорита, кварца, полевого шпата, Al-монтмориллонита).

Эти закономерности изменения состава глинистых минералов современных осадков в латеральном направлении от оси активного хребта находят отражение в соотношении основных химических компонентов. Отмечается четкая тенденция увеличения содержания в осадках Al_2O_3, K_2O и уменьшения Fe_2O_3 и MnO от оси ВТП на восток. Уменьшение интенсивности аутигенных процессов в этом направлении проявляется в отношении Fe + Mn/Al и Fe + Mn/Ti. Первый модуль имеет максимальные значения близ оси хребта (около 20) и всего 2,6–7 на флангах поднятия.

Указанные закономерности распределения глинистых минералов в районе ВТП, найденные для современных осадков (латеральная зональность), должны, очевидно, найти отражение и в древних осадочных толщах, вскрытых скважинами глубоководного бурения (рис. 1). Здесь можно проследить историю формирования минерального состава осадков на протяжении более 70 млн. лет (с мела до плейстоцена). Осадочные толщи пройдены обычно полностью и заканчиваются базальтом. Возраст осадка над базальтом, как и возраст самих базальтов, закономерно меняется в зависимости от

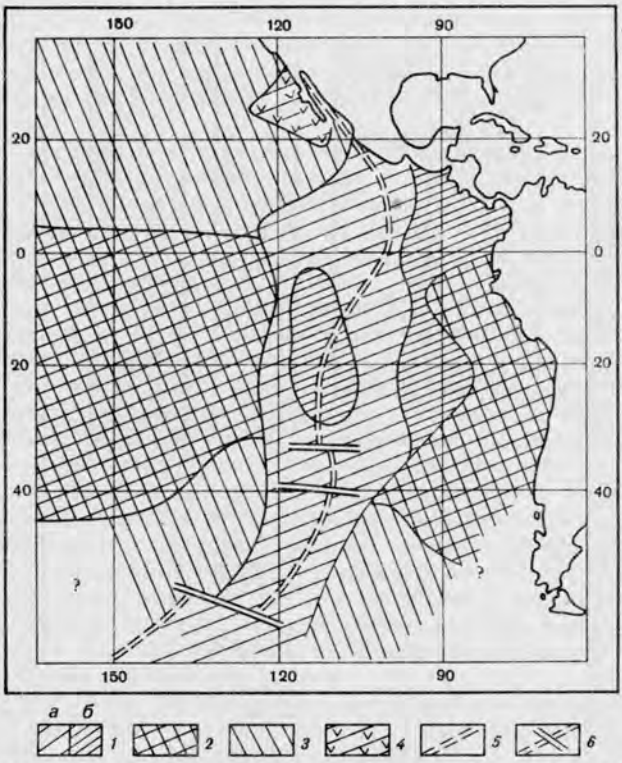


Рис. 4. Основные провинции глинистых минералов поверхностного слоя осадков

1 — монтмориллонитовая: *а* — с преобладанием аморфных веществ, *б* — с невысоким содержанием аморфных веществ; *2* — иллит—хлорит—монтмориллонитовая; *3* — хлорит—иллитовая; *4* — иллит—монтмориллонитовая; *5* — ось ВТП; *6* — зоны разломов

расстояния от оси спрединга. В океанах в том же направлении отмечается закономерная смена латеральных для современных и вертикальных для древних формаций, что связано с тектоникой литосферных плит, с наращиванием океанской коры в срединных хребтах. Эти ряды получили название рядов формаций расширяющегося океана [7].

В смене комплексов тонкодисперсных минералов по мере увеличения их возраста в скважинах бурения вплоть до базальтов, очевидно, должны прослеживаться те же закономерности, что и в современных осадках по мере удаления от хребта.

Рассмотрим некоторые примеры.

Скважина 323 (общая длина 731 км) расположена в котловине Беллинсгаузена на глубине 5003 м, которая на 30 м проникла в базальтовые слои. По литологическим данным она разделена на 5 частей (рис. 5).

До 506 м преобладают осадки серого цвета с разной степенью литификации и примесью диатомей, которые ниже сменяются толщей без биогенного кремнезема. Нижние 63 м (маастрихт-датские слои) представлены желто-коричневым обогащенным железом глинистым сланцем и содержат пепловый материал. Основание этого слоя лежит на базальте. Нижние слои осадка откладывались со скоростью 5Б, глубина океана была в мелу 1500—2000 м и более 2000 в раннем миоцене. В олигоцене—раннем миоцене возникло Антарктическое циркумполярное течение, и последующая запись в осадках представлена турбидитами у берегов Антарктиды и контуритами, идущими вдоль континентальных поднятий. Скорости седиментации в это время выросли до 100 Б. Яркие следы ледового разноса устанавливаются в районе скважины с раннего миоцена, хотя льды Антарктиды достигли океана 38 млн. лет назад.

Посмотрим, как эти изменения условий осадкообразования сказались на составе

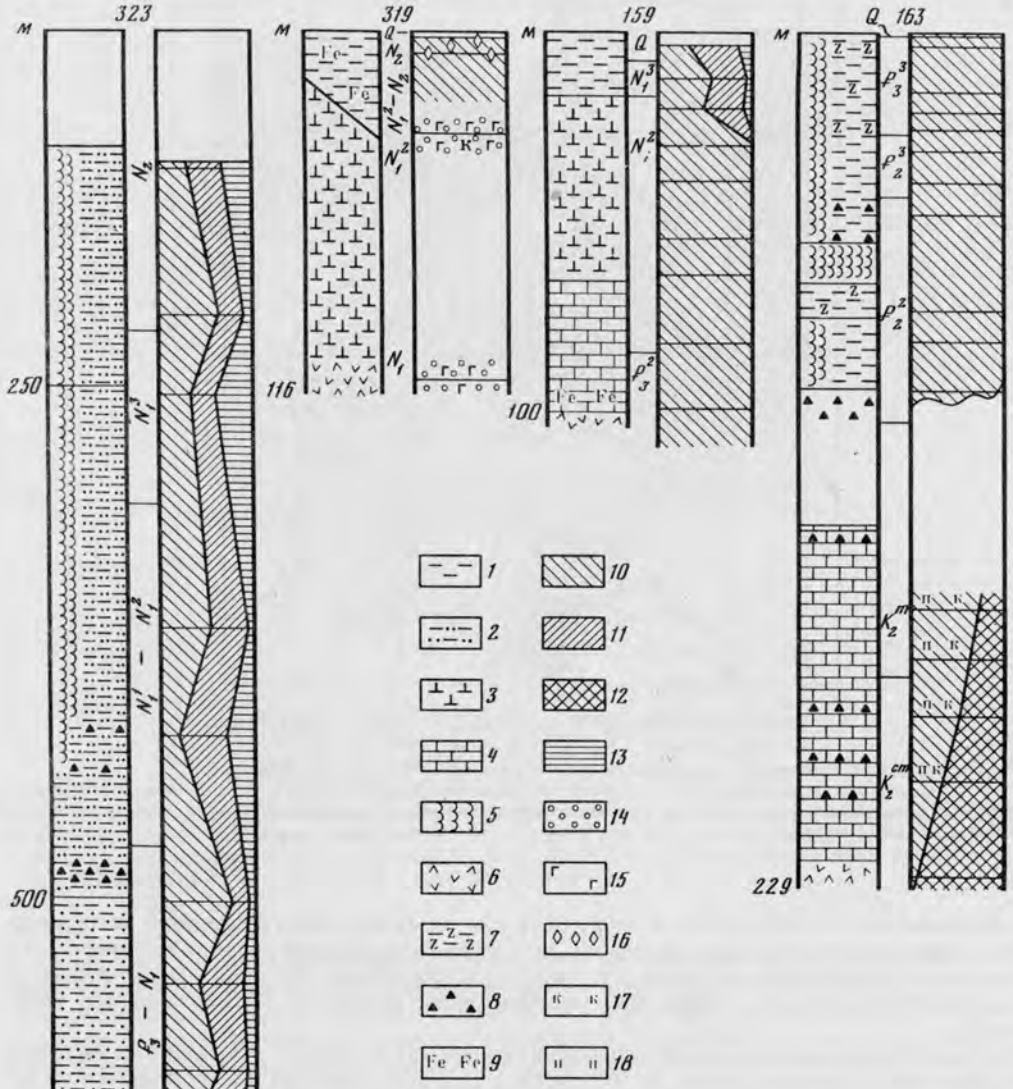


Рис. 5. Литология и состав высокодисперсных минералов в кернах скважин (во фракциях меньше 1 мкм)

1–9 — литология: *1* — глинистый ил; *2* — алевритово-глинистый ил; *3* — карбонатный ил, *4* — глинистый мергель; *5* — кремнистый ил; *6* — базальт; *7* — глинисто-цеолитовый ил; *8* — кремни, *9* — гидроокислы железа; *10–18* — состав высокодисперсных минералов: *10* — монтмориллонит, *11* — иллит, *12* — смешаннослойные, *13*— хлорит + каолинит, *14* — глинистых минералов нет, *15* — гетит, *16* — барит, *17* — клиноптилолит, *18* — палыгорскит

глинистых минералов (рис. 5). В нижнем слое, залегающем над базальтом, преобладает диоктаэдрический Fe–Al-монтмориллонит хорошей степени окристаллизованности как в тонких фракциях, так и в образце в целом. Химический состав фракций меньше 2 мкм. Из этой части керна: Al_2O_3 – 10–15%, Fe_2O_3 – 10–14%, MgO – около 3%, K_2O – 0,6–2,6%.

Такого рода монтмориллониты формируются, очевидно, по продуктам разложения базальтового вулканизма, а также по пеплам, которые, вероятно, поступали с вулканических островов. Как показали геохимические данные [8], в уже сформированную толщу проникли гидротермальные растворы, которые обогащали нижние слои рядом элементов (Ni, Co, V, Zn, Sr, Ba). Этот процесс, по нашему мнению, мог изменить исходный состав монтмориллонита, поэтому полным аналогом современного Fe–Al-монтмориллонита, найденного по флангам ВТП, его считать нельзя. Отмечаются следовые примеси терригенных иллита, хлорита, кварца и полевых шпатов. Найдены аутигенные минералы типа клиноптилолита и гетита. Присутствие последнего связано с активным привносом железа близ зоны хребта и последующей его перекристаллизацией.

На границе палеогена и неогена произошло изменение условий осадкообразования, что нашло отражение в составе глинистых минералов. Выше надбазальтового 63-метрового слоя вплоть до самого верха скважины присутствует комплекс терригенных высокодисперсных минералов, характерных для выносов с берегов Антарктиды (также и для современных осадков). Это иллиты $2M_1$, смешанослойный иллит-монтмориллонит (до 60% расширяющихся слоев), хлорит, каолинит, кварц и полевые шпаты. Соотношение этих компонентов несколько меняется по глубине; монтмориллонитовый компонент в большем количестве встречается в нижележащих от поверхности горизонтах и падает вверх по керну, что, вероятно, соответствует удалению станции от срединного хребта. В целом комплекс минералов довольно постоянный, что говорит о едином терригенном источнике их выноса.

Во всей верхней толще осадков вместе с комплексом глинистых минералов отмечается высокое содержание кварца и полевых шпатов. Данные по изотопии кислорода кварца показывают, что он везде терригенный [9].

Скважина 319 (длина 116,5 м) расположена во впадине Бауэра на глубине 4295 м. По литологическим данным скважина делится на четыре части (рис. 5) в зависимости от соотношений железистой коричневой глины и наноила. Возраст вскрытой осадочной толщи колеблется от раннемиоценового до плейстоценового. Нижние слои осадка лежат на базальте. Вскрытые осадки формировались под влиянием двух главных источников [10]: во-первых, это экзогенный вулканический материал, который на суше выветривался до смектита и переносился юго-восточными ветрами с вулканов Андской дуги; во-вторых, эндогенный, в основном гидроокислы железа. В двух верхних горизонтах глинистые минералы представлены Fe–Al-монтмориллонитом низкой степени окристаллизованности с широкими и слабыми отражениями (001) и (002). На глубине 5,7 м был отмечен барит, встречаемый в этом районе и ранее [2]. В двух нижних горизонтах глинистые минералы не были найдены, выявлены только следовые количества клиноптилолита и плохо окристаллизованный гетит.

Состав высокодисперсных минералов осадков скважины 319 отражает ее смещение от центра спрединга. Плохо окристаллизованные гетиты на фоне аморфных гидроокислов железа характерны для районов, близких к оси поднятия, а плохо окристаллизованные Fe–Al-монтмориллониты – для более удаленных районов. Химический анализ 22 элементов [10] показал также заметное отличие по составу между поверхностными и базальными осадками скв. 319. Базальные осадки обогащены подвижными металлами гидротермального источника, вышележащие горизонты содержат больше гидрогенных компонентов.

Калм и др. [11], используя весь комплекс минералогических и геофизических данных для скважин бурения 319, 320, 321, следующим образом оценили историю осадкообразования на плите Наска. В позднеэоценовое время в скважинах 321 и 320 откладывались металлоносные осадки близ активного Галапагосского поднятия, далее по мере удаления от оси влияние хребта ослабевало: от среднего до позднего миоцена откладывались коричневые глины ниже уровня карбонатонакопления. В это время сказывался существенный вклад вулканического пепла, выносимого с Анд (особенно высокие концентрации его были в позднем миоцене и плиоцене). Этот пепел преобразовывался в Al-монтмориллониты, которые здесь были отмечены наряду с аутигенными

Таблица 1

Данные химического анализа для фракций меньше 2 мкм

Образец	Горизонт	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO
159–2–3	85–90	47,95	12,7	10,6	4,21
8–4	103–108	43,85	6,77	17,58	2,64
17–6	131–136	37,38	4,12	24,1	0,27
163–2–2	110–115	47,31	12,6	9,15	6,44
4–5	104–109	52,10	10,68	7,65	5,22
6–3	104–109	54,81	9,40	7,81	3,50
15–1	27–31	46,27	8,78	14,8	2,89
18–3	110–115	49,21	9,56	13,87	2,18
22–3	110–115	49,58	11,9	12,5	2,27

Fe-монтмориллонитами. Начиная с позднего миоцена до раннего плейстоцена влияние эндогенного вещества ослабело еще более за счет удаления от оси и усиления влияния терригенного выноса; возросли содержания иллита, хлорита и других терригенных минералов. В это же время заметно увеличилась скорость осадкообразования от 3,3 до 21 Б. Предполагается, что эоловый вынос стал играть меньшую роль, но возрастает речной вынос. Все эти данные подтверждают движение плиты Наска под Южно-Американский континент.

При рассмотрении скважин 319–321 было установлено, что распределение плохо окристаллизованных и аморфных гидроокислов железа не всегда обнаруживает четкую связь с расстоянием от оси хребта [12]. Следует учитывать и другие факторы, в частности, изменение океанских течений и (или) смещение центра спрединга, которое в этом районе произошло около 10 млн. лет назад. Очевидно, имеет значение и скорость спрединга, которая определяет количество поставляемого эндогенного материала.

В центрально-экваториальной части Тихого океана между островами Лайн и ВТП нами были изучены осадки, вскрытые скважинами 159 и 163. Литологические данные, обобщенные по материалам ряда рейсов "Гломар Челленджер", позволили выделить три формации [13].

Совокупность всех материалов по этому району дает основание полагать, что 25–30 млн. лет назад произошло изменение направления движения Тихоокеанской плиты от северного к северо-западному.

Скважина 159 (глубина 4484 м, длина 107,8 м) находится между разломными зонами Клиппертон и Кларион, на 2000 км к западу от ВТП. Осадки состоят из коричневых нанокарбонатных и радиоляриевых глин, которые перекрывают измененные глины, карбонатные и мергелистые илы (рис. 5). По литологическим данным вся скважина разделена на три части. Возраст осадочной толщи колеблется от среднеолигоценового до верхнемиоценового, в самом верху керна найдены четвертичные отложения.

В верхних трех горизонтах отмечается высокое содержание гидрослюд и хлорита на фоне монтмориллонита, ниже монтмориллонит преобладает (рис. 5). Все отмеченные минералы относятся к типу диоктаэдрических. Гидрослюда и хлорит хорошо коррелируются и, очевидно, связаны с терригенными выносами с берегов Северной Америки.

Окристаллизованность минералов по всей скважине хорошая, а в нижнем горизонте на глубине 88–107 м наблюдается резкая смена в сторону ухудшения окристаллизованности монтмориллонита, а также исчезновение алюминиевых форм при сохранении железистых. Такая смена хорошо согласуется с химическими данными, полученными на рентгеновском анализаторе (табл. 1). Сверху вниз отмечается заметное падение содержания Al_2O_3 (с 12 до 4%), а количество Fe_2O_3 возрастает (с 10 до 24%). Еще нагляднее возрастает соотношение Fe + Mn/Al: от 1,04 в верхнем горизонте до 9,26 в нижнем.

Очевидно, нижний горизонт этого керна отвечает начальным стадиям формирования осадочной толщи близ хребта с типичным комплексом эндогенных минералов. По мере

CaO	K_2O	TiO_2	MnO	Na_2O	$\frac{Fe+Mn}{Al}$
0,63	2,34	0,69	0,77	1,04	1,04
3,35	1,08	0,40	3,02	0,32	4,02
2,74	1,09	0,30	6,61	–	9,26
1,10	1,38	0,61	0,16	0,01	0,79
2,01	1,56	0,50	1,19	0,69	1,07
2,20	1,23	0,41	1,31	1,06	1,27
1,89	2,68	0,50	1,99	0,67	2,08
2,33	3,11	0,56	1,99	0,40	1,81
1,49	3,20	0,64	0,27	1,12	1,16

передвижения Тихоокеанской плиты на север-северо-запад условия седиментации менялись: металлоносные осадки с комплексом эндогенных минералов перекрывались типично пелагическими с большим вкладом терригенных минералов, причем состав последних на разных этапах геологической истории менялся.

В пределах изученной толщи кроме глинистых были отмечены и другие высокодисперсные минералы: незначительные концентрации терригенных, кварца, полевых шпатов в верхних слоях керна и аутигенные – барит, цеолиты и аморфные вещества. На электронно-микроскопических снимках образцов, обработанных соляной кислотой для удаления карбонатов, на глубине 58 м в поле зрения преобладают пластинчатые кристаллы минералов, характерные для терригенных разностей, на глубине же 107,8 м в поле зрения наблюдались в основном волокнистые агрегаты Fe-монтмориллонита, что отвечает начальной эндогенной стадии развития осадочных толщ.

Таким образом, смена в составе глинистых минералов на границе предположительно верхнего и среднего миоцена, связана с изменением терригенного комплекса выноса минералов в связи с изменениями условий (оледенением материка), а на границе с базальтом – с изменением эндогенного комплекса и удалением керна бурения от оси хребта. Из этого района было изучено 12 колонок длиной до 25 метров [14], что характеризует условия осадкообразования со среднего миоцена. Нижние слои осадков вплоть до среднего плиоцена представлены монтмориллонитом на 80%, а со среднего плиоцена (2,5–3 млн. лет – Гаусс) концентрация монтмориллонита уменьшается за счет роста содержания иллита, хлорита, каолинита и неглинистых – полевого шпата, кварца, пироксена.

Изменение комплекса терригенных минералов связывается для небольших интервалов времени в основном с изменениями среды в источнике сноса, а также условиями седиментации, а для больших интервалов необходимо учитывать смещение участка станции в связи со спредингом, что особенно ярко сказывается при движении поперек простирания широтных зон, когда меняются типы океанской седиментации [15].

Скважина 163 (глубина 5320 м, длина керна 229 м) расположена на 5000 км к западу от ВТП и на 200 км к югу от зоны разлома Кларион. Возраст вскрытой осадочной толщи ранний маастрихт–поздний олигоцен. По литологическим данным скважина разделена на 4 части (рис. 5): сверху вниз некарбонатные коричневые цеолитовые глины сменяются глинисто-радиоляриевыми илами с кремнем, баритом, ниже – наноилом с кремневыми прослоями и завершается базальтом. Скважина разделена на 2 формации [13]. Верхняя (средний эоцен – плейстоцен) характеризуется преобладанием хорошо окристаллизованного Fe–Al-монтмориллонита с небольшой примесью гидрослюд. В нижней формации (кампан, маастрихт) сверху вниз по скважине состав глинистых минералов постепенно меняется, появляется смешанослойное образование типа гидрослюда – монтмориллонит, содержание гидрослюдистого компонента растет, полностью заменяя расширяющийся минерал (рис. 6). Судя по растворению вновь образованной гидрослюды в 1 н. HCl, а также по необратимому изменению монтмориллонита в 1 н. KCl этот минерал следует отнести к селадониту (Fe-слюда). Одновремен-



Рис. 6. Дифрактометрические записи фракций меньше 1 мкм, ориентированных, насыщенных глицерином образцов (8—11 А) для различных горизонтов скв. 163 (цифры справа — горизонты керном в м)

но в нижней формации появляются другие аутигенно-диагенетические минералы: клиноптилолит, кристобалит, а на глубине около 211 м — ломонтит.

В скважине 164 из этого же района подробно изучались плагиоклазы, что позволило предположить кислый и средний состав вулканических продуктов, которые были исходными для аутигенного минералообразования. В верхних горизонтах формировались монтмориллонит-филлипситовая ассоциация минералов, а внизу палыгорскит-клиноптилолитовая, которая образовалась в результате реакции вышележащей ассоциации, пепла и биогенного кремнезема [16].

Химические данные по скважине 163 (табл. 1) не обнаруживают резких колебаний по горизонтам, какие можно было бы ожидать, исходя из минералогических данных. Количество SiO_2 и Al_2O_3 колеблется без каких-либо тенденций по глубине, а содержание Fe_2O_3 и K_2O увеличивается в осадках мало. Соотношение Fe + Mn/Al колеблется в пределах 1—2, что указывает на отсутствие существенного вклада эндогенного материала, какое имеет место близ ВТП. Содержание MgO несколько выше в осадках верхних горизонтов, а магнезиальный минерал — палыгорскит — обнаружен в нижних. Это указывает на то, что изменение минералов шло без притока магния извне за счет внутренних ресурсов, что характерно для диагенетических процессов. Отсутствие гидротермального источника подверждается изучением подстилающих базальтов [17], которые оказались очень мало измененными.

В осадках мелового возраста были встречены черные глины, характерные для восстановительных условий. Энергетический источник преобразования осадка — органический углерод составляет здесь 0,15—0,34%. Есть предположение, что увеличение придонной температуры воды в мелу сильно ускоряло диагенетические процессы [16]. При потеплении климата в меловое время интенсивность атмосферной циркуляции сокращалась [18], а следовательно, падал привнос терригенного материала.

Меловые трансгрессии с высоким уровнем моря задерживали осадочный материал в устьях рек [18], т.е. в пелагиаль проникало минимальное количество осадочного материала. Осадки с преобладанием монтмориллонита связаны, очевидно, с вулканической активностью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В поверхностных слоях осадков в районе активного хребта Восточно-Тихоокеанского поднятия была выявлена закономерная латеральная смена состава высокодисперсных минералов в связи с уменьшением по мере удаления от оси хребта вклада эндогенного вещества при одновременном возрастании вклада аллотигенного (терригенного и вулканогенного).

Для высокодисперсных минералов из кернов глубоководного бурения изученного района типична аналогичная смена состава этих минералов по вертикали по мере удаления от базальтов ложа. Нижние горизонты осадков разного геологического возраста, лежащие на базальте (скв. 323 — маастрихт; скв. 319 — нижний миоцен; скв. 159 — средний олигоцен) содержат комплекс высокодисперсных минералов, который на современном этапе образуется близ центров спрединта (аморфные гидроокислы железа, гетиты, Fe-монтмориллониты). Этот комплекс связан с эндогенным веществом, поступающим из активных хребтов, а также с аутигенно-диагенетическими процессами. Количество эндогенного материала, поступающего на дно океана, неравномерно во времени и зависит не только от расстояния от оси спрединга, но и от скорости раздвижения, от разбавления его аллотигенным материалом (терригенным, биогенным и вулкани-

ческим). Изменялись соотношения и темпы накопления эндогенных и экзогенных минералов, но общие закономерности выявляются достаточно четко. Резкие климатические изменения находят отражение в минеральном составе, причем маскирующее влияние диагенеза не затрудняет палеоклиматические построения в пределах плейстоцен-олигоцен. Что касается более древних (меловых) осадочных толщ, то эти преобразования иногда весьма существенны (скв. 163). Однако с какой-то степенью достоверности по новообразованным минералам можно восстановить исходный материал и в данном случае.

Анализ установленных комплексов тонкодисперсных минералов с учетом процессов диагенеза дает возможность реконструировать на основе минералогии условия среды геологического прошлого.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Горбунова З.Н., Лисицын А.П.* Основные закономерности распределения глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков юго-восточной части Тихого океана. — ДАН СССР, 1981, т. 261, № 6, с. 1402—1407.
2. *Горбунова З.Н.* Высокодисперсные минералы в колонках донных осадков юго-восточной части Тихого океана. — Океанология, 1982, т. 22, вып. 3, с. 454—459.
3. *Heath G.R., Dymond J.* Genesis and transformation of metalliferous sediments from the east Pacific rise, Bauer deep, and central basin northwest Nasca plate. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 5, p. 723—733.
4. *Hein J.R., Ross C.R., Alexander F., Yeh H.W.* Mineralogy and diagenesis of surface sediments from DOMES areas A, B and C. — In: Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. N.Y.: L., 1979, p. 365—396.
5. *McMurty G.M., Yeh H.W.* Hydrothermal clay mineral formation of East Pacific rise and Bauer basin sediments. — Chem. Geol., 1981, vol. 32, N 3/4, p. 189—2=5.
6. *Aoki S., Kohyama N., Sudo T.* Mineralogical and chemical properties of smectites in a sediment core from the southeastern Pacific. — Deep-Sea Res., 1979, vol. 26, N 8, p. 893—902.
7. *Лисицын А.П., Фишер А., Хизен Б.* и др. Геохимия и литология кернов бурения дна Тихого океана: — В кн.: Тез. докл. на 1-м Международ. конгр. М., 1973, т. 4, кн. 1, с. 405—416.
8. *Bogdanov Yu.A., Lisitzin A.P., Lukashin V.N.* et al., Chemical composition of sediments. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 35, p. 447—464.
9. *Eslinger E.V.* Mineralogy and O^{18}/O^{16} ratios of finegrained quartz and clay minerals site 323. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 35, p. 471—478.
10. *Dymond J., Corliss J., Stilliger R.* Chemical composition and metal accumulation rates of metalliferous sediments from sites 3,9, 320, 321. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 34, p. 575—588.
11. *Kulm L.D., Schweller W.J., Molina-Cruz A., Rosato V.J.* Lithological evidence for convergence fo the Nasca plate with the south American continent. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 34, p. 785—804.
12. *Quilty P.G., Sachs M., Benson W.F.* et al. Sedimentary history, leg 34 DSDP. — Initial reports fo the DSDP, vol. 34, 1976, p. 779—794.
13. *Van Andel T.H., Heath G.R.* Geological results of leg 16: The central equatorial Pacific west of east pacific rise. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 16, p. 937—949.
14. *Jacobs M.B., Hays J.O.* Paleo-climatic events indicated by mineralogical changes in deep-sea sediments. — Sediment. Petrol., 1972, vol. 42, N 4, p. 889—898.
15. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 388 с.
16. *Couture R.A.* Composition and origin of palygorskite-rich zeolite-containing sediments from the Pacific ocean. — Chem. Geol., 1977, vol. 19, N 2, p. 113—1130.
17. *Yeats R.S., Forbes W.C., Heath G.R.h 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. 613—645.
18. *Rea D.K., Harrsch E.C.* Mass-accumulation rates of the non-authigenic inorganic crystalline (eolian) component fo deep-sea sediments from Hess rise, Deep Sea Project sites 464, 465 and 466. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1981, vol. 62, p. 661—668.
19. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация. — В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982, с. 3—59.

УДК 551.46

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПАЛЕОЦИРКУЛЯЦИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Д.Г. СЕИДОВ, В.Х. ЕНИКЕЕВ

Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, Москва, СССР

Интерес палеоэкологов, палеоклиматолов и геологов к палеоциркуляции древних океанов всегда был значительным. В палеогеографии схемы течений реконструировались обычно на основе косвенных данных, например, по палеоэкологическим данным [1] или качественно исследовались на основе аналогии современной и древней циркуляции атмосферы [2] и т.д. В то же время существует принципиальная возможность воспроизвести циркуляцию прошлого методом численного имитационного моделирования. Здесь мы предлагаем краткое резюме наших недавних исследований в этом направлении. Численные эксперименты выполнены в рамках модели, основанной на работе [3]. На сферической поверхности Земли, под действием ветра и в результате потоков тепла и солей развиваются и устанавливаются течения и поля температуры и солености. Уравнения баланса интегральной завихренности, тепла и солей вместе с уравнением вихря для вертикальной скорости, уравнением Пуассона для функции полных потоков и неразрывности решаются с учетом конфигурации берегов и рельефа дна для южного и северного полушария раздельно. Сдвиговые компоненты скорости вычисляются по геострофическим соотношениям. На поверхности заданы напряжение трения ветра τ, температура атмосферы T_A и разность осадков и испарения (P–E). Численная схема решения эволюционных уравнений основывается на методе расщепления со схемой Лейса–Рихтмайера на этапе адвекции [3].

На 13° с.ш. и 13° ю.ш. круги широты считаются непротекаемыми, и температура океана задана подобной современному распределению. На всех других границах задано условие тепло- и солеизоляции, непротекания и свободного скольжения. Решение ищется на грубых сетках 31 × 11 × 4 для каждого полушария (по долготе, широте и глубине соответственно), и, следовательно, мы будем говорить только о схемах циркуляции. Все эксперименты ведутся до 10 лет модельного времени, когда в верхних слоях имеем почти полное установление.

Во-первых, необходимо показать репрезентативность предложенной модели. Для этого мы рассчитали современную циркуляцию. Параметры зональной атмосферы как для палеоклимата, так и для современного указаны в табл. 1 и 2. Эти данные

Таблица 1

Атмосферные параметры модели океана в позднем мезозое

Широта	Юра 160 млн. лет назад			Мел 100 млн. лет назад		
	T_A (°C)	τ, дин/см²	P–E, см/год	T_A (°C)	τ, дин/см²	P–E см/год
13°	20	–1,5	–5	22	–2,0	–7
20°	18	–1,5	–30	21	–2,0	–45
27°	16	–1,0	–70	19	–1,3	–90
34°	14	1,0	–30	17	–1,3	–45
41°	12	1,0	0	14	1,3	0
48°	10	2,0	25	11	2,7	33
55°	8	1,2	25	7	1,6	33
62°	6	0,0	25	4	0	33
69°	4	–0,2	25	1	–0,3	33
76°	2	–0,7	25	–2	–0,9	33
83°	0	0,2	25	–7	0,3	33

Таблица 2

Атмосферные параметры в модели океана в кайнозое и в современный период

Широта	Эоцен 50 млн. лет			Олигоцен 30 млн. лет		
	T_A (° C)	τ, дин/см²	P–E, см/год	T_A (°C)	τ, дин/см²	P–E, см/год
13°	24	–2,5	–7	24	–2,6	–8
20°	23	–2,5	–60	23	–2,6	–60
27°	22	–1,6	–110	22	–1,7	–120
34°	20	1,6	–60	20	1,7	–60
41°	16	1,6	0	16	1,7	0
48°	11	3,4	41	11	3,5	44
55°	7	2,0	41	7	2,1	44
62°	2	0,0	41	1	0,0	44
69°	–1	–0,4	41	–1	–0,4	44
76°	–6	–1,2	41	–7	–1,3	44
83°	–14	0,4	41	–15	0,4	44

Таблица 2 (окончание)

Широта	Ранний миоцен 20 млн. лет			Поздний миоцен 10 млн. лет			Современный период		
	T_A (°C)	τ, дин/см²	P–E, см/год	T_A (°C)	τ, дин/см²	P–E, см/год	T_A (°C)	τ, дин/см²	P–E, см/год
13°	25	–2,8	–8	26	–2,9	–9	26	–3,0	–10
20°	24	–2,8	–65	25	–2,9	–70	26	–3,0	–75
27°	23	–1,8	–130	24	–1,9	–140	25	–2,0	–150
34°	21	1,8	–65	22	1,9	–70	23	2,0	–75
41°	17	1,8	0	18	1,9	48	18	2,0	0
48°	11	3,6	46	12	3,8	48	12	4,0	50
55°	7	2,2	46	6	2,4	48	6	2,5	50
62°	0	0,0	46	0	0,0	48	0	0,0	50
69°	–2	–0,5	46	–3	–0,5	48	–4	–0,5	50
76°	–8	–1,4	46	–9	–1,4	48	–10	–1,5	50
83°	–16	0,5	46	–18	0,5	48	–20	0,5	50

построены нами исходя из оценок разности температур экватор – полюс [4] и на основании гипотезы подобия распределения зональных характеристик палеоклимата современной климатической зональности.

Считается доказанным, что континенты дрейфуют по поверхности Земли. Естественно, что при различной конфигурации суши реализуются разные образцы циркуляции океана. Модель, резюмированная ниже, применена нами для моделирования схемы палеотечений и распределения гидрологических полей для различного положения материков с середины мезозоя до поздних стадий кайнозоя по атмосферным данным (табл. 1 и табл. 2). В модели приближенно учитывается образование и таяние морского льда, поэтому один из вопросов, который мы хотели осветить, – момент полного оледенения Антарктиды (который ассоциируется нами с моментом образования пакового льда вдоль всего побережья Антарктиды). Второй интересный вопрос палеоциркуляции – датировка начала процесса образования донной антарктической воды в морях Уэдделла и Росса. Наконец, хотелось бы знать: были ли раскрывающиеся океаны, например Атлантический, холодными или теплыми.

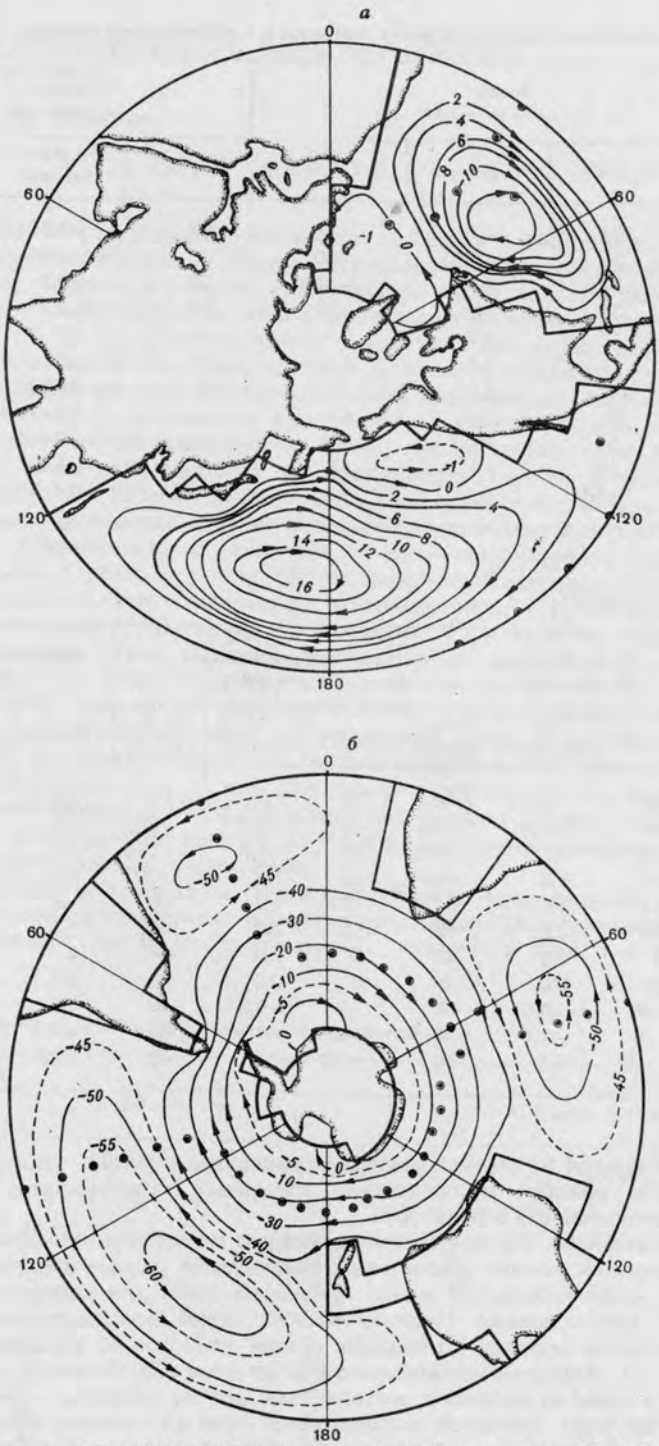


Рис. 1. Циркуляция в современных океанах северного (*а*) и южного (*б*) полушарий (функция полного потока в 10^6 м^3/с)

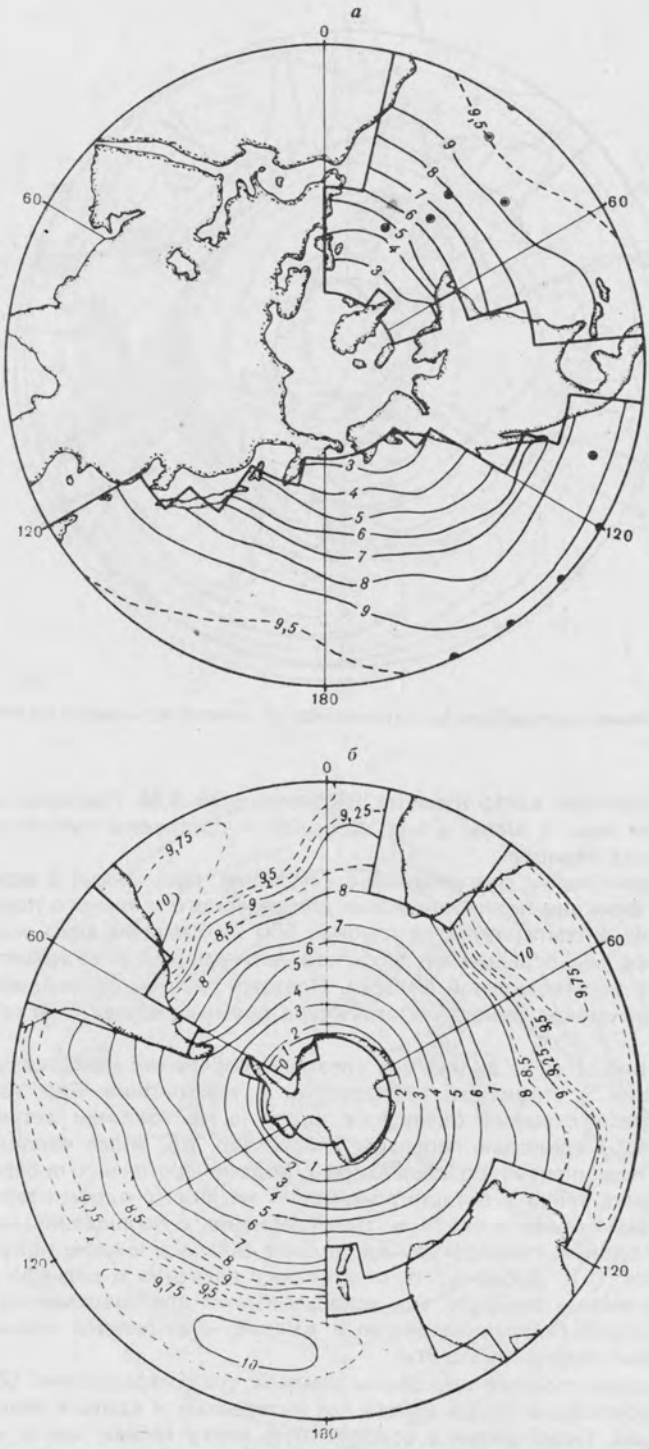


Рис. 2. Температура в термоклине (500 м) современных океанов северного (*а*) и южного (*б*) полушарий

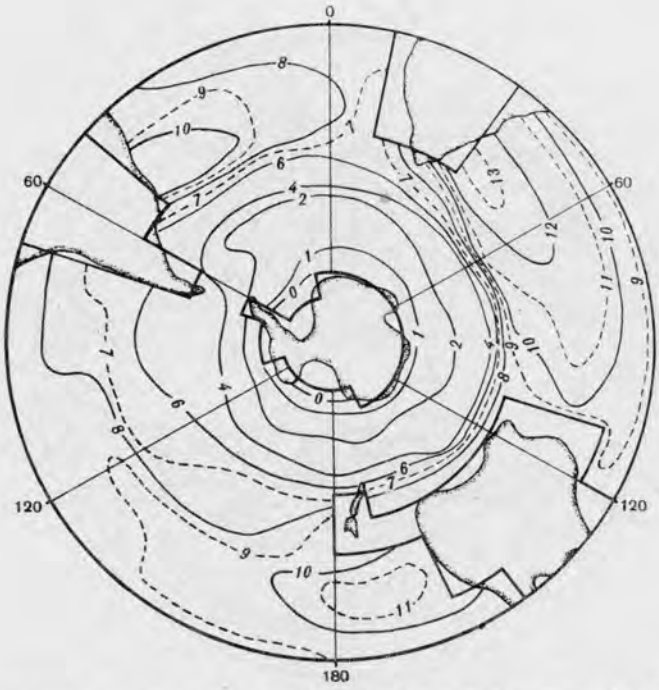


Рис. 3. Современная температура (на глубине 500 м) южного полушария по наблюдениям

Положение материков взято нами из реконструкции А.М. Городницкого и Л.П. Зоненшайна [5] для юры и мела, а для кайнозоя – построены как интерполяция для мела и современного периода.

Сначала приведем карты современной циркуляции, полученные в модели. На рис. 1 показаны карты функции полных потоков для северного и южного полушарий. Рис. 2 дает представление о температуре на глубине 500 м. Заметим здесь же, что к северу и югу от экватора мы ограничены пассатной циркуляцией и из нашего поля зрения выпадают течения экваториальной области. Поэтому расчеты охватывают только часть океана Тетис, циркумэкваториальная структура времен распада Пангеи не рассматривается.

Рассматривая рис. 1 и 2, видны все главные глобальные характерные черты современной циркуляции и структуры температуры в термоклине. Еще раз подчеркнем, что мы интересуемся схемами океанских полей, а не тонкими деталями. Обратим внимание на трансматериковые перепады температур, т.е. более холодную воду у западных берегов континентов по сравнению с водами восточных побережий. Важным является накопление тепла в антициклонических ячейках с ядрами теплой воды, смещенными в западные области океанов. Для сравнения с наблюдениями мы приводим на рис. 3 среднегодовую температуру на глубине 500 м в южном полушарии, взятую из Атласа океанов [6]. Добавим, что, поскольку сведения о рельефе дна в геологическом прошлом весьма скудные, мы использовали и для современного и для прошлых периодов самые генерализированные данные – включены лишь материковые склоны и срединные океанские хребты.

На рис. 4 показаны полные расходы и температура в термоклине (Z = 500 м) для мела северного полушария. Здесь имеем два интересных и важных результата. Оказывается, что древний Тихий океан в современную эпоху теплее, чем в конце мезозоя. В то же время Северная Атлантика мезозоя – очень теплый океан. В целом же палеоклимат северного полушария не так сильно отличается от современного, как имеет место для южного полушария.

На рис. 5 показана циркуляция для юры, мела, эоцена, олигоцена, раннего миоцена

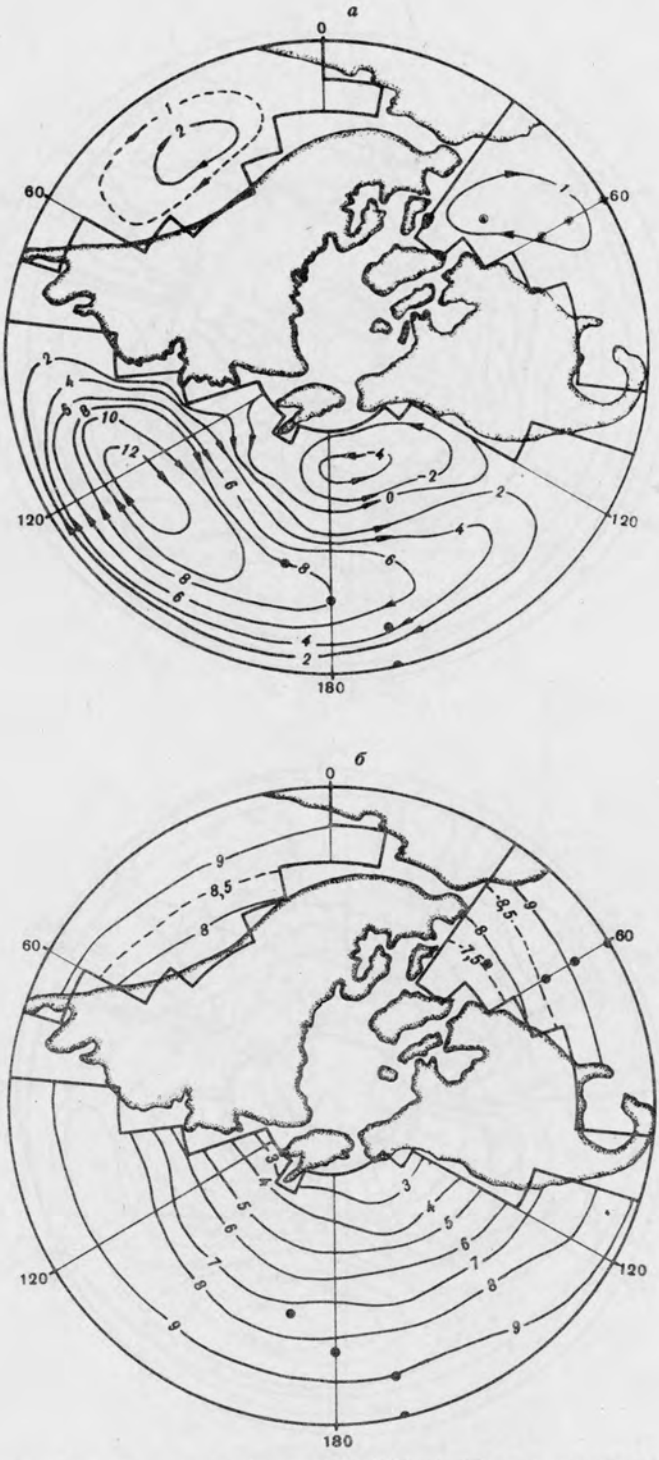


Рис. 4. Циркуляция (*а*) и температура (на глубине 500 м) (*б*) для мела в северном полушарии

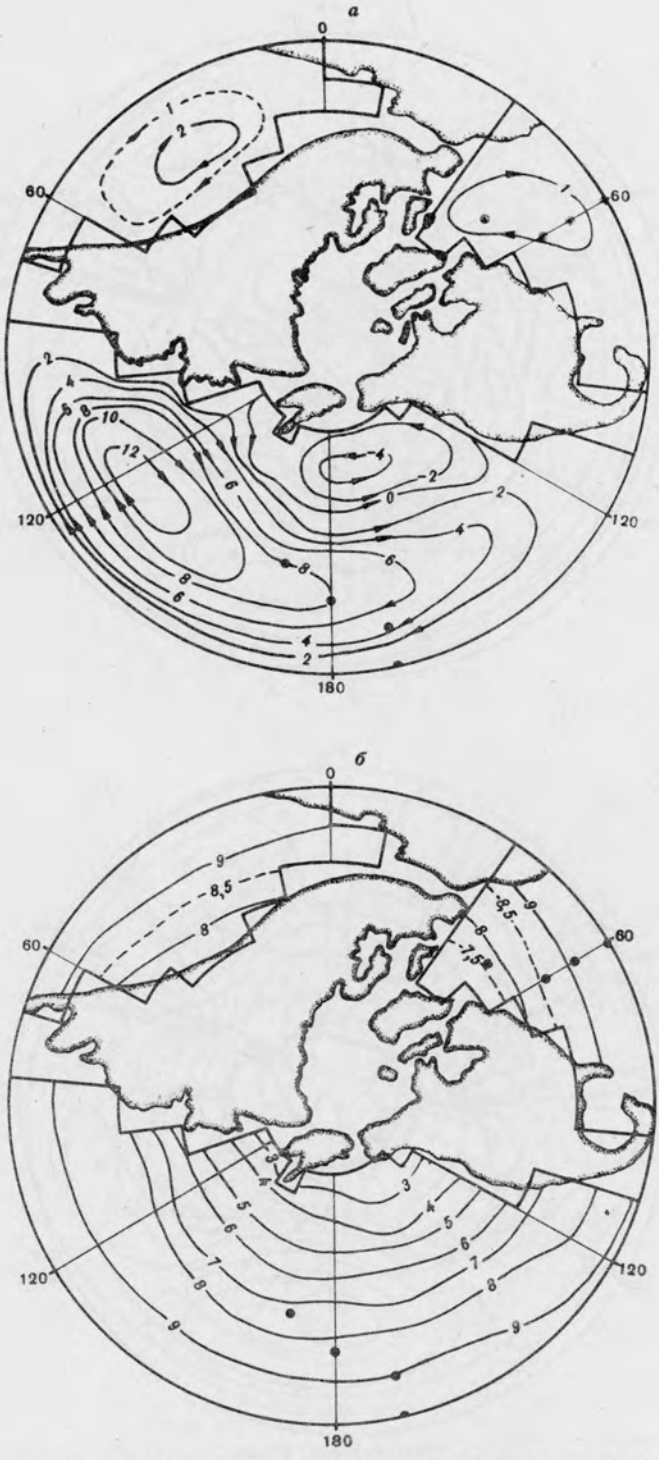


Рис. 4. Циркуляция (*а*) и температура (на глубине 500 м) (*б*) для мела в северном полушарии

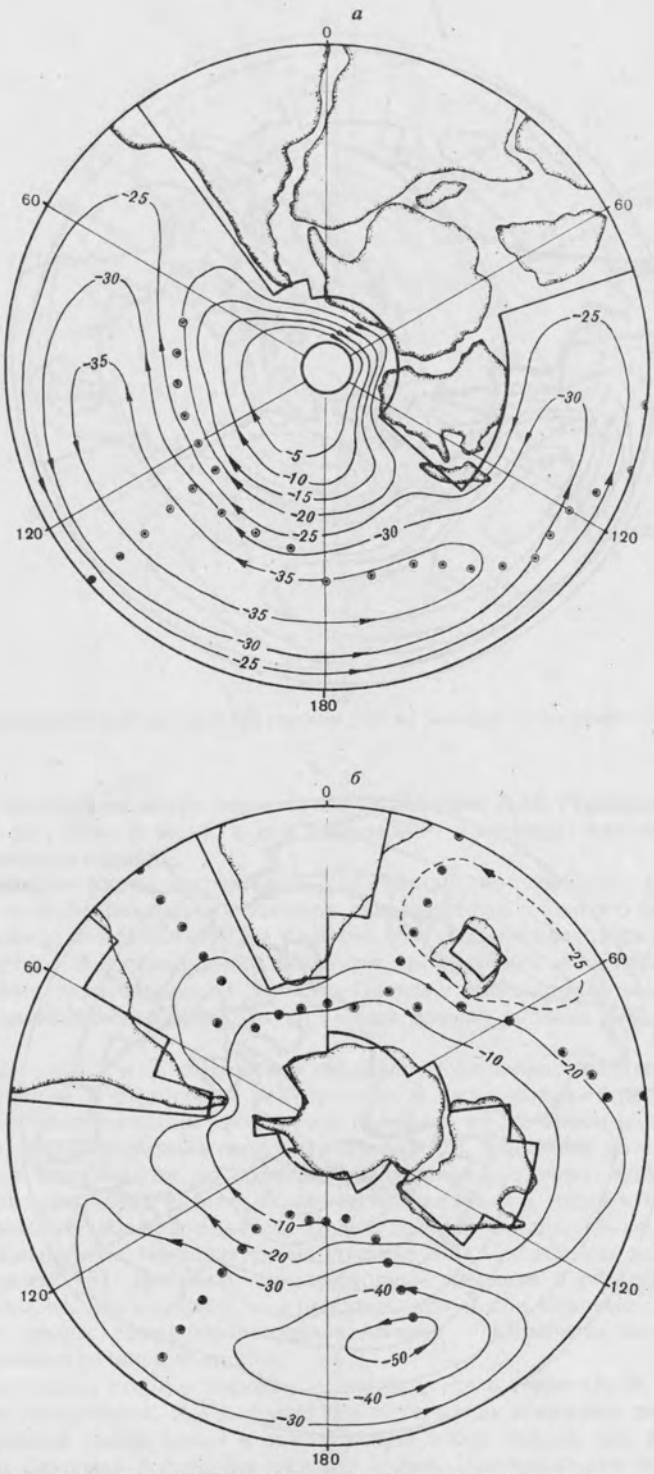


Рис. 5. История циркуляции в южном полушарии (см. табл. 1 и табл. 2)
а — юра; *б* — мел; *в* — эоцен; *г* — олигоцен; *д* — ранний миоцен; *е* — поздний миоцен

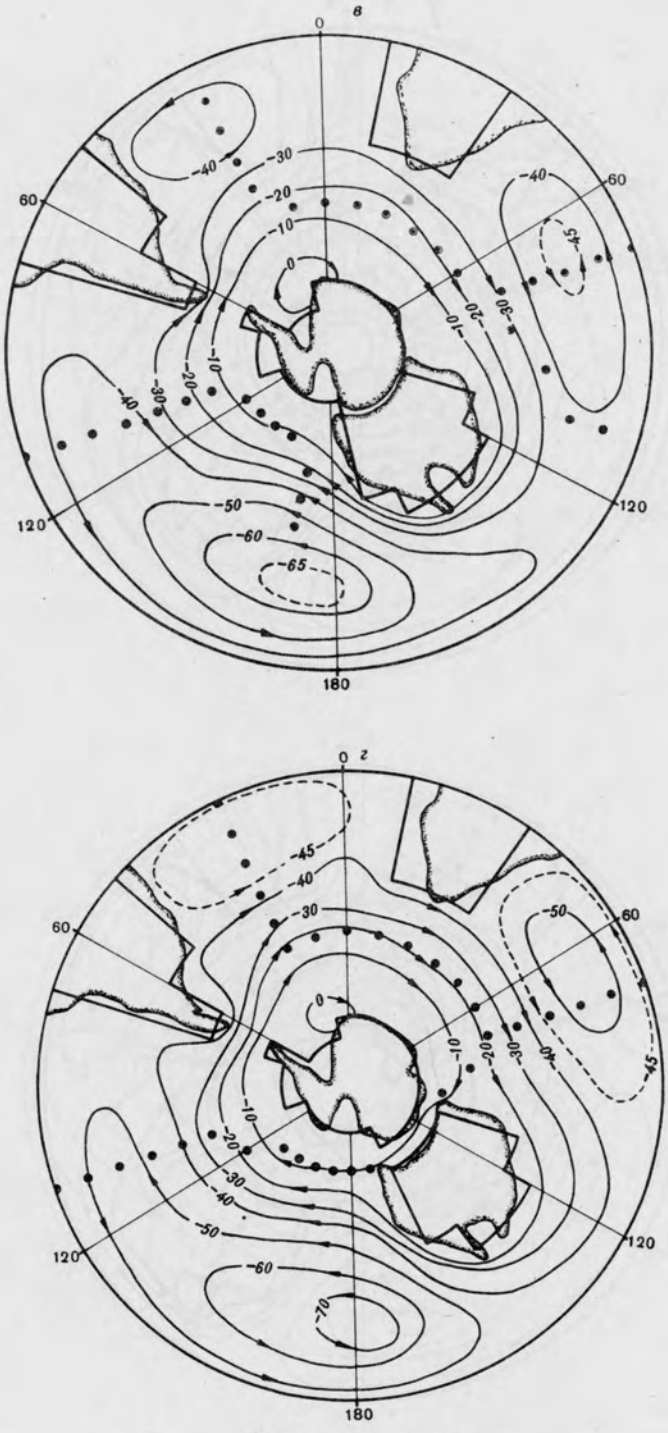


Рис. 5 (продолжение)

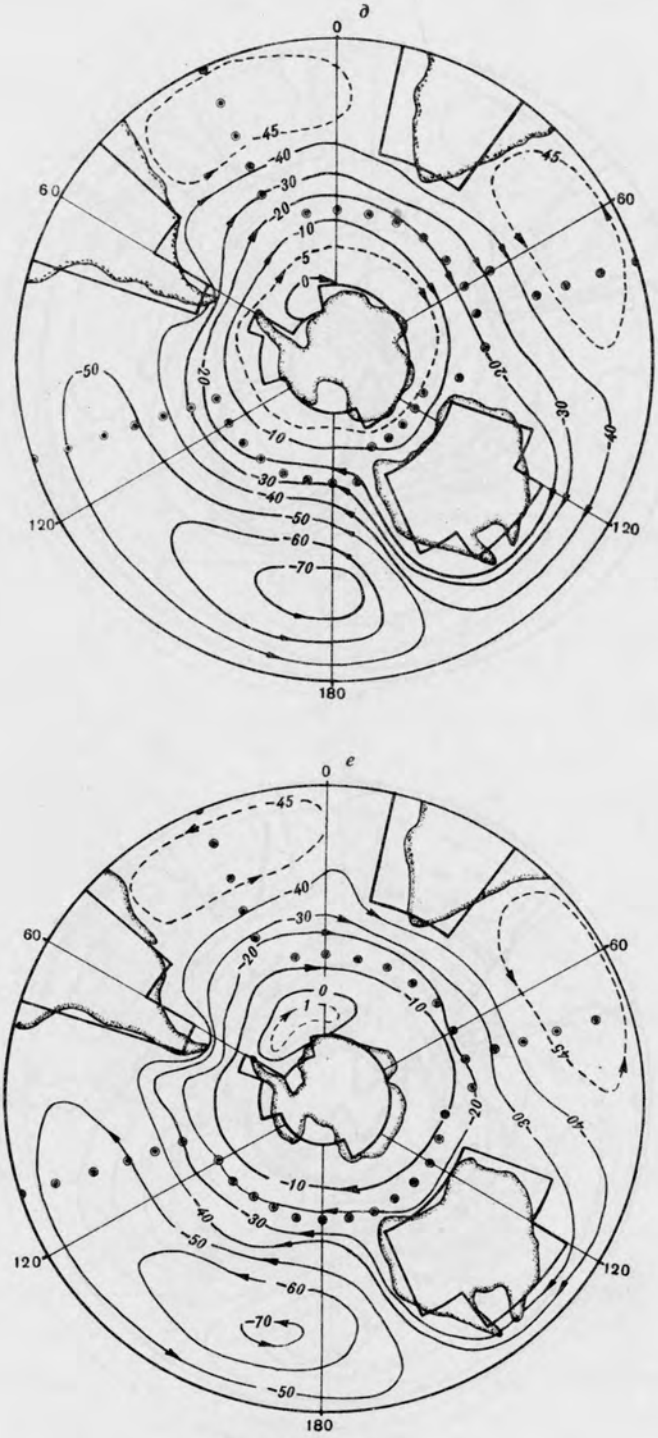


Рис. 5 (окончание)

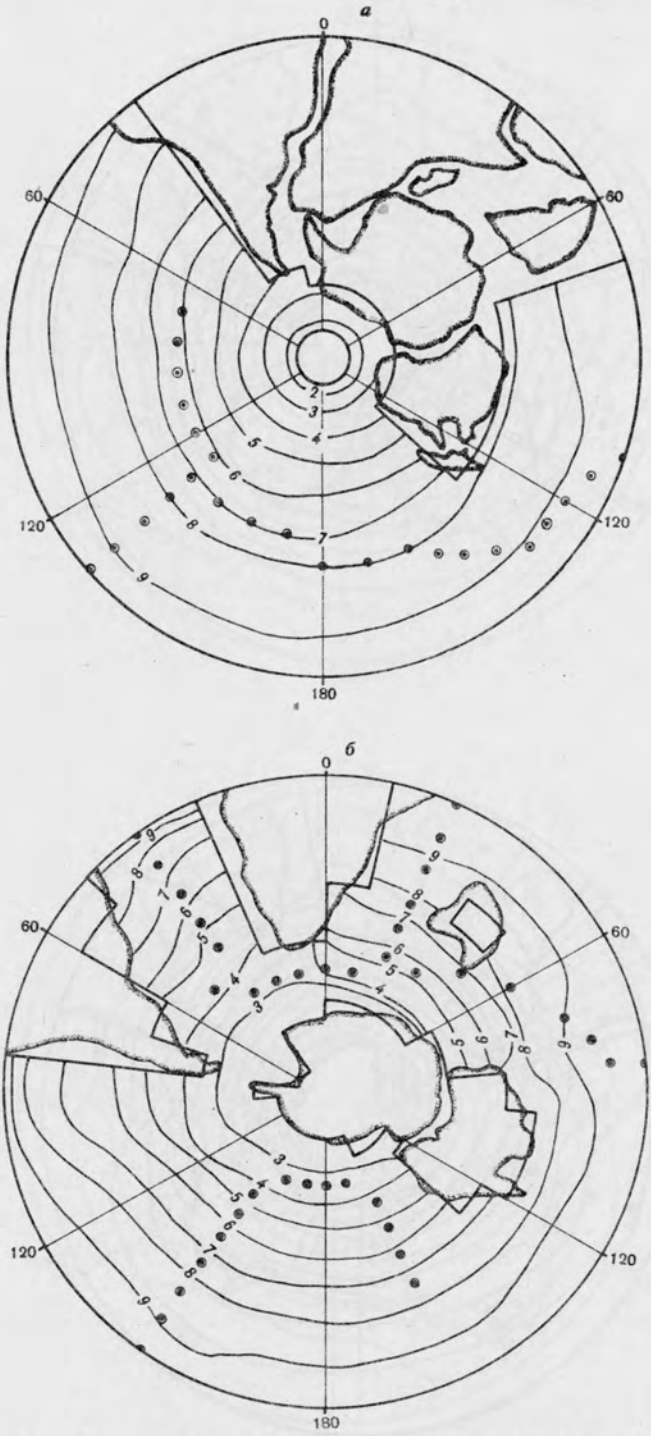


Рис. 6. История температурного поля в термоклине (500 м) южного полушария:
а — юра; *б* — мел; *в* — эоцен; *г* — олигоцен; *д* — ранний миоцен; *е* — поздний миоцен

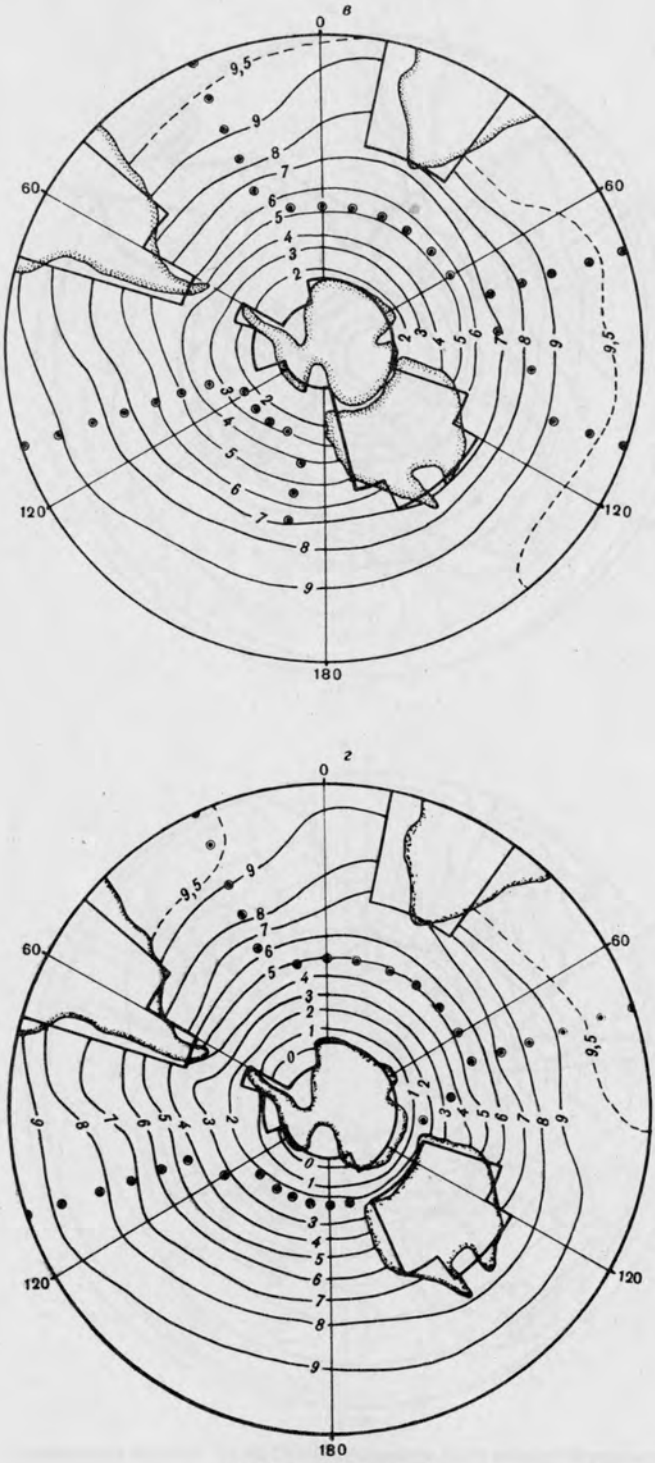


Рис. 6 (продолжение)

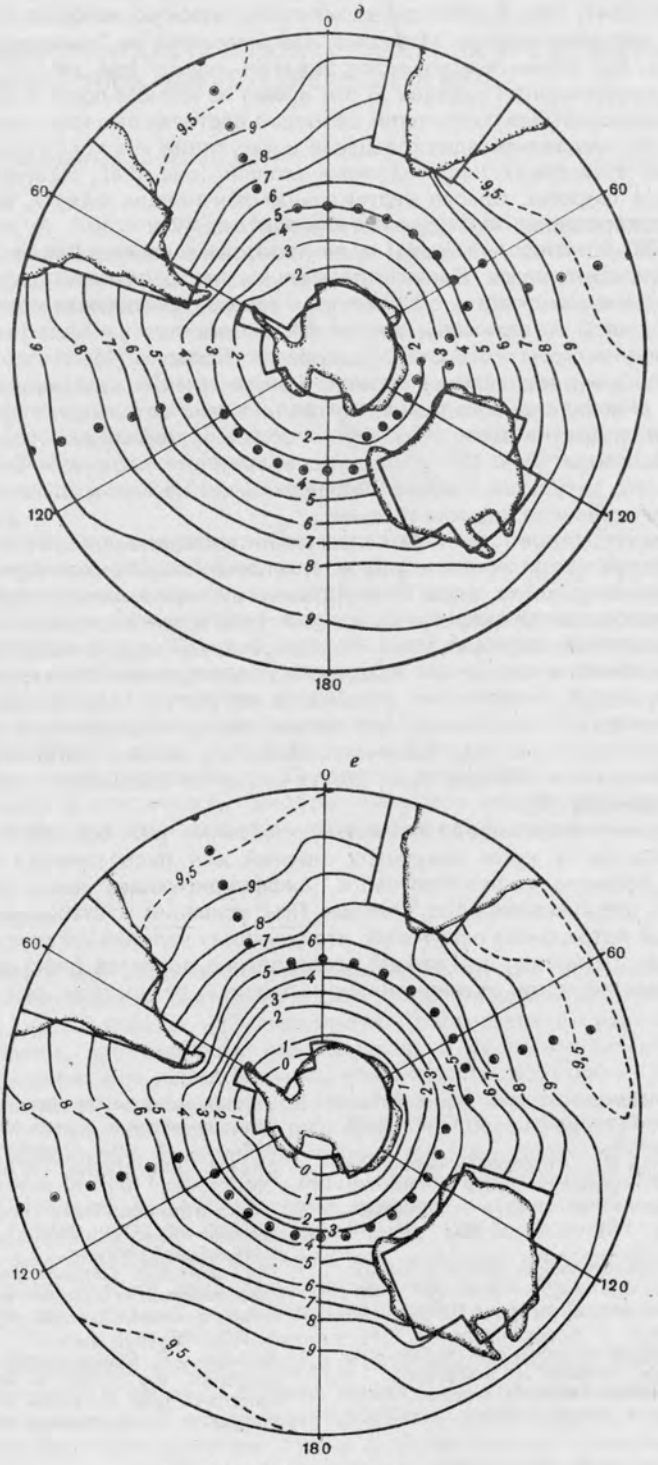


Рис. 6 (окончание)

и позднего миоцена. Рис. 6 воспроизводит геологическую историю поля температуры в термоклине для этих времен. Известно, что в мезозое на Земле преобладал мягкий теплый климат, без сильных контрастов экватор—полюс (см. табл. 1). В юре еще существовал суперконтинент Гондвана. В это время на южном полюсе было мало суши и океанский меридиональный поток тепла свободно достигал околополюсного пространства. Огромная, но медленная однокольцевая циркуляция юрского периода показана на рис. 5,*а*. Океан в высоких широтах очень теплый (рис. 6,*а*). Изотермы почти совпадают с кругами широты. Слабая вертикальная вентиляция океана, вероятно, способствовала сероводородному заражению глубинных вод [7].

В мелу (100—80 млн. лет назад) уже произошел распад Гондваны. Циркуляция (рис. 5,*б*) резко изменилась. Однако, поскольку Австралия еще соединена с Антарктидой, течение западных ветров обтекает ее с севера, обеспечивая приток теплой воды к берегам Восточной Антарктиды, Южная Атлантика еще узкая и там нет антициклонального кольца, наличие которого предполагал Гордон [1]. Напротив, в субтропики Южной Атлантики есть приток холодной воды течения западных ветров. Поэтому эта акватория в мелу очень холодная по сравнению с остальными океанами. Однако расход в проливе Дрейка всего 23×10^6 м^3/с, т.е. вдвое меньше современного (подчеркнем, что величина 45×10^6 м^3/с для современного пролива в 2—2,5 раза меньше наблюдаемой; это результат грубого разрешения, но нас интересует лишь сравнительный анализ и качественная картина течений).

В эоцене уже существует заметная западная интенсификация субтропических колец, сопровождающаяся накоплением тепла в этих ячейках. Это мы объясняем тем, что субтропики уже в какой-то мере блокированы циркумполярной струей от высоких широт, и меридиональный океанский перенос тепла в эти широты затруднен. В эоцене уже начался процесс образования донной антарктической воды в море Уэдделла.

Самая климатически значимая перестройка циркуляции произошла в олигоцене (30—25 млн. лет назад). Австралия отделилась от Антарктиды и образовалась ветвь циркумантарктического течения. В это время во всех прибрежных антарктических водах образуется паковый лед. Таким образом, мы можем датировать этим временем полное оледенение Антарктиды, что совпадает с результатами других авторов по косвенным данным [8].

Далее, мы имеем миоценовое потепление (сравним рис. 6,*д* и 6,*е*), что подтверждает нашу гипотезу о роли зональных течений для палеоклимата. В субтропиках накапливается большое количество тепла, диффундирующее через слабую, меандрирующую струю циркумполярного течения. При усилении и стабилизации этой струи меридиональный поток снова ослабевает, что ухудшает условия Антарктики.

В заключение отметим, что данное исследование является первым приближением в моделировании истории океанской циркуляции и результаты являются предварительными.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Gordon W.A.* Marine life and ocean surface currents in the Cretaceousa. — J. Geol., 1973, vol. 81, p. 269—284.
2. *Parrish J.T., Curtis R.L.* Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Ceonozoic eras. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1982, vol. 40, p. 31—66.
3. *Сеидов Д.Г.* Синоптические вихри в океане. Численный эксперимент. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1980, т. 16, № 1, с. 73—87.
4. *Монин А.С.* Теория подобия для глобального взаимодействия океана и атмосферы. — В кн. Океанология: Физика океана. Гидрофизика океана. М.: Наука, 1978, т. 1, с. 284—296.
5. *Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П.* Палеогеодинамические реконструкции фанерозоя. — В кн.: Океанология: Геофизика океана. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 338—369.
6. Атлас океанов. Т. 1. Тихий океан. М.; Л.: ГУНИО МО СССР, 1974; Т. 2. Атлантический и Индийский океаны.
7. *Лисицын А.П.* Палеоокеанология. — В кн.: Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 386—406.
8. *Kennett J.P.* Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum — Antarctic ocean currents and their influence on global paleooceanography. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82.

УДК 551.462

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА И ЕЕ СВЯЗЬ С ЛЕДНИКОВЫМИ ЭПОХАМИ ПОЗДНЕГО НЕОГЕНА

Р. И. ХЕРМАН

Вашингтонский университет, Пуллман, США

Колонки осадков Арктического бассейна дают существенные фаунистические и литологические свидетельства существования в течение последних 5 млн. лет трех основных океанологических режимов, представленных стратиграфическими подразделениями. Геологическая информация начинается около времени фазы крупного глобального похолодания, которое достигло кульминации при заметной экспансии антарктического ледникового щита синхронно с началом высокоширотного оледенения северного полушария. Погружение Панамского перешейка около 3,5 млн. лет назад вызвало перестройку океанской циркуляции и начало усиления Гольфстрима. Повышенный приток атмосферной влаги к полярным нагорьям питал местные ледниковые щиты. Наиболее древний горизонт (III) содержит осадки, накопленные между 5 и 3 млн. лет назад, когда Арктический бассейн был холодным, но свободным от постоянных льдов.

Около 3 млн. лет назад началось глобальное потепление. Горизонт II свидетельствует о развитии в Арктическом бассейне соленостно-плотностной стратификации вследствие разбавления поверхностной воды талыми водами во время дегляциации. Судя по планктонным фораминиферам, температуры воды были несовместимы с присутствием постоянного ледового покрова. Вслед за кульминацией подъема континентов в высоких широтах северного полушария около 1 млн. лет назад ледниковые щиты достигли максимальных размеров и Арктический бассейн был покрыт постоянным ледовым покровом, затем льды распространились южнее, в Северную Атлантику и Северную Пацифику. При этом приток влаги к полюсу сильно сократился и арктические, и циркумарктические льды стали деградировать. Плавление развивалось к югу и при достижении полной дегляциации в арктических широтах начинался новый ледниковый цикл. Девять 100-тысячелетних циклов нашли отражение в осадках I горизонта.

ВВЕДЕНИЕ

История климата Арктики является объектом дискуссий уже несколько десятилетий, с тех пор как начался систематический отбор и изучение донных осадков. Ранние советские исследователи [1], используя "распределение радия" в колонках осадков установили, что скорости седиментации в целом по бассейну были 1,2–2 см/10^3 лет. Эти оценки на порядок выше, чем скорости, полученные Ку и Брекером [2] по изотопам урана в одной колонке. Линькова [3] первая определила геомагнитную полярность в колонках Арктического бассейна. Ее исследование показало, что скорость осадконакопления на топографических высотах, таких, как хребет Ломоносова, крайне низка, около 1–3 мм/10^3 лет. Сходные результаты были получены для поднятия Альфа-Менделеева [4]. Русские геологи интерпретировали верхний слой коричневой фораминиферовой песчанистой глины мощностью 10–15 см, который покрывает широкие пространства морского дна, как представляющий последниковые отложения, а подстилающие оливково-зеленые или серые бедные фораминиферами "гляциально-морские осадки" – как накопившиеся в течение более холодных ледниковых эпох [1]. Позже Кларк [5] принял эту интерпретацию и предположил, что Арктика была непрерывно покрыта льдом с середины кайнозоя (около 35 млн. лет назад) до настоящего времени. Согласно Кларку [5], ледовый покров был много толще во время накопления обедненных фораминиферами слоев, чем в настоящее время, когда его мощность достигает 3–4 м в конце зимы и сокращается до 2–3 м летом [6]. Сходная интерпретация относительно массивного ледового щита, заполняющего Арктический бассейн, давалась Мерсером [7], Хьюзом и др. [8]. Ханкинс и др. [4] полагали, что бедные фораминиферами слои показывают либо более суровую

ледовую обстановку, чем в настоящее время, либо растворение фораминифер. Херман [9, 10], наоборот, предположила, что бедные фораминиферами зоны были накоплены при более высоких глобальных температурах, чем в настоящее время. Это были эпохи развитой дегляциации, когда талые воды, ледовые шельфы и айсберги наводняли Арктику, образуя верхний слой малой плотности [9, 10] с соленостью около 29‰ и температурами порядка +1,5°С (по изотопно-кислородному составу арктических планктонных фораминифер) [11].

ОСАДОЧНЫЙ РАЗРЕЗ

Осадочный разрез, представляющий приблизительно последние 4,5–5 млн.лет, вскрыт глубоководными колонками, поднятыми с батиметрических поднятий сотрудниками Геологической обсерватории Ламонт-Доэрти с ледовых платформ, дрейфовавших над центральной частью Арктического бассейна (таблица). Изотопно-урановые серии, шкала геомагнитной полярности и фораминиферовая биостратиграфия дали временные рамки для палеоокеанологических реконструкций (рисунок). В этом временном интервале можно выделить три основных климатических режима, представленных тремя стратиграфическими единицами. Возрастные оценки до события Олдувей основаны на малом числе магнитных определений и должны рассматриваться как предварительные и подлежащие уточнению по мере поступления дополнительных определений возраста.

Во время интервала, представленного изученными колонками, скорости седиментации были очень низкими, колеблясь в пределах 1–5 мм/10^3 лет. Материал ледового разноса рассеян в осадках всех трех горизонтов. Однако он крупнозернистее и обильнее в горизонтах II и I по сравнению с горизонтом III. Свидетельства перемешивания осадков илоедами присутствуют во всех трех горизонтах, однако частота их ходов наиболее высока в горизонте III, показывая наибольшую в это время биологическую продуктивность. Изредка и в небольшом количестве встречены низкоширотные планктонные фораминиферы (см. рисунок). Из присутствие обсуждалось Херман во многих публикациях [9, 10, 12–14]. Высказывалось предположение, что они могли быть внесены течениями и отложены на дне или шельфах. В последнем случае они могли быть включены в состав льда. В периоды разрушения льдов и дрейфа через Арктику включенный в лед детрит выпадал на дно. В безледные периоды они могли транспортироваться течениями или переотлагаться.

Наиболее древний горизонт III охватывает осадки, накопленные между 5–4,5 и приблизительно 3 млн. лет назад, и состоит из хорошо сортированных темно-коричневых песчанистых глин. Полярная левозавитая (s.) (Globigerina pachyderma Ehrenberg) и s. Globigerina cryophila (Herman) доминируют в комплексах, имеются признаки растворения, соотношение бентосных и планктонных фораминифер высоко, преобладают агглютинированные раковины.

Граница между горизонтами III и II резкая и четко выделяется по одновременным литологическим и фаунистическим изменениям. Осадки горизонта II отложенные от около 3 до 0,9 млн. лет назад, состоят из оливково-серых и зеленых песчанистых глин с редкими остатками фауны. Среди планктонных фораминифер преобладают неустойчивые к растворению субполярные эвритермальные и эвригалинные Globigerina egelida (Cifelli and Smith) и Globigerina quinqueloba Natland.

Исследованные колонки

Колонка	Координаты		Глубина, м	Длина, см
	с.ш.	з.д.		
T3-67-4	79° 22,7′	174° 46′	1760	272
T3-67-9	79 37,9	172 07	2237	356
T3-67-11	79 34,9	172 30	2810	250
T3-67-12	80 21,9	173 33	2867	374

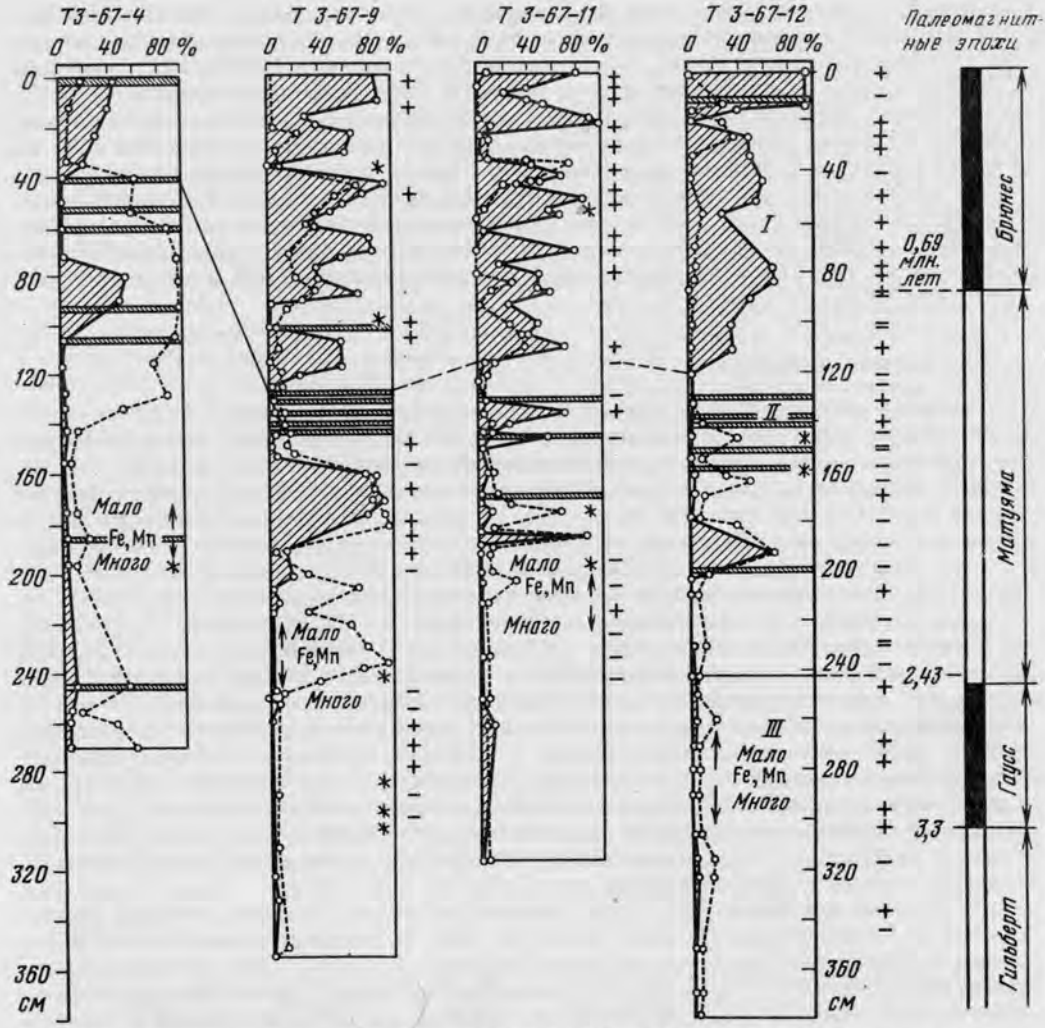


Рис. 1. Некоторые характеристики колонок Т3-67-4, Т3-67-9, Т3-67-11, Т3-67-12. Показано соотношение (%) микрофауны (затемненная площадь, слева) и терригенных частиц (справа) во фракции осадка более 63 мкм. Штриховая линия — содержание видов G. quinqueloba и G. egelida. Горизонтальные полосы — уровни, на которых бентосные фораминиферы составляют более 10% фауны. Звездочки — встречаемость низкоширотных видов планктонных фораминифер. "+" и "—" — магнитная полярность. I—III — стратиграфические горизонты. Палеомагнитная стратиграфия по [4], с изменениями

Это доминирование особенно усиливается в колонках, поднятых с глубин менее 2000 м. В этом горизонте достигают максимума встречаемости субполярная правозавитая (d.) G. pachyderma и d. G. cryophila [10]. Ювенильные планктонные фораминиферы, чьи раковины также подвержены растворению, обильны и составляют до 60% в сохранившихся комплексах планктонных фораминифер.

Граница между горизонтами II и I фиксирует другую климатическую перестройку. Исчезновение G. egelida и относительное уменьшение количества d. G. pachyderma и d. G. cryophyla показывают, что температуры воды 0,9 млн. лет назад понизились до современного уровня. Основание горизонта I маркируется отложением первого обогащенного фораминиферами слоя (115 см в колонке Т3—67—9, 145 см в колонке Т3—67—11, 110 см в колонке Т3—67—12, см. рисунок) и датируется около 0,9 млн. лет назад. Доминируют s. G. pachyderma и s. G. cryophila, хотя в корот-

кие периоды достигает максимальных концентраций G. quinqueloba, что является ценным указанием времени. Например, отсутствие "зоны пика G. quinqueloba" из основания Брюнеса в колонке ТЗ–67–3 около 170 см и в колонке ТЗ–67–12 около 95 см и ее присутствие в нескольких других колонках [10] позволяют предположить, что ее отсутствие является либо результатом эрозии, либо кажущееся и связано с редким отбором образцов. Однако после расчетной оценки возраста на уровнях 170 и 95 см в обеих колонках в 660 тыс. лет (Осмонд и Херман, в печати) можно полагать, что в этих колонках около границы Брюнес/Матуяма имеется перерыв. Отмечается преобладание 100-тысячелетних циклов, представленных чередованием девяти коричневых, обогащенных фораминиферами, и серых, обедненных ими, слоев в колонках, которые, по-видимому, представляют непрерывный или почти непрерывный осадочный разрез, таких, как ТЗ–67–11 (см. рис.).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Эволюция климатического режима Арктики в течение последних 4,5–5 млн. лет была, вероятно, связано с основными глобальными тектоническими, океанологическими и климатическими событиями. Понижение температуры в конце миоцена, кульминация в развитии антарктического ледникового щита и соответствующее понижение уровня моря около 6 млн. лет назад [15], возможно, были синхронны началу оледенения в высоких широтах северного полушария. Эта тенденция похолодания, прерванная несколькими теплыми интервалами, продолжалась приблизительно до 2,9 млн. лет назад [16]. В это время, около 5–4,5 млн. лет назад, Арктический бассейн был холодным, но свободным от постоянных морских льдов [9, 10]. Этот режим продолжался во время возникновения Панамского перешейка [6, 17] и переориентации океанской циркуляции к более сильным течениям с юга на север около 3,5 млн. лет назад. Гольфстрим, как мы теперь знаем, мог развиться вслед за поднятием перешейка [14 и др.]. Это изменение океанской циркуляции вызвало проникновение теплого Норвежского течения через баренцевоморский шельф в Арктику. Усиленный перенос влажного воздуха над свободной от льда Северной Атлантикой к прилегающим субполярным и полярным нагорьям сопровождал позднемиоценовое понижение температуры. Возрастание количества атмосферных осадков вызвало развитие локальных ледников, зимнего прибрежного льда и, возможно, ледовых шельфов вдоль континентальных шельфов Арктики. Предполагается, что Баренцев ледяной щит также образовался около 3,5 млн. лет назад [18]. Затем последовал теплый интервал, который начался в позднем Гауссе около 2,9 млн. лет назад [16]. В северо-восточной части Тихого океана температуры поверхностной воды повысились на 14° [16]. За исключением интервала около 1,9–1,5 млн. лет назад в арктических осадках не определяются низкоамплитудные температурные флуктуации, характерные для эпох позднего Гаусса и Матуямы [19]. (см. рисунок). Начальное потепление совпадает, однако, с основанием горизонта II. Как обсуждалось в предыдущих публикациях [9, 10], горизонт II свидетельствует о развитии в Арктике четкой соленостно-плотностной стратификации вследствие резкого разбавления поверхностной воды большими объемами талой воды во время ранней дегляциации в высоких широтах северного полушария [9].

Преобладание субполярной G. egelida, пик содержания d. G. pachyderma [9] и наиболее низкие значения $\delta^{18}O$ планктонных фораминифер наряду с активным ледовым приносом терригенного материала на поднятие Альфа и окружающие области котловины центральной Арктики, над выраженным отложением больших объемов гляциально-морских осадков подтверждает, что в течение периода второго режима, между 3 и приблизительно 0,9 млн. лет назад, не существовало постоянного ледового покрова. Редкость планктонной микрофауны в этом горизонте объяснялась уменьшением продуктивности планктона из-за низкой солености поверхностной воды и уменьшения количества питательных веществ [9, 13].

Поднятие континентов в высоких широтах достигло кульминации в среднем плейстоцене [10, и др.]. Около 1 млн. лет назад в высоких широтах началось следующее понижение температуры. Росли материковые ледниковые щиты, возникли арктические морские льды, распространившиеся к югу и покрывшие Северную Атлантику приблизительно до 55° с.ш. Аналогичная ситуация существовала 18 000 лет назад [21].

Когда атлантические льды, как и Фенноскандинавский и Лаврентийский ледниковые щиты, достигли максимальных размеров, изменилась атмосферная циркуляция. Должны были существовать условия, также подобные существовавшим 18000 лет назад. Глобальные атмосферные модели Ламба и Вудроффа [22], Вильямса и Бэрри [23] и Гейтса [24] для 18 тыс. лет назад показывают значительное уменьшение приноса в Арктику влаги циклонами. Доказательства более сухих климатических условий во время ледниковых максимумов в северных полярных районах получены на основании палинологической работы Воррена [25]. В аридных условиях началось разрушение циркумарктических ледовых шельфов, уменьшение альбедо вызвало дезинтеграцию арктического морского льда [26, 27]. Северный Ледовитый океан, возможно, освободился от льда до того, как наступило основное расплавление окружающих материковых ледников. Таким образом, некоторое время соленость поверхностной воды была относительно высокой и биологическая продуктивность сходной с продуктивностью при "нормальных" океанических условиях. В течение таких периодов отлагались зоны, обогащенные фораминиферами, с наиболее тяжелым изотопно-кислородным составом раковин s. G. pachyderma (см. рисунок: на 65 см в колонке ТЗ-67-9, на 40 см в колонке ТЗ-67-11, на 100 см в колонке ТЗ-67-3 [11, 28]). Предположение о том, что эти условия свободной от льда поверхностной воды с нормальной соленостью развивались непосредственно за ледниковыми максимума в средних широтах, является спорным.

Сначала дегляциация происходила медленно, распространяясь на юг, затем отступание льдов ускорялось [26]. В такие периоды максимумов дегляциации в результате активного притока в Арктику талой воды устанавливалась резкая плотностная стратификация. Они представлены в горизонте I зонами, бедными фораминиферами. По мере того как континентальный лед и морской лед Северной Атлантики, Норвежского и Гренландского морей сокращались, Гольфстрим и его продолжения восстанавливались, что приводило к усилению атмосферной циркуляции. Начинался новый цикл увеличения количества атмосферных осадков и соответствующего развития ледниковых щитов в полярных широтах.

Переход к последнему основному этапу океанского климата произошел в Арктике около 0,9 млн. лет назад, развился постоянный ледовый покров, что отразилось в осадочном разрезе началом накопления осадков, подобных современным. По осадкам горизонта I выделяется девять 100-тысячелетних циклов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Sacks V.N., Belov N.A., Lapina N.N.* Our present concept of the geology of the central Arctic. — Priroda, 1955, vol. 7, N 13, p. 1–14.
2. *Ku T.L., Broecker W.S.* Rates of sedimentation in the Arctic ocean. — In: Progress in oceanography. L.: Pergamon press, 1967, vol. 4, p. 95–104.
3. *Linkova T.I.* Some results of paleomagnetic study of Arctic ocean floor sediments. — In: The Present and Past of the geomagnetic field. Moscow: Nauka, 1965, p. 279–291.
4. *Hunkins K., Bé A.W.H., Opdyke D., Mathieu G.* The late Cenozoic history of the Arctic ocean. — In: The Late Cenozoic glacial ages. New Haven: Yale Univ. press, 1971, p. 215–237.
5. *Clark D.L.* Climatic factors of the Late Mesozoic and Cenozoic Arctic ocean. — In: Polar oceans. Arct. Inst. N. Amer., 1977, p. 603–615.
6. *Charlesworth J.K.* The Quaternary Era. L.: Arnold, 1957. 1700 p.
7. *Mercer J.H.* A former ice sheet in the Arctic ocean? — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1970, vol. 8, p. 19–27.
8. *Hughes T., Denton G., Grosswald M.* Was there a late-Würm Arctic ice sheet? — Nature, 1977, vol. 266, p. 596–602.
9. *Herman Y.* Arctic paleoceanography in late Cenozoic time. — Science, 1970, vol. 160, p. 474–477.
10. *Herman Y.* Arctic ocean sediments, microfauna and the climatic record in late Cenozoic time. — In: Marine geology and oceanography of the Arctic seas. N.Y.: Spring.-Verl., 1974, p. 283–348.
11. *Herman Y., O'Neil J.* Arctic paleosalinities during late Cenozoic time. — Nature, 1975, vol. 258, p. 591–595.
12. *Herman Y.* Temperate water planktonic foraminifera in Quaternary sediments of the Arctic ocean. — Nature, 1964, vol. 201, p. 386–387.
13. *Herman Y.* Arctic ocean Quaternary microfauna and its relation to paleoclimatology. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1970, vol. 6, p. 251–276.
14. *Herman Y., Hopkins D.* Arctic oceanic climate in late Cenozoic time. — Science, 1980, vol. 209, . 557–562.
15. *Hayes D.E., Frakes L.A.* General synthesis, Deep Sea Drilling Project, Leg 28. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975, vol. 18, p. 914–942.
16. *Ingle J.C., Jr.* Summary comments on Neogene biostratigraphy, physical stratigraphy, and

paleoceanography in the marginal northeastern Pacific ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 18, p. 949–960.
17. *Keigwin L.D., J.* Pliocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostrarigraphic evidence from nearby Pacific ocean and Caribbean sea cores. — Geology, 1978, vol. 6, p. 630–634.
18. *Kvasov D.D., Blazhchishin A.I.* The key to sources of the Pliocene and Pleistocene glaciation is at the bottom of the Barents sea. — Nature, 1978, vol. 273, p. 138–140.
19. *Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28–239 late Pliocene to latest Pleistocene. — Geol. Soc. Amer. Mem. 1976, vol. 145, p. 449–464.
20. *Flint R.F.* Glacial and Pleistocene geology. N Y.: Willey, 1956, 553 p.
21. *Boulton G.S.* A model of Weichselian glacier variation in the North Atlantic region. — Boreas, 1979, vol. 8, p. 373–395.
22. *Lamb H.H., Woodroffe A.* Atmospheric circulation during the last ice age. — Quatern. Res., 1970, vol. 1, p. 29–58.
23. *Williams J., Barry R.G.* Ice age experiments with the NCAR general circulation: Conditions in the vicinity of the northern continental ice sheets. — In: Climate of the Arctic. Univ. of Alaska, 1975, p. 143–149.
24. *Gates W.L.* Modelling the ice-age climate. Science, 1976, vol. 191, p. 1138–1144.
25. *Vorren K.D.* Late and Middle Weichselian stratigraphy of Andoya, north Norway. — Boreas, 1978, vol. 7, p. 19–38.
26. *Brooks C.E.P.* Climate through the ages. N.Y.: McGraw-Hill, 1949. 395 p.
27. *Johnson R.G., McClure B.T.* A model for Northern Hemisphere continental ice sheet variation. — Quatern. Res., 1976, vol, 6, p. 325–353.
28. *Herman Y., Grazzini-Vergnaud C., Hooper C.* Arctic paleo-temperatures in late Cenozoic time. — Nature, 1971, vol. 252, p. 466–469.

УДК 551.461.8 (261)

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ АТЛАНТИКИ

М.С. БАРАШ

Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, Москва, СССР

Колонки осадков Атлантического океана, содержащие полные и непрерывные разрезы четвертичных отложений и детально обработанные литологическими, геохимическими и микропалеонтологическими методами, насчитываются пока единицами. Поэтому представления о палеоокеанологической эволюции океана в течение ранних и средних этапов плейстоцена могут быть составлены, кроме учета материалов изучения таких разрезов, лишь с использованием результатов палеоокеанологических и палеоклиматических исследований в других областях Мирового океана и на окружающих материках. Для более поздних этапов четвертичного периода количество имеющейся информации последовательно увеличивается, и для конца среднего и позднего плейстоцена возможны комплексные площадные палеогеографические реконструкции в масштабе всего Атлантического океана.

Важнейшими событиями четвертичного времени были глобальные климатические колебания и связанные с ними материковые оледенения, которые и определяли палеоокеанологическую эволюцию Атлантики. Однако они не были свойственны исключительно этому периоду. Крупные климатические колебания и соответствующие палеоокеанологические события происходили и до четвертичного времени. Понижение температуры в конце миоцена, кульминация в развитии антарктического ледникового щита и соответствующее понижение уровня моря, которое вызвало изоляцию Средиземного моря около 6 млн. лет назад [1], возможно, были синхронны началу оледенения в высоких широтах северного полушария.

Изучение нанопланктона в кернах скважин 111 и 116, пробуренных б/с "Гломар Челленджер" в Норвежском и Гренладском морях, выявило крупное понижение температуры в середине неогеновой зоны 21 около 2,5 млн. лет назад [2]. Это относительно быстрое похолодание отмечено во многих районах Мирового океана. Состав комплексов планктонных фораминифер в позднеплиоценовых осадках Норвежского моря (скв. 116), включающих наряду с субполярным видом небольшое количество представителей бореальных и даже субтропических видов, соответствует низким температурам воды при отсутствии морских льдов. Исследования Загвийна [3] подтвердили,

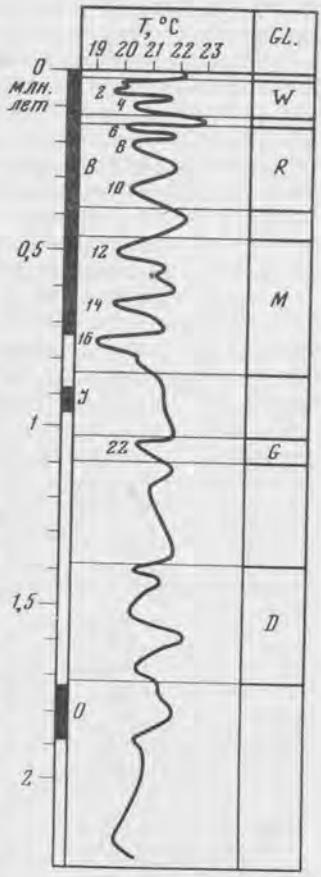


Рис. 1. Четвертичные среднегодовые палеотемпературы (Т) поверхностной воды района поднятия Риу-Гранди (юго-западная Атлантика), реконструированные микропалеонтологическим методом

Составлено по скважинам 516 и 518 б/с "Гломар Челленджер" и колонке Л–878 НИС "Михаил Ломоносов". Слева — палеомагнитная шкала (В — эпоха Брюнес, *J* — событие Харамильо, *O* — событие Олдувей). Справа — шкала альпийских оледенений (GL): *W* — вюрм, *R* — рисс, *M* — миндель, *G* — гюнц, *Д* — Дунай. Показана предполагаемая корреляция со стадиями изотопно-кислородной шкалы (цифры у кривой)

что первое крупное похолодание в Европе произошло 2,5 млн. лет назад. Колебания изотопно-кислородного состава раковин бентосных фораминифер из позднеплиоценовых осадков экваториальной Пацифики свидетельствуют о материковом оледенении объемом около двух третей максимумов позднего плейстоцена [4]. Похолодание в позднем плиоцене проявилось в глобальном смещении климатических зон Мирового океана к экватору [5, 6].

У плиоцен-плейстоценовой границы (у основания события Олдувей, 1,9–1,8 млн. лет назад) в разрезах океанских осадков не обнаруживается свидетельств крупных климатических перестроек, выходящих за пределы непосредственно предшествующих и последующих небольших флуктуаций. Однако признаки некоторого похолодания в разных районах обнаружены. На соответствующем уровне в стратотипических разрезах Италии отмечено появление холодноводных иммигрантов — бентосных фораминифер и моллюсков [7]. Изотопно-кислородные исследования по планктонным фораминиферам показывают, что плиоцен-четвертичная граница соответствует здесь небольшому потеплению между слабо выраженными холодноводными пиками [8].

В Северной Европе 1,8 млн. лет назад обнаружены свидетельства похолодания. В Исландии они проявляются в виде ледниковых образований и холодолюбивых морских и флористических комплексов, а в Англии и Нидерландах — в виде относительно "холодных" палинологических спектров и холодолюбивых морских фаун. В это время в связи с похолоданием на юг вдоль берегов Атлантического океана и в Средиземное море проникают арктобореальные моллюски [9].

В Северной Атлантике на 28° с.ш. относительно холодноводная Gr. inflata появляется одновременно с Gr. truncatulinoides около 1,85 млн. лет назад [10, 11], что, по мнению авторов, свидетельствует о похолодании, соответствующем основанию плейстоцена в разрезе Ле Кастелла в Италии.

В разрезе скважин 516 и 518 б/с "Гломар Челленджер", пробуренных в Южной Атлантике на поднятии Риу-Гранди, по которым микропалеонтологическим методом реконструированы палеотемпературы [12] (рис. 1), Cr. truncatulinoides появляется в тепловодной стадии между двумя слабо выраженными холодноводными. В этом районе начало четвертичного времени не маркируется значительным похолоданием. Несколько позже, приблизительно в интервале 1,6–1,4 млн. лет назад, отмечаются три холодноводные стадии, которые, по-видимому, можно коррелировать с дунайским оледенением. В этом районе в течение всего эоплейстоцена сохранялись температуры порядка 21° С, колебания не превышали 1,5° С. Холодный пик в позднем эоплейстоцене коррелируется нами с изотопно-кислородной стадией 22 и с гюнцским оледенением Альп. Район поднятия Риу-Гранди на протяжении всего четвертичного периода находился, как и в настоящее время, в пределах южного субтропического круговорота, характеризующегося высокой температурной стабильностью. Нет сомнений, что в умеренных и высоких широтах Атлантики климатические колебания были более значительными, что выражалось в колебаниях температур поверхностной воды, смещениях гидрологических фронтов и течений. Флуктуации изотопно-кислородных кривых в эоплейстоце-

не, построенных по колонкам осадков Тихого и Атлантического океанов [13, 14], составляют от половины до двух третей максимальных позднеплейстоценовых и свидетельствуют о соответствующих изменениях объемов материковых льдов, палеотемператур, уровня моря и других палеоокеанологических параметров. По данным изучения колонок осадков Северного Ледовитого океана Херман [15] пришла к выводу, что в период 2,4—0,9 млн. лет назад здесь был единый этап развитой плотностной стратификации водной толщи и отсутствия постоянного ледяного покрова — в центральные районы Арктического бассейна активно поступали гляциально-морские осадки.

Таким образом, палеоокеанологические условия в течение первой половины четвертичного времени (эоплейстоцен) были более стабильны, чем в течение второй его половины (собственно плейстоцен), и сходны с позднеплиоценовыми.

В осадках разных районов Мирового океана обнаружены свидетельства крупных климатических и палеоокеанологических изменений, приуроченных к промежутку времени от события Харамильо до начала эпохи Брюнес (0,9—0,7 млн. лет назад). Около уровня события Харамильо в колонках осадков со Срединно-Атлантического хребта (28° с.ш.) заметно возрастает количество относительно холодноводных для этого района видов Gr. inflata, Gr. hirsuta и Gr. truncatulinoides при уменьшении количества тропических Sph. dehiscens, Gs. sacculifer и др. [10, 11], что показывает существенное понижение температуры. Авторы полагают, что это похолодание представляет начало плейстоценового материкового оледенения или по крайней мере предшествующую ему тенденцию к похолоданию. Шеклтон и Опдайк [13] по изотопно-кислородной кривой колонки V28-239 из Тихого океана пришли к выводу, что стадия 22 над событием Харамильо может представлять первое крупное оледенение северного полушария.

Такую же картину установил Прелл [16] по изотопно-кислородной кривой скв. 502 б/с "Гломар Челленджер" (Карибское море) — изменения намечаются около 0,9 млн. лет назад. Поверхностные температуры океанов в высоких широтах значительно понизились. Уменьшение температуры в Арктике вызвало развитие постоянного ледяного покрова, сохранившегося до настоящего времени [15]. Судя по изотопно-кислородным кривым и микропалеонтологическим данным, материковые ледяные щиты северного полушария и Антарктиды достигли максимальных размеров, а температуры понизились до минимальных значений [4, 17, 18].

Важные результаты дало детальное исследование колонки осадков тропической Атлантики V16—205 (15°24′ с.ш., 43°24′ з.д., глубина 4045 м), содержащей полный четвертичный разрез. Брискин и Берггрен [19], применив метод палеотемпературного анализа по планктонным фораминиферам, выделили два основных климатических режима в течение плейстоцена с границей между ними у конца события Харамильо. Ван-Донк [14] по изотопно-кислородной кривой этой же колонки определил, что во время эпохи Брюнес изотопные флуктуации имели значительно большую амплитуду, чем во время эпохи Матуяма. Сравнение палеотемпературных и изотопных кривых показало хорошее соответствие для последних 350 тыс. лет. Анализируя кривые, Ван-Донк пришел к выводу, что 90% изотопных колебаний отражают изменения объема материковых оледенений и уровня моря. Согласно его построениям, уровень, подобный современному или несколько выше, имел место 12 раз за четвертичный период. Особенно высок он был около 1,4 млн. лет назад, а также 490, 280 и около 120 тыс. лет назад. Во время максимумов материковых оледенений, сравнимых с поздневюрмским — поздневисконсинским (стадия 2), крупные понижения уровня имели место 4 раза, причем все за последние 750 тыс. лет — 750, 530, 240 и 145 тыс. лет назад.

Понижение уровня моря во время изотопной стадии 8 подтверждается исследованиями кернов скважины "Статфьорд", пробуренной в северной части Северного моря [20]. Отложения этого возраста, вскрытые на глубине 120—122 м ниже дна, представлены дельтовыми фациями.

Изучение бентосных фораминифер в колонках района поднятия Риу-Гранди (из каналов Вима и Хантер) показало значительное изменение характера циркуляции придонных вод, произошедшее около 700 тыс. лет назад [21]. "Старые" бедные кислородом циркумполярные глубинные воды характеризуются здесь комплексом бентосных фораминифер с доминированием Uvigerina и Globocassidulina, "молодые" североатлантические глубинные воды — комплексом с Planulina и милиолидами, антаркти-

ческие придонные воды — комплексом с "Epistomineilla" umbonifera. Около 700 тыс. лет назад уровень придонной воды резко возрос (предположительно на 300—400 м) и ее поток на север через каналы Вима и Хантер в Бразильскую котловину значительно усилился. При последующих флуктуациях мощность этого потока была всегда больше, чем до эпохи Брюнес.

В период 0,8—0,7 млн. лет назад в районе поднятия Риу-Гранди нами отмечено первое за четвертичное время резкое понижение среднегодовых палеотемператур поверхностной воды [12] — на 3,5° С в основании горизонта G. calida calida. В течение времени его накопления, от 0,81 до 0,28 млн. лет назад, по скв. 516 реконструированы четко выраженные температурные колебания с амплитудой 3,5° С. Они довольно значительны, если учесть, что район расположен во внутренней области субтропического круговорота. Три ранних холодноводных пика сопоставляются с изотопно-кислородными стадиями 16, 14, 12 и с миндельским оледенением, а верхний — с 10-й стадией и с рисским оледенением. Позднеплейстоценовые колебания палеотемператур в районе Риу-Гранди реконструированы по скв. 518 и колонке Л-878, амплитуды достигают 3—3,5° С. Пики палеотемпературных кривых сопоставляются с последним межледниковьем (стадия 5), стадиалами и межстадиалом последнего оледенения и голоценом (стадии 4—1).

Палеоокеанологическая ситуация в течение последних 600 тыс. лет наиболее детально изучена в северо-восточном секторе Северной Атлантики. Руддиман и Макинтайр [22] по микропалеонтологическим и литологическим данным в 16 колонках осадков между 40 и 60° с.ш. установили свидетельства длиннопериодных климатических циклов продолжительностью от 56 до 113 тыс. лет (в среднем 84 тыс. лет). Учитывая короткие похолодания, за 600 тыс. лет намечается 11 этапов продвижения на юг полярных вод; некоторые из них соответствовали, вероятно, стадиалам материковых оледенений. В течение каждого в этом районе океана отлагались значительные объемы терригенного материала ледового разноса. За 1,2 млн. лет было, по-видимому, около 20 таких эпизодов. Наиболее теплые периоды намечаются около 380 и 120 тыс. лет назад.

В периоды похолоданий полярные воды продвигались от 65° с.ш. приблизительно до 45° с.ш., т.е. на 2000 км, в периоды потеплений они быстро отступали на север (более 1 км в год). Соответственно смещались и другие гидрологические границы. В условиях оледенений севернее 45° с.ш. возникал субполярный круговорот. В периоды похолоданий температуры воды понижались на величины до 12—13° С. Во время оптимума межледниковья около 120 тыс. лет назад температуры превышали современные на 3—4° С.

В тропической Атлантике во время ледниковых стадиалов усиливались температурные градиенты, пассаты и пассатные течения. В зимние периоды южного полушария усиливалась циркуляция системы Бенгельского — Южного экваториального течений, что приводило к охлаждению экваториального пояса [23]. В зимние периоды в северном полушарии резко усиливалась интенсивность Канарского апвеллинга и Северного пассатного течения. Соответственно мигрировала зона внутритропической конвергенции (от экватора до 10—12° с.ш.) — ее перемещения не выходили за пределы современных сезонных колебаний. За последние 200 тыс. лет ситуация, подобная современной, была только во время подстадии 5е, около 125 тыс. лет назад. Около 90% времени господствовали "ледниковые" условия.

Для характерных временных уровней позднего плейстоцена — последнего межледниковья (около 125 тыс. лет назад), последнего межстадиала (около 40 тыс. лет назад) и последнего максимума оледенения (около 18 тыс. лет назад) созданы площадные палеоокеанологические реконструкции. Они включают распределение температур поверхностной воды, положение основных водных масс, гидрологических фронтов и течений, крайних границ проникновения плавучих льдов, оценку активности апвеллингов и циркуляции в целом, положение уровня моря, режимы придонной циркуляции, состояние климатической зональности, палеобиогеографию планктонных форминифер, факторы осадконакопления. Палеоокеанологические характеристики этих трех временных уровней соответствуют крайним пределам колебаний условий в Атлантическом океане в четвертичное время и одному из промежуточных состояний. Поэтому они позволяют судить об условиях во время многочисленных климатических этапов за 1,9 млн. лет.

Палеоклиматические условия последнего межледниковья (рисс-вюрмского, земского, микулинского) привлекают особый интерес в связи с проблемой прогноза клима-

тических изменений, происходящих в результате деятельности человека, так как предполагается, что в ближайшие десятилетия могут возникнуть условия, подобные условиям оптимума этого межледниковья.

Перестройка всей палеоокеанологической системы от ситуации времени предпоследнего ледникового режима (изотопно-кислородная стадия 6) около 127 тым. лет назад к ситуации межледникового режима (терминация II) произошла очень быстро — она заняла не более 2000 лет [24].

Для оптимума последнего межледниковья, соответствующего изотопно-кислородной подстадии 5е (около 125 тыс. лет назад), составлены палеотемпературные реконструкции для северной половины Атлантического океана, основанные на собственных и литературных данных (56 точек). Реконструированы среднегодовые, летние и зимние палеотемпературы, оценены их отличия от современных значений. Климатические условия этого времени имели большое сходство с современными. Намечаются, однако, и определенные отличия. Установлены широтные полосы небольших (до 2° С) положительных и отрицательных отличий межледниковых температур от современных (в отдельных точках отличия достигают 4—5° С).

Положительные отличия среднегодовых палеотемператур занимают полосы приблизительно в пределах 65—40° с.ш., 18—8° с.ш. и на экваторе. Средние для полос значения отличий не превышают 1° С. Они разделяются полосами таких же отрицательных отличий. Схемы сезонных отличий палеотемператур очень близки к среднегодовой. Зимняя картина несколько больше акцентирована, средние значения отличий для полос колеблются от ±1 до ±2,3° С. Лишь сильно (на 10° широты) смещаются границы полос между 35 и 50° с.ш. Среднегодовые температуры более высокие, чем в настоящее время, в эпоху оптимума межледниковья охватывали большие акватории Северной Атлантики, чем пониженные. В зимнее время это преобладание возрастало. Летом по площади преобладали поля отрицательных отличий.

Небольшое преобладание областей положительных отличий и их более высокий температурный уровень позволяют предположить общий более высокий уровень теплового баланса по сравнению с современным. Распределение температур однозначно свидетельствует об ослаблении Канарского апвеллинга (и, следовательно, пассатов) и общей более вялой океанской циркуляции. В умеренных широтах была меньшая сезонная контрастность температур, в основном за счет более теплых зим.

Полученные реконструкции полностью соответствуют аналогичным построениям для Евразии, выполненным по палинологическим спектрам [25, 26].

Подстадия межледникового оптимума 5е коррелируется с террасой Барбадос III [27]. Уровень моря был на 2—10 м выше современного. Предполагается, что полностью исчезал Западно-Антарктический ледник [28]. Осадки межледниковья аналогичны современным. На большей площади Атлантики это относится не только к оптимуму (подстадии 5е), но ко всему межледниковью в широком смысле (стадия 5).

Время перехода к условиям последнего оледенения оценивается в 115 тыс. лет назад (граница подстадий 5е/5d). В период 115—80 тыс. лет назад имели место осцилляции объема материковых льдов, палеотемператур и всех палеоокеанологических условий (подстадии 5d—5а). Во время холодных этапов уровень моря опускался до —6,5 — —75 м, во время теплых поднимался до —10—13 м [29]. Ледниковый режим в Арктическом бассейне наступил около 115 тыс. лет назад [30], а в умеренных и низких широтах Атлантического океана — около 75 тыс. лет назад (стадия 4). Это подтверждается как микропалеонтологическими данными и палеотемпературными реконструкциями, так и литологическим составом осадков — активизацией терригенного осадконакопления, а в высоких и умеренных широтах — полной сменой типа осадконакопления с биогенного на терригенный.

Основными событиями перехода от межледникового палеоокеанологического режима к ледниковому были смещение на юг полярного фронта, мощное развитие субполярного круговорота, прекращение Северо-Атлантического дрейфа в северо-восточном направлении, усиление апвеллингов и интенсивности всей океанской циркуляции, общее понижение температур, изменение придонной циркуляции. По данным изучения бентосных фораминифер предполагается изменение характера водообмена с Норвежским морем на противоположный современному: поверхностные воды направлялись во время оледенения в Северную Атлантику, а придонные — в обратном направлении [31].

Для стратиграфических уровней межстадиала последнего оледенения (изотопная стадия 3, около 40 тыс. лет назад) и последнего стадиала (изотопная стадия 2, около 18 тыс. лет назад) составлены площадные палеоокеанологические реконструкции для всего Атлантического океана. Схемы распределения среднегодовых палеотемператур поверхностной воды позволяют установить положение основных водных масс, фронтов и течений [32].

18 тыс. лет назад в Северной Атлантике развивался мощный субполярный циклонический круговорот с плавучими льдами, разносившими терригенный грубозернистый материал до 40–43° с.ш. Северо-Атлантическое течение направлялось на восток в полосе между 40 и 37° с.ш. Сокращалась площадь субтропических антициклонических круговоротов. Канарский и Бенгельский апвеллинги были более мощными и зоны их влияния более обширными, чем в настоящее время (охлаждение вод в зоне Канарского апвеллинга было больше на 4,5° С, а в зоне Бенгельского – на 8,5° С). Бóльшая разница между температурами умеренных и низких широт обусловила усиление пассатов и общую активизацию атмосферной и океанской циркуляции. Субполярные и субтропические круговороты были более разобщены и теплообмен между ними был слабее.

Наши палеореконструкции для этого уровня очень близки к реконструкциям проекта CLIMAP [33], за исключением отдельных районов, где в нашем распоряжении было больше данных. Так, установлено сильное понижение температур (на 11° С) в зоне Бенгельского апвеллинга, однозначно определено понижение температур в стабильной южной области северного субтропического круговорота.

Поле среднегодовых палеотемператур 40 тыс. лет назад было ближе к современному, чем к полю 18 тыс. лет назад. Субполярный круговорот был меньше, чем во время стадиала, Северо-Атлантическое течение проникало в северо-восточный сектор океана, влияние апвеллингов было слабее.

Среднегодовая температура воды Атлантического океана в целом 18 тыс. лет назад была приблизительно на 5° С ниже современной, причем Северная Атлантика была охлаждена на 1° С больше, чем Южная. Максимальная разность (6–7° С) приходилась на широтные пояса 50–30° с.ш. и 50–40° ю.ш. и пояс 0–10° ю.ш. Минимальная разность (3–4° С) приходилась на пояса 20–30° и зону теплового экватора (0–10° с.ш.).

40 тыс. лет назад температура поверхностной воды Атлантического океана была в среднем на 2° С ниже современной. Максимальная разница отмечается также в поясе 50–40° с.ш. (до 4,3° С) и в поясе 0–10° ю.ш. (2,8° С), минимальная (около 1° С) – в поясах 20–30° северной и южной широты.

Уровень моря 40 тыс. лет назад был ниже современного на 40–50 м, 18 тыс. лет назад – на 120–150 м.

В период последнего стадиала, по данным исследования бентосных фораминифер, картина придонной циркуляции существенно отличалась от современной [34, 35]. На широких пространствах Северной Атлантики была распространена "старая" водная масса с дефицитом кислорода, которая имела либо антарктическое, либо местное происхождение. Усиливалась вертикальная циркуляция вод Южной Атлантики [36].

Литологически горизонт последнего стадиала оледенения выделяется в колонках осадков повышенным содержанием терригенных компонентов, а в умеренных и высоких широтах представлен терригенными осадками.

В период дегляциации (14–11 тыс. лет назад) и голоцена повышение температуры охватило всю акваторию, однако оно было не одновременным и не равномерным. Сложные процессы перестройки климатической зональности и гидрологической структуры привели к современной ситуации. Эти изменения оказали сильное влияние на смену условий осадконакопления, которые отразились не только на составе органогенных остатков, но практически на всех литологических признаках и компонентах состава осадков. Уменьшилась активность всех факторов терригенного осадконакопления.

Процесс дегляциации прерывался периодами похолодания и увеличения объема льдов. Основные черты этого процесса нашли отражение в океанских осадках. В начале дегляциации Лаврентийского ледникового щита сброс талых вод проходил через бассейн Миссисипи (12 200 – 11 000 лет назад), затем – через бассейн Гудзона [37]. В Северной Атлантике отступание на север субполярной водной массы началось около 13 500 лет назад и закончилось около 6000 лет назад. В период 11–10 тыс. лет назад оно было прервано резким продвижением полярного фронта к югу, соответствующим холодной фазе позднего дриаса Европы [38].

На изотопно-кислородных кривых колонок из Северной Атлантики выделяются две терминации ("потепления"): в период 15—13,3 тыс. лет назад и в период 10—6,8 тыс. лет назад, с разделяющим их холодным пиком [39]. По колонке с материкового склона Юго-Западной Африки, содержащей мощный голоцен и детально датированной радиоуглеродным методом, нами выявлены те же закономерности колебания изотопно-кислородного состава (рис. 2). Но микропалеонтологическая палеотемпературная кривая отражает здесь непрерывный процесс сильного повышения температуры (от 9,5 до 16,5° С), который длился от 13 до 9 тыс. лет назад. Присутствие тяжелого изотопного пика позднего дриаса объясняется, видимо, лишь влиянием на изотопный состав воды океана крупных палеоклиматических событий в области Северной Атлантики (возможно, гигантских серджей).

Во многих колонках осадков состав фораминифер отражает голоценовый оптимум — повышение температуры 7—6 тыс. лет назад на величины от 1 до нескольких градусов.

Климатическая зональность является не только важнейшей характеристикой водной среды и биологической структуры океана, но и определяет процессы осадкообразования [40]. Имеющиеся данные позволяют проследить миграции климатических зон Атлантического океана за 150 тыс. лет и представить их площадное положение для трех характерных временных уровней: 1) современного и межледникового; 2) времени максимума последнего стадиала оледенения (около 18 тыс. лет назад), 3) времени межстадиала (около 40 тыс. лет назад) [41, 42]. Эти реконструкции, учитывая амплитуды палеоокеанологических флуктуаций, представляют три основных типа зональности, имевших место на протяжении всего четвертичного времени.

Зональность реконструировалась по танатоценозам планктонных фораминифер и литологическим характеристикам осадков. Реконструкции включают положения субполярных, умеренных, субтропических, тропических и экваториальной зон, границы плавучих льдов, айсбергов, паковых льдов, гидрологических фронтов и другие данные. Особенно сильные изменения имели место в умеренных и высоких широтах. В периоды стадиалов оледенений субполярные зоны мигрировали к экватору на расстояние до 2000 км, резко сокращались площади умеренных зон, их границы смещались к экватору на сотни километров. Вероятно, в большей части экваториальной области исчезали условия современной экваториально-тропической зоны.

Палеоэкология организмов является составной частью палеоокеанологии. Рассмотрение вертикального и палеобиогеографического распределения в осадках видов планктонных фораминифер дает возможность судить о палеоэкологических условиях и более полно реконструировать палеоокеанологические взаимосвязи. Сильные и многократные колебания палеоэкологических условий в течение четвертичного периода нашли отражение в распределении раковин отдельных видов планктонных фораминифер в осадках.

Сравнение вертикального распределения фораминифер с колебаниями палеотемператур по разрезу скв. 516 б/с "Гломар Челленджер" (поднятие Риу-Гранди) показывает, что уровни исчезновения совпадают с периодами похолоданий [12]. Во время первого четвертичного похолодания исчезают Gs. obliquus, Sph. seminulina и др. Около 1,47 млн. лет назад во время похолодания, которое коррелируется с дунайским оледенением, вымирают Gr. crassaformis viola, Gr. tosaensis, Gq. acostaensis, G. decoraperta и др. С увеличением амплитуды колебаний температуры в начале эпохи Брюнес становится редким и во время сильного похолодания, коррелируемого с изотопно-кислородной стадией 12 исчезает Gr. crassaformis hessi и т.д.

Сравнительно небольшие палеотемпературные колебания в районе поднятия Риу-Гранди отражают более существенные колебания в районах меньшей палеоокеанологической стабильности. Можно предположить, что ареалы этих видов в периоды похолоданий сокращались и в некоторые моменты условия для их существования и воспроизводства становились неблагоприятными на всей акватории, что приводило к вымиранию. Вымирание во время холодноводных этапов плейстоцена видов, развивавшихся в течение более теплого плиоцена, явилось экологическим следствием прогрессирующего похолодания.

Палеоокеанологические реконструкции для временных уровней 18 и 40 тыс. лет назад дополняются палеоэкологическим анализом распределения видов планктонных фораминифер в соответствующих стратиграфических горизонтах. Распределение рако-

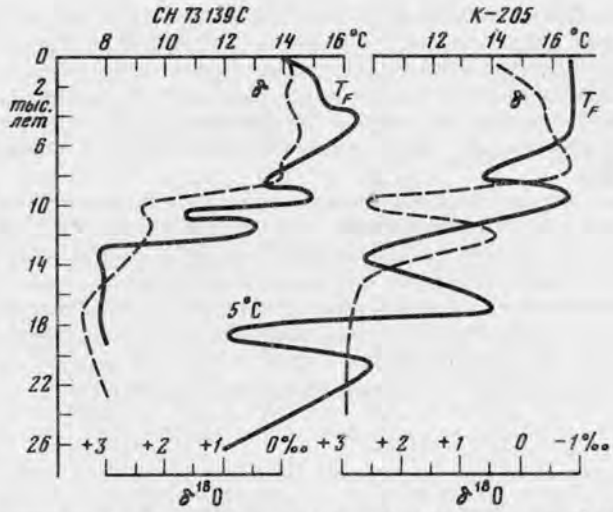


Рис. 2. Колебания палеотемператур, реконструированные по планктонным фораминиферам (T_F), и изотопно-кислородные соотношения в Северной и Южной Атлантике в период дегляциации и голоцена

Слева — кривые по колонке CH73139C, полученной западнее Ирландии, по данным Дюплесси и др. [39]. Справа — кривые по колонке K-205 (НИС "Академик Курчатов") с материкового склона юго-западной Африки

вин субполярной Gq. pachyderma sin. подчеркивает положение субполярного круговорота, видов умеренной группы — характеристики умеренных зон и апвеллингов, Gr. inflata — положение периферических областей субтропических круговоротов, и т.д.

Во время плейстоценовых похолоданий области высоких концентраций холодноводных видов планктонных фораминифер смещались к экватору, а ареалы и концентрации тепловодных сокращались. Наиболее сильным экологическим потресениям подвергались виды экваториально-тропической группы, например Gr. menardii, Sph. dehiscens, до почти полного исчезновения первого из них (это было основанием для создания стратиграфической шкалы Эриксона).

По десяткам колонок прослежен процесс вымирания в Атлантическом океане в течение позднего плейстоцена Gr. tumida flexuosa и Gq. hexagona, уровни исчезновения которых являются последними датировочными уровнями. Вопреки распространенным представлениям о вымирании Gr. tumida flexuosa около 80 тыс. лет назад, послужившим основанием для определения зональной границы [43], с использованием радиоуглеродных датировок установлено более позднее положение этого важного датировочного уровня. Ареал этой формы во время межледниковья охватывал всю тропическую и субтропическую Атлантику. В первую главную фазу оледенения (стадия 4) его ареал и численность резко сократились, а во время межстадиала (стадия 3) несколько увеличились. При понижении температуры во время последнего стадиала (изотопная стадия 2) ареал резко сократился, последние находки этого вида тяготеют ко времени около 25 тыс. лет назад. Сходная картина вскрыта для несколько более тепловодного вида Gq. hexagona, который исчез в Атлантике на 1—2 тыс. лет раньше.

Таким образом, использование фораминиферового анализа в сочетании с другими методами исследования океанских осадков дает возможность реконструировать основные черты сложной четвертичной палеоокеанологии Атлантики.

Флуктуации климатических условий четвертичного времени всей Земли, в частности области Атлантического океана, несомненно, были результатом колебаний астрономических факторов. Наклон оси и элементов земной орбиты изменяются со временем из-за возмущений движения Земли, создаваемых гравитационным притяжением других планет. Вследствие этого изменяется распределение инсоляции, что может приводить к климатическим изменениям. В параметрах орбиты наиболее выражены периоды 19, 23, 41 и 100 тыс. лет [44].

По колонкам океанских осадков получены доказательства того, что астрономические колебания инсоляции действительно проявились в климатических колебаниях. Спектры, рассчитанные по изотопно-кислородным кривым раковин планктонных и бентосных фораминифер, колебаниям соотношений видов радиолярий и фораминифер, содержаниям $CaCO_3$, кривым летних и зимних палеотемператур, реконструированных по планктонным фораминиферам, также показали максимумы у периодов 19,23, 41 и 100 тыс. лет [45, 46].

Причинную связь между колебаниями инсоляции и возникновением ледниковых условий А.С. Монин [44] сформулировал следующим образом: колебания инсоляции происходили всегда, но сильная реакция климата на них с колебаниями между ледниковыми и межледниковыми режимами возникала, по-видимому, лишь в эпохи с холодным климатическим фоном, определяемым главным образом распределением континентов и океанов; изменения этого распределения в кайнозое привели к похолоданию климатического фона до плейстоценового уровня, при котором в минимумах инсоляции смогли образоваться континентальные ледниковые щиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Hayes D.E., Frakes L.A.* General synthesis, Deep Sea Drilling Project, Leg 28. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975, vol. 28 p. 914–942.
2. *Berggren W.A.* Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography of the North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 12, p. 965–1001.
3. *Zagwijn W.H.* The Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe. — Boreas, 1974, vol. 3, p. 75–97.
4. *Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1976, vol. 145, p. 449–464.
5. *Иванова Е.В., Бараш М.С.* Опыт оценки климатической зональности Индийского океана в плиоцене по данным глубоководного бурения. — Океанология, 1982, т. 22, вып. 1; с. 71–79.
6. *Оськина Н.С., Иванова Е.В., Блюм Н.С.* Климатическая зональность Атлантического, Индийского и Тихого океанов в плиоцене. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 400–407.
7. *Emiliani C., Mayeda T., Selli R.* Paleotemperature analysis of the Plio-Pleistocene section at le Castella, Calabria, Southern Italy. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, p. 679–688.
8. *Emiliani C.* Paleotemperature variations across the Plio-Pleistocene boundary. — Science, 1971, vol. 171, p. 60–62.
9. *Гладенков Ю.Б.* Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978.
10. *Berggren W.A., Phillips J.D., Bertels A., Wall D.* Late Pliocene-Pleistocene stratigraphy in deep sea cores from the south-central North Atlantic. — Nature, 1967, vol. 216, N 5112, p. 253–255.
11. *Phillips J.D., Berggren W.A., Bertels A., Wall D.* Paleomagnetic stratigraphy and micropaleontology of three deep sea cores from the central north Atlantic ocean. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, vol. 4, N 2, p. 118–130.
12. *Barash M.S., Oskina N.S., Blyum N.S.* Quaternary biostratigraphy and surface paleotemperatures by means of planktonic foraminifera, sites 516 and 518, DSDP, Leg 72. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 72, p. 849–862.
13. *Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxyden isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 years and 10^6 years scale. — Quatern. Res., 1973, vol. 3, p. 39–55.
14. *Van Donk J.* O^{18} record of the Atlantic ocean for the entire Pleistocene epoch. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1976, vol. 145, p. 147–164.
15. *Херман И.* Палеоокеанология Арктического бассейна в позднекайнозойское время и ее связь с глобальными климатами. — Океанология, 1983, т. 23, вып. 1, с. 112–119.
16. *Prell W.L.* Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of Hole 502B: Evidence for two modes of isotopic variability. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1982, vol. 68, p. 455–466.
17. *Bandy O.L., Casey R.E., Wright R.C.* Late Neogene planktonic zonation, megnetic reversals, and radiometric dates, Antarctic to the Tropics. — Antarct. Res. Ser., 1971, vol. 15, p. 1–26.
18. *Emiliani C., Shackleton N.* The Brunhes epoch: Isotopic paleontemperatures and geochronology. — Science, 1974, vol. 183, p. 511–514.
19. *Briskin M.' Berggren W.A.* Pleistocene stratigraphy of tropical North Atlantic core V16–205. — In: Late Neogene epoch boundaries. N.Y., 1975, p. 167–198.
20. *Feyling-Hanssen R.W.* Foraminiferal zonation of a boring in Quaternary deposits of the northern North sea. — Bull. Geol. Soc. Denm., 1982, vol. 31, p. 29–47.
21. *Peterson L.C., Lohman G.P.* Major change in Atlantic deep and bottom waters 700,000 years ago: Benthonic foraminiferal evidence from the south Atlantic. — Quatern. Res., 1982, vol. 17, N 1, p. 26–38.
22. *Ruddiman W.F., McIntyre A.* Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600000 years. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1976, vol. 145, p. 111–146.
23. *Gardner J., Hays J.B.* Responces of sea-surface temperature and circulation to global climatic change during the past 200 000 years in the eastern Equatorial Atlantic ocean. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1976, vol. 145, p. 221–246.
24. *Ruddiman W.F., McIntyre A.* Late Quaternary surface kinematics and climatic change in the

high-latitude north Atlantic. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 27, p. 3877–3887.
25. *Величко А.А., Гричук В.П., Гуртовая Е.Е., Зеликсон Э.М., Борисова О.К.* Палеоклиматические реконструкции для оптимума микулинского межледниковья на территории Европы. — Изв. АН СССР. Сер. 5, География, 1982, № 1, с. 15–27.
26. *Величко А.А., Бараш М.С., Гричук В.П., Гуртовая Е.Е., Зеликсон Э.М.* Реконструкция климата оптимума последнего, микулинского, межледниковья для северного полушария. — В кн.: XI конгресс ИНКВА: Тез. докл. М.: ВИНИТИ, 1982, т. III, с. 73–74.
27. *Mesolella K.J., Matthews R.K., Broecker W.S., Thurber D.L.* The astronomical theory of climatic changes: Barbados data. — J. Geol., 1969, vol. 77, N 7, p. 250–274.
28. *Mercer J.H.* Antarctic ice and interglacial high sea levels. — Science, 1970, vol. 168, p. 1606.
29. *Bloom A.L., Broecker W.S., Chappel J.M.A.* et al. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New $^{230}Th/^{234}U$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. — Quatern. Res., 1974, vol. 4, p. 185–205.
30. *Kellogg Th.B.* Paleoclimatology and paleooceanography of the Norwegian and Greenland seas: Glacial — interglacial contrasts. — Boreas, 1980, vol. 2, N 2, p. 115–137.
31. *Duplessy J.C., Chenouard L., Vila F.* Weyl's theory of glaciation supported by isotopic study of Norwegian core K–11. — Science, 1975, vol. 188, p. 1208–1209.
32. *Бараш М.С., Оськина Н.С.* Палеотемпературы Атлантического океана 18 000 и 40 000 лет назад (по планктонным фораминиферам). — Океанология, 1979, т. 19, вып. 1, с. 93–101.
33. **Climap** Project members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. — Geol. Soc. Amer. Map and Chart Ser., 1981, MC-36.
34. *Streeter S.S., Shackleton N.J.* Paleocirculation of the deep north Atlantic: A 150 000 years record of benthic foraminifera and δO^{18}. — Science, 1979, vol. 203, N 4376, p. 168–171.
35. *Balsam W.* Late Quaternary sedimentation in the western north Atlantic: stratigraphy and paleoceanography. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1981, vol. 35, N 2/4, p. 215–240.
36. *Lohman G.P.* Increased and decreased production of Altantic deep water during ice ages: Benthonic foraminiferal evidence from the Vema channel. — Eos, 1977, vol. 58, N 6, p.416.
37. *Kennett J.P., Shackleton N.J.* Lautentide ice sheet meltwater recorded in Gulf of Mexico deep-sea cores. — Science, 1975, vol. 188, p. 147–150.
38. *Ruddiman W.F., McIntyre A.* The north Atlantic ocean during the last deglaciation. — Palaeogeogr.,Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1981, vol.35, p. 145–214.
39. *Duplessy J.C., Delibrias G., Turon J.L.* et al. Deglacial warming of the northeastern Atlantic ocean: Correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1981, vol. 35, N 2/4, p. 121–144.
40. *Лисицын А.П.* Зональность природной среды и осадкообразование в океанах. — В кн.: Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981, с. 5–44.
41. *Бараш М.С.* Миграция климатических поясов Атлантического океана в верхнечетвертичное время. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 5, с. 1158–1160.
42. *Бараш М.С.* Климатическая зональность Атлантического океана в четвертичное время (по планктонным фораминиферам). — В кн.: Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981, с. 126–139.
43. *Bolli H.M., Premoli Silva I.* Oligocene to recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean sea. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 15, p. 475–498.
44. *Монин А.С.* Введение в теорию климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1982.
45. *Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J.* Veriations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. — Science, 1976, vol. 194, N 4270, p. 1121–1132.
46. *Ruddiman W.F., McIntyre A.* Oceanic mechanisms for amplification of the 23 000-year ice-volume cycle. — Science, 1981, vol. 212, N 4495, p. 617–627.

УДК 551.8 (265) :551.791

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ТИХОГО ОКЕАНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

В.И. НИКОЛАЕВ

Институт географии АН СССР, Москва, СССР

Н.С. БЛЮМ

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова Москва, СССР

С.А. САФАРОВА

Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, Москва, СССР

Одна из основных проблем палеоокеанологии – восстановление природной среды океанов геологического прошлого, установление закономерностей эволюции океанского осадочного процесса во времени. Современные представления об океанской седиментации указывают на то, что одним из главных факторов, контролирующих закономерности формирования и пространственного распределения океанских осадков, является климат. Изучение истории климата, особенно его количественных характеристик, имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение: знание эволюции климата Земли, особенно в плейстоцене, необходимо при разработке прогнозов климата будущего.

Для плейстоцена характерны относительно быстрые и значительные по амплитуде циклические изменения климата, закономерная смена ледниковых и межледниковых эпох. Целью настоящих исследований являлось, во-первых, комплексное изучение колонок глубоководных осадков для выделения климатических циклов плейстоцена и оценка их абсолютного возраста, во-вторых, реконструкция палеогеографических условий бассейна Тихого океана для экстремальных фаз некоторых климатических циклов.

КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ТИХОГО ОКЕАНА

Несмотря на то, что к настоящему времени накоплена большая и разнообразная информация о ритмичности климата плейстоцена, остаются неясными многие вопросы периодизации и хронологии климатических событий этого времени. Так, по данным детальных изотопно-кислородных исследований глубоководных океанских осадков, за последние 900 тыс. лет выделяются 22–23 теплые и холодные стадии, причем, за исключением 3-й и 14-й, они имеют приблизительно одинаковую продолжительность и интенсивность [1]. За это же время, по данным микропалеонтологии, выделяется значительно меньшее количество похолоданий, из них наиболее крупных – 3 [2]. По классическим представлениям в плейстоцене было от 4 до 6 оледенений Альп и т.д. Такое разнообразие мнений обусловлено трудностями определения таксономического ранга тех или иных климатических событий.

Для исследования климатических изменений плейстоцена в настоящей работе использовалось изучение соотношения изотопов кислорода $CaCO_3$ в скелетных остатках планктонных фораминифер и анализ их видового состава в тех же самых пробах глубоководных осадков (рис. 1). Надежная статистическая связь между результатами изотопно-кислородного и микропалеонтологического методов (коэффициент значимости связи около 0,05) подтверждает целесообразность их комплексного использования [3]. Совместное использование этих двух независимых методов позволяет проводить взаимный контроль получаемых данных и, таким образом, избежать многих затруднений при их интерпретации.

В соответствии с уравнением [1] Эпштейна, Майеды [4] климатические изменения воздействуют на изотопный состав кислорода карбоната кальция раковин планктонных фораминифер ($\sigma^{18}O_к$) двояко, во-первых, через вариации термического режима водоема (T), во-вторых, через колебания водного фона (A):

$$T = 16{,}5 - 4{,}3\ (\delta^{18}O_k - A) + 0{,}14\ (\sigma^{18}O_k - A)^2. \qquad (1)$$

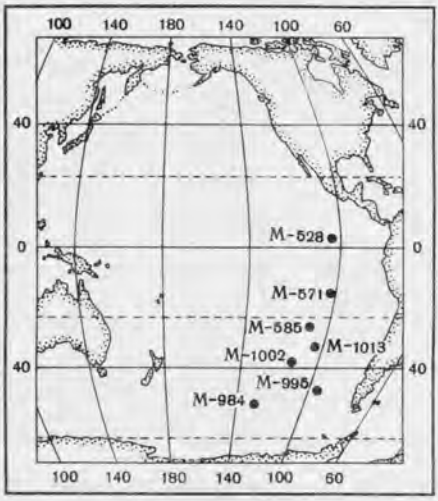


Рис. 1. Положение колонок, станции НИС "Дмитрий Менделеев"

Колебания водного фона обусловлены как изменениями объемов оледенения, так и вариациями условий фазовых переходов воды поверхности океана. Известно, что изменения температуры поверхности Земли и объемов оледенения воздействуют на вариации значений $\delta^{18}O_к$ во времени однонаправленно. Эти колебания в геологическом масштабе времени происходят практически синхронно, взаимный сдвиг их фаз за последние 150 тыс. лет составлял всего 5–6 тыс. лет [5]. Сдвиг соотношения процессов испарения и конденсации на поверхности океана в сторону аридизации ведет к утяжелению изотопного состава воды, т.е. к "фиктивному" похолоданию, фиксируемому по изотопно-кислородным данным, а сдвиг в противоположную сторону – к "фиктивному" потеплению. Причем, очевидно, что изменения процессов фазового перехода воды на поверхности океана связаны с вариациями термического режима Тихого океана в плейстоцене далеко неоднозначно: в эпохи похолоданий в одних регионах бассейна Тихого океана было холоднее и влажнее, а в других холоднее и суше, а это затрудняет палеотемпературную интерпретацию результатов изотопного анализа. В отличие от большинства исследователей, применяющих при изотопно-кислородных исследованиях отдельные, как, правило, поверхностные виды планктонных фораминифер (например, Globigerinoides ruber, G. sacculifer), авторы использовали для анализа весь их комплекс. Интенсивность процессов испарения и конденсации воды на поверхности океана в значительно меньшей степени сказывается на колебаниях значений $\delta^{18}O_к$ раковин всего комплекса фораминифер, чем на изменениях изотопного состава кислорода $CaCO_3$ поверхностных видов [6]. Поэтому использование для палеотемпературных (качественных и количественных) реконструкций изотопно-кислородных данных по $CaCO_3$ раковин комплекса планктонных фораминифер позволяет заметно повысить достоверность палеотемпературных определений. Подводя итоги, можно заметить, что изотопно-кислородные данные по комплексу фораминифер могут быть надежным палеоклиматическим индикатором.

Таким же надежным индикатором климата является состав комплексов микрофауны. Количественное изучение танатоценозов планктонных фораминифер и их сравнение с современными сообществами позволяет определять температуры поверхностных вод с точностью до 1–2°С [7].

На рис. 2 приведены полученные авторами результаты изотопно-кислородных и микропалеонтологических исследований нескольких колонок плейстоценовых осадков Тихого океана. Сходство фораминиферовых и изотопно-кислородных кривых не всегда достаточно наглядно. На них выделяется много мелких, часто не совпадающих по направленности и выраженности пиков, которые затушевывают крупные этапы потеплений и похолоданий. Для достоверной корреляции кривых и для выделения климатических этапов первого порядка авторами использовался метод алгоритмической обработки данных на основе представлений теории передачи информации по методике Девдариани [3]. Информация о геологическом прошлом закодирована в виде разнообразных сигналов: состав видов планктонных фораминифер, содержания тяжелого и легкого изотопа кислорода в $CaCO_3$, литологическая и геохимическая характеристика осадков и т.п. При "передаче сигналов из прошлого" возникают "помехи", так как каждый из них несет в себе информацию не только о колебаниях температуры, но и о вариациях других параметров среды, изменениях условий захоронения, постседиментационных воздействиях на осадок и пр. При суммировании сигналов, более или менее однозначно свидетельствующих о вариациях параметров климата, происходит ослабление помех и усиление полезного сигнала, и, таким образом, существенно повышается

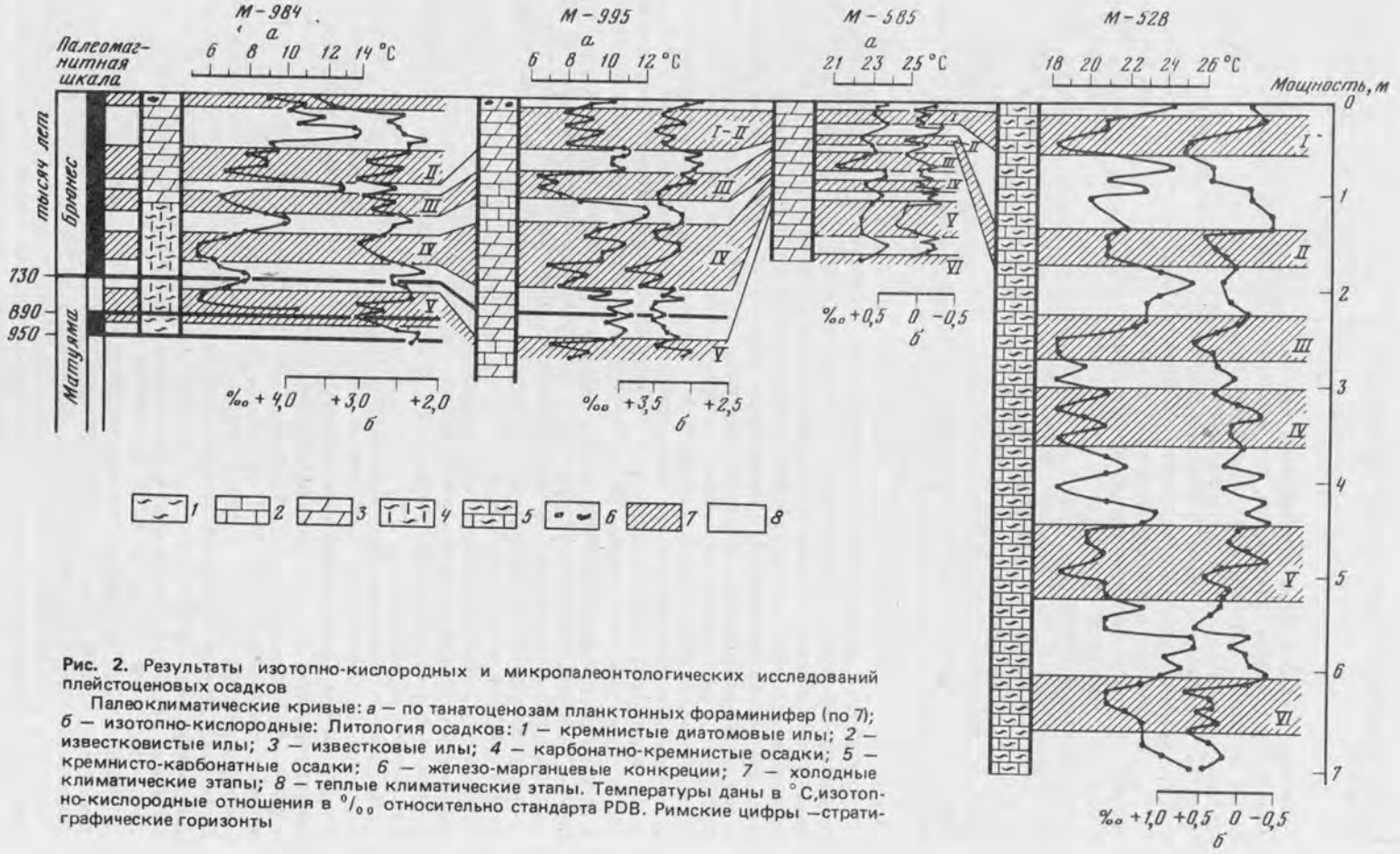


Рис. 2. Результаты изотопно-кислородных и микропалеонтологических исследований плейстоценовых осадков

Палеоклиматические кривые: *а* — по танатоценозам планктонных фораминифер (по 7); *б* — изотопно-кислородные: Литология осадков: *1* — кремнистые диатомовые илы; *2* — известковистые илы; *3* — известковые илы; *4* — карбонатно-кремнистые осадки; *5* — кремнисто-карбонатные осадки; *6* — железо-марганцевые конкреции; *7* — холодные климатические этапы; *8* — теплые климатические этапы. Температуры даны в °С, изотопно-кислородные отношения в ‰ относительно стандарта PDB. Римские цифры — стратиграфические горизонты

Таблица 1

Возраст холодных эпох плейстоцена (тыс. лет)

Эпоха похолоданий	Тихий океан	Мировой океан			Суша (северное полушарие)	
	Данные по настоящей работе	[2]	[10]	[9]	[11]	[12]
I	10–80	10–70	11–80	10–95	10–70	10–90
II	175–260	Около 150	170–220	130–240	150–210	120–280
III	330–420					380–420
		400–600	340–610	370–500	350–575	
IV	540–660					560–700
V	740–850		670–?	800–900	750–900	800–950
VI	Древнее 960	После 900			1000–1150	1000–1100

достоверность выявления климатических изменений. Для изученных колонок осадков были просуммированы нормированные модули приращения микропалеонтологического и изотопно-кислородного сигналов и получены графики приращения климатического (температурного) сигнала (рис. 3). Анализ таких графиков по методике Девдариани [3] позволил провести климатостратиграфическое расчленение плейстоценовых осадков.

Корреляция и интерпретация палеоклиматических кривых требуют особой осторожности, так как существует опасность сопоставления разновозрастных пиков. На географическом факультете Московского государственного университета и в Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР были проведены комплексные геохронологические исследования (радиоуглеродные, ониевые, палеомагнитные и биостратиграфические), которые позволили получить 29 оценок абсолютного возраста горизонтов плейстоценовых осадков в 7 изученных колонках. На основе этих датировок проведена корреляция выделенных климатических событий (рис. 2) и сделана оценка их абсолютного возраста. Сравнение этих данных с результатами аналогичных исследований плейстоценовых осадков Индийского океана [8] позволило выделить 6 крупных (первого порядка) этапов похолодания Земли за последний 1 млн лет: древнее 960, от 850 до 740, от 660 до 540, от 420 до 330, от 260 до 170–180 и от 80 до 10 тыс. лет назад (табл.1) и построить обобщенную климатическую кривую для этого времени (рис. 4).

Сравним эти результаты с имеющимися в литературе данными. Многочисленные микропалеонтологические исследования глубоководных океанических осадков свидетельствуют о наиболее холодных этапах в океане 400–600, около 150 и 10–70 тыс. лет назад [2]. К настоящему времени, по данным изучения континентальных отложений, достаточно хорошо известна хронология последнего оледенения (75–10 тыс. лет назад). Для более древних оледенений достаточно надежные реперы дает палеомагнитный метод. Это – эпизод обратной намагниченности 275±25 тыс. лет назад, прослеженный в отложениях под днепровской мореной (рисс); эпизод 375±25 тыс. лет назад – граница окского оледенения и лихвинского межледниковья (миндель/миндель–рисс); конец эпизода Харамильо (около 900 тыс. лет назад) – начало морозовского времени (гюнц) и граница Брюнес/Матуяма – платовский горизонт (гюнц–миндель). Возраст остальных климатических рубежей плейстоцена обычно получают путем интерполяции указанных датировок, и поэтому их оценка во многом субъективна [9]. В табл. 1 в качестве примера приведено несколько геохронологических шкал плейстоцена.

Таким образом, имеющиеся к настоящему времени многочисленные геохронологические данные подтверждают или по крайней мере не противоречат полученным нами оценкам возраста климатических событий плейстоцена.

На обобщенной палеоклиматической кривой (рис. 4) выявляется направленное "ухудшение" климатических условий плейстоцена южного полушария в интервале от 1000 до 330 тыс. лет назад: каждый последующий холодный пик имел бóльшую, а теплый – меньшую интенсивность. После рубежа 330 тыс. лет назад, отделяющего время максимального похолодания, климат начал улучшаться, сокращались объемы оледенений.

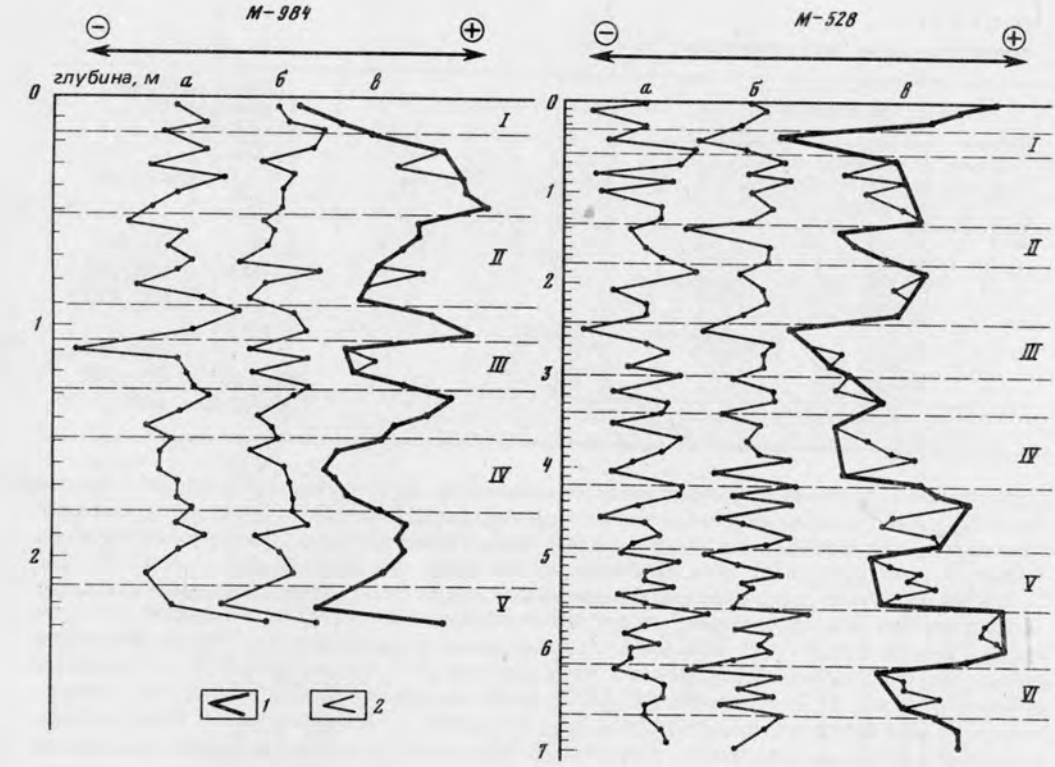


Рис. 3. Климатостратиграфическое расчленение колонок осадков по методу накопления сигналов (3)

а — кривые нормированных модулей приращения микропалеонтологического сигнала; *б* — то же для изотопно-кислородного сигнала; *в* — суммарные кривые приращения палеоклиматического сигнала. Климатические флуктуации: *1* — первого порядка; *2* — второго и третьего порядков. Римские цифры — стратиграфические горизонты

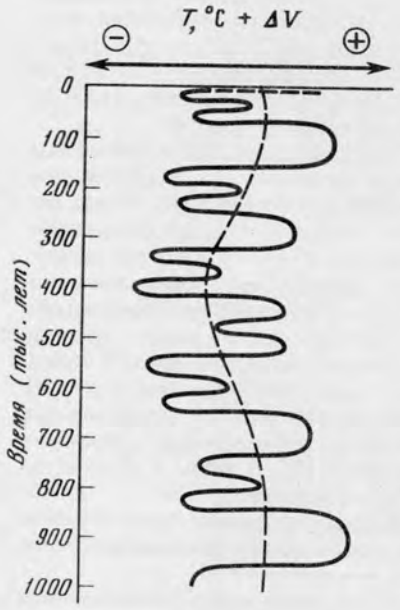


Рис. 4. Обобщенная климатическая кривая за последний миллион лет, составлена по данным изучения колонок плейстоценовых осадков Тихого и Индийского океанов

$T°C + \Delta V$ — суммарный климатический сигнал, убывает (—) при уменьшении температуры и при увеличении объемов льда, возрастает (+) при увеличении температуры и уменьшении объемов льда

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ БАССЕЙНА ТИХОГО ОКЕАНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Как уже говорилось выше, изучение изменений видового состава танатоценозов планктонных фораминифер по колонкам глубоководных осадков позволяет оценивать колебания плейстоценовых температур поверхностной воды (0–10 м) океанов [7]. Изотопный состав кислорода $CaCO_3$ раковин комплекса планктонных фораминифер отражает температурные условия средней глубины, на которой эти организмы наращивают свои раковины. Эта глубина по изотопным данным равна приблизительно 200 м [10, 11]. Принимая гипотезу о малых изменениях водного фона (А) в плейстоцене [12], мы можем по уравнению (1), введя соответствующие поправки на межледниковья и оледенения, рассчитать палеотемпературы (Т) вод на глубине 200 м, используя величину δ^{18} О раковин комплекса фораминифер ($\sigma^{18} O_k$). Таким образом, совместное использование микропалеонтологического и изотопно-кислородного методов определения температур позволяет перейти к реконструкциям термической структуры поверхностных вод океанов в недавнем геологическом прошлом. Авторы осуществили подобные реконструкции для плейстоцена юго-восточной части Тихого океана и рассчитали величину вертикальных и горизонтальных градиентов температуры в слое 0–200 м (табл. 2). На рис. 5 представлена вертикальная термическая структура слоя 0–200 м в экстремальные фазы холодного (260–180 тыс. лет назад) и теплого (180–80 тыс. лет назад) этапов. Аналогичные разрезы водной толщи составлены авторами для всех выделенных климатических этапов за последние 400 тысяч лет, а также для времени 740–660 тыс. лет назад.

В холодные эпохи между умеренной и тропической, а также между тропической и экваториальной зонами усиливались термические градиенты (табл. 2). Этот рост междуширотных градиентов во время похолоданий должен был усиливать циркуляцию вод, что и подтверждается многочисленными палеоокеанологическими данными об усилении экваториальных и прибрежных апвеллингов и адвекции течениями холодных вод в относительно низкие широты. Проведенные исследования показали, что наиболее интенсивные изменения температур поверхностных вод на юго-востоке Тихого океана в позднем плейстоцене (до 7–9°С) отмечены для района ст. М-984 (рис. 1), где в это время происходили миграции полярного гидрологического фронта, перемещавшегося, по микропалеонтологическим данным, в пределах полосы 5–8° ш. Почти столь же большие колебания температур происходили в приэкваториальных широтах (рис. 1, ст. М-528), где их амплитуда, обусловленная усилением дивергенции в холодные этапы, достигала 6–7°С. Несколько меньшей была амплитуда колебаний плейстоценовых температур в умеренной зоне (в среднем 5–6°С). Минимальные изменения температур были в тропической зоне (в пределах 0–2°С).

Таблица 2

Вертикальные и горизонтальные термические градиенты поверхностных водных масс юго-восточной части Тихого океана в теплые (Т) и холодные (Х) эпохи позднего плейстоцена по данным изучения колонок глубоководных осадков (рис. 1)

Возраст, тыс. лет назад	Характеристика	Вертикальный термический градиент (°С/м) в различных природных зонах			Градиент температур (°С) между умеренной (У), тропической (Т) и экваториальной (Э) зонами	
		Умеренная	Тропическая	Экваториальная	Т – У	Т – Э
0–10	Т	0,020	0,040	0,064	14	0–1
10–80	Х	0,013–0,031	0,037	0,034	15	5
80–175	Т	0,027–0,036	0,039	0,079	13	0–1
175–260	Х	–0,003–0,028	0,039	0,041	15–16	2–3
260–330	Т	0,023–0,037	0,039	0,084	12	–(1–2)
330–420	Х	0,005	0,038	0,030	17	5

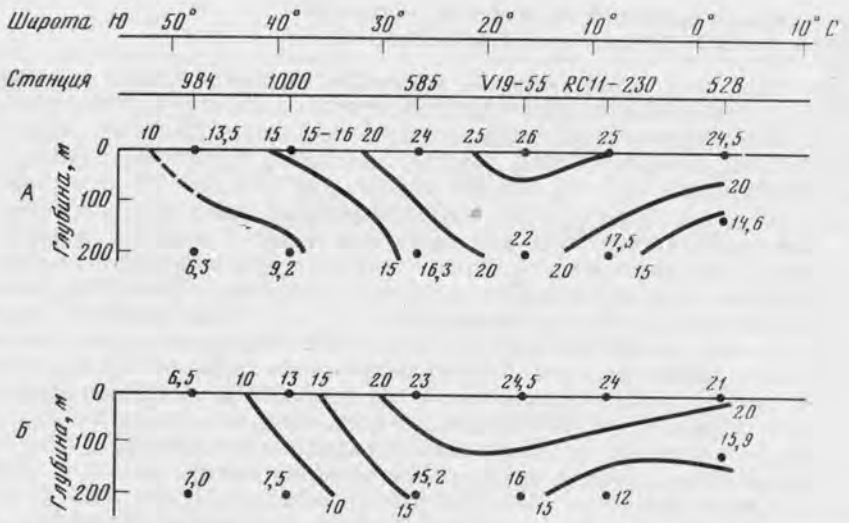


Рис. 5. Термическая структура поверхностных вод в юго-восточной части Тихого океана в экстремальные фазы теплого (А — 175—80 тыс. лет назад) и холодного (Б — 260—175 тыс. лет назад) этапов. При составлении разрезов использованы данные Б. Луза (20) и К. Гейтценауэра и др. (21) для ст. V19-55 и RCII-230

Термическая структура поверхностных водных масс за последние 400 тыс. лет изменялась следующим образом (табл. 2). В холодные этапы в современной умеренной зоне вертикальные термические градиенты уменьшались, что характерно в настоящее время для менее прогретых высокоширотных вод. В тропической зоне (рис. 1, ст. М-585) заметных изменений термической структуры поверхностных водных масс не происходило. В приэкваториальных районах (рис. 1, ст. М-528) вертикальные градиенты увеличивались в теплые эпохи и уменьшались в холодные. Температура вод, поднимавшихся в зоне дивергенции, за последние 400 тыс. лет изменялась относительно мало (в пределах 2—3°С), следовательно, причиной более значительного охлаждения самого верхнего слоя воды (см. выше) являлось увеличение объема поднимавшихся глубинных холодных вод. Этот вывод подтверждается данными о повышенной продуктивности экваториальных вод Тихого океана в холодные эпохи [13].

Для изучения палеогеографии бассейна Тихого океана были выбраны две экстремальные фазы последнего климатического цикла: оптимум межледниковья (стадия Барбадос III, изотопно-кислородная стадия 5е) — 125 тыс. лет назад и максимум оледенения — 18 тыс. лет назад (для различных регионов Земли его возраст оценивается от 14 до 22 тыс. лет назад). Для этих временных срезов были собраны все известные авторам определения палеотемператур поверхностных вод по колонкам глубоководных осадков и спорово-пыльцевые данные по континентальным отложениям окружающей Тихий океан суши, имеющие надежные оценки возраста. На палеогеографических схемах для временных срезов 125 и 18 тыс. лет назад (рис. 6, 7) нанесены среднегодовые температуры поверхностных вод Тихого океана по данным изучения раковин планктонных фораминифер[1], диатомей, кокколитофорид, радиолярий и т.п. На обрамляющей суше реконструированы характерные для данного времени типы растительности. На врезках показаны отличия термических полей 125 и 18 тыс. лет назад от современного поля температур поверхностных вод Тихого океана.

При выделении природных зон в океане широко используется термический фактор [14, 7]. Поэтому, имея данные о температурах океанских вод 125 и 18 тыс. лет назад (рис. 6, 7), мы можем оценить изменения положения климатических поясов в позднем плейстоцене.

[1] В ряде случаев микропалеонтологические данные других авторов пересматривались нами по единой методике [7, 15] и в соответствии с этим рассчитывались температуры.

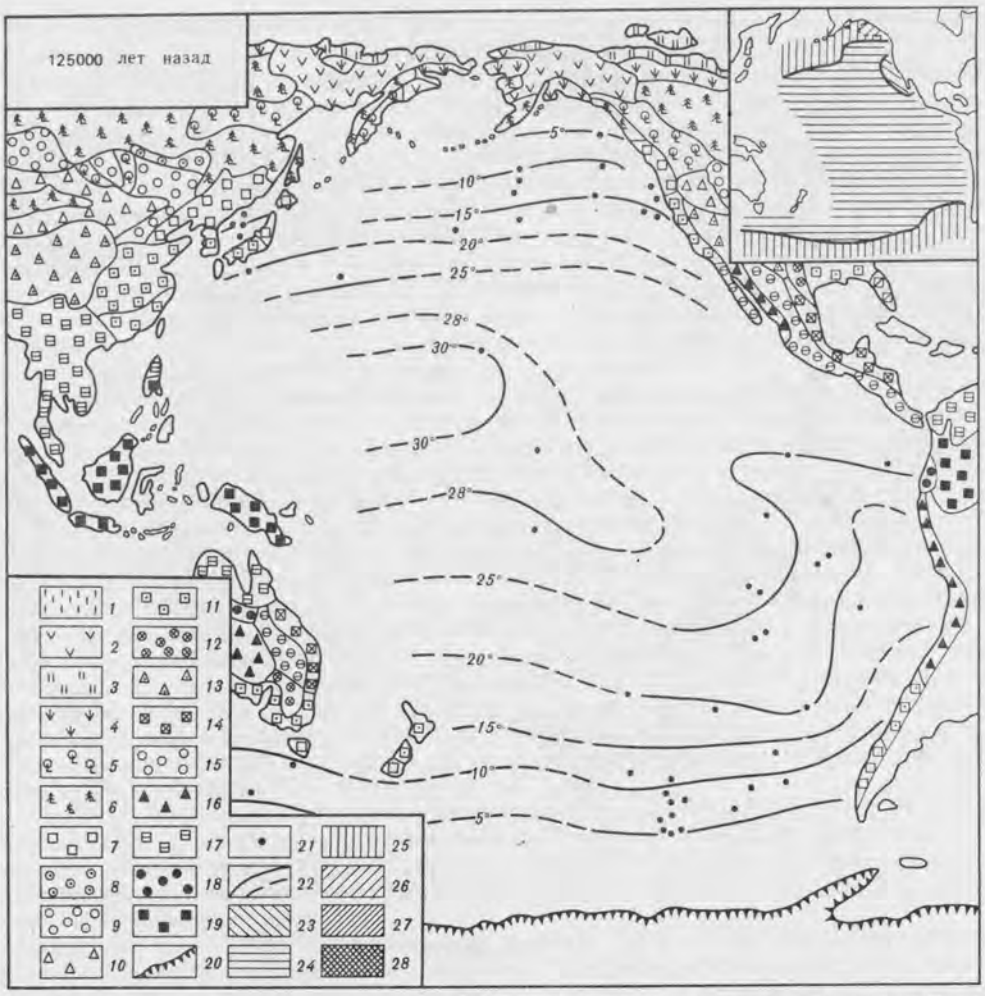


Рис. 6. Температура поверхностных вод и растительность континентального обрамления Тихого океана 125 тысяч лет назад

Ботанико-географические зоны: *1* — тундра с разреженной растительностью; *2* — тундра горная; *3* — тундра с болотной растительностью; *4* — лесотундра; *5* — редколесье умеренного пояса; *6* — хвойная тайга; *7* — широколиственные леса; *8* — лесостепь; *9* — степь умеренного пояса; *10* — пустыни и полупустыни умеренного пояса; *11* — субтропические леса; *12* — субтропические прерии и лесостепи; *13* — субтропические пустыни; *14* — тропические леса; *15* — тропические саванны и редколесья; *16* — тропические пустыни; *17* — субэкваториальные леса; *18* — субэкваториальные саванны и редколесья; *19* — экваториальные леса. Границы льдов: *20* — границы материковых и горных ледников. Палеотемпературы поверхностных вод: *21* — станции, на которых оценивались палеотемпературы вод; *22* — палеоизотермы

На врезке — отличия современных температур поверхностных вод от температур 125 тысяч лет назад: *23* — теплее на 2–4°С; *24* — теплее на 0–2°С; *25* — холоднее на 0–2°С; *26* — холоднее на 2–4°С; *27* — холоднее на 4–6°С; *28* — холоднее, более, чем на 6°С

Анализ термических полей (рис. 6, 7) показывает следующие смещения границ физико-географических зон бассейна Тихого океана во время позднеплейстоценового ледниково-межледникового цикла. Во время межледниковья (125 тыс. лет назад) схема зональности в целом была довольно близка к современной. Южная граница субарктического пояса (Т = 8–10°С) проходила несколько севернее 50° с.ш. Южная граница умеренного пояса (Т = 13–15°С) находилась примерно на 40–45° с.ш. Экваториальный пояс (Т = 25–30°С) занимал положение на западе от 20–25° с.ш. по крайней мере, до 10° ю.ш., постепенно суживаясь к востоку. С запада на восток среднегодовые значения

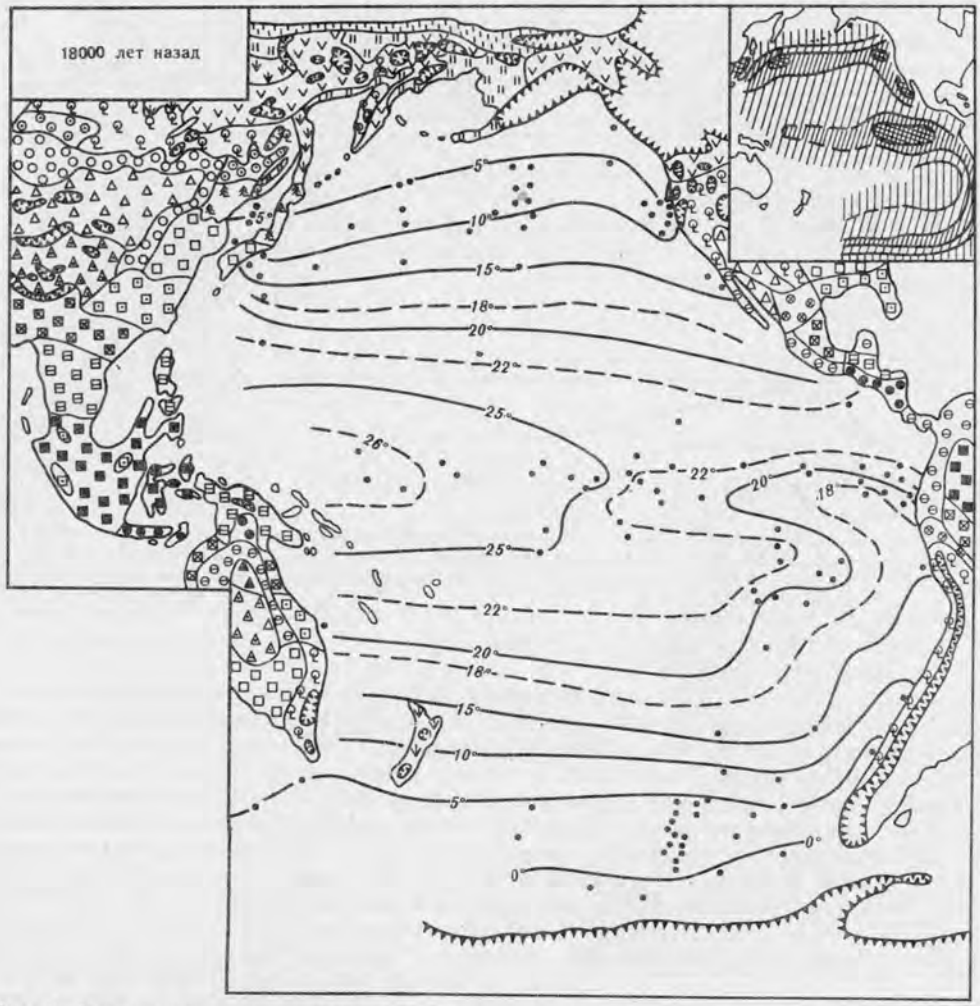


Рис. 7. Температура поверхностных вод и растительность континентального обрамления Тихого океана 18 тысяч лет назад

На врезке — отличие современных температур поверхностных вод от температуры 18 тыс. лет назад. Условные обозначения см. рис. 6

температур поверхностных вод понижались от 29–30°С до 25–26°С. Пространство между умеренными и экваториальными водами занимали воды аридных зон (тропические и субтропические) с температурой от 13–15 до 23–25°С. Северная граница южного умеренного пояса находилась на 40–45° ю.ш. в центральной части океана и примерно на 35–40° ю.ш. у побережья Южной Америки. Субантарктический пояс лежал южнее 50–53° ю.ш. в центре океана и 45–50° ю.ш. на востоке.

В период оледенения (18 тыс. лет назад) происходил сдвиг всех поясов к экватору. Субарктический пояс достигал 40° с.ш., северный умеренный пояс — 30–35° с.ш. В экваториальном поясе температуры выше 26°С сохранялись лишь на западе океана, и воды с такими температурами распространялись на восток до 180° долготы. Южная умеренная зона занимала положение приблизительно от 40 до 45° ю.ш. в центральной ·и от 25 до 40° ю.ш. в восточной частях океана. Далее к югу располагалась субантарктическая зона.

Анализ отличия полей плейстоценовых температур поверхностных вод Тихого океана

от его современного термического поля (врезки к рис. 6, 7) показывает, что в последнее межледниковье воды океана были в среднем теплее на 1,2°С, а 18 тыс. лет назад — холоднее на 3,4°С, чем в настоящее время. Поля амплитуд колебаний плейстоценовых температур поверхностных вод имеют мозаичное распределение. Максимумы амплитуд приурочены к положению современных гидрологических полярных фронтов, экваториальной дивергенции, Перуанского и Калифорнийского апвеллингов и обусловлены, как указано выше, плейстоценовыми миграциями фронтов и изменениями интенсивности апвеллингов. Эти выводы могут быть сопоставлены с результатами моделирования условий общей циркуляции вод и атмосферы во время последнего межледниковья и последнего оледенения [16, 17]. Модели свидетельствуют об усилении интенсивности циркуляции атмосферы, а значит, и вод океана 18 тыс. лет назад и об ее ослаблении 125 тыс. лет назад. Минимальная амплитуда плейстоценовых температур (0–3°С) отмечается в тропических областях, а также к северу от современной субарктической и к югу от антарктической конвергенций.

Анализ результатов многочисленных палеогеографических исследований (преимущественно палеоботанических), проведенных на окружающей Тихий океан суше, подтверждает данные о ритмичном изменении природы в плейстоцене. Амплитуда плейстоценовых температур на суше была существенно выше, чем в океане. Так, во время последнего ледникового максимума (18 тыс. лет назад) общее охлаждение суши составило в среднем 5–6°С (без учета районов древнего оледенения), а вод океана — около 3°С относительно современности. Палеотемпературы воздуха 125 тыс. лет назад были, по некоторым данным, выше современных на 2–4°С. По мере приближения к экватору амплитуда колебаний температуры над окружающей Тихий океан сушей уменьшалась.

Так же как и в океане, на суше границы географических поясов в ледниковое время смещались к экватору. Наибольшие изменения в положении ботанико-географических зон в позднем плейстоцене наблюдались на севере Азиатского и Северо-Американского материков (рис. 6, 7). Необходимо отметить, что, хотя колебания плейстоценовых температур в Юго-Восточной Азии были минимальными, изменения в расположении границ типов растительности здесь были также значительными из-за изменявшихся очертаний суши в этом регионе в позднем плейстоцене.

Так как пояса избыточного и недостаточного увлажнения чередуются на земной поверхности, то их перемещение приводило к тому, что в одних районах климат становился холоднее и влажнее, а в других — холоднее и суше. Это заключение подтверждается анализом распределения растительности на окружающей океан суше в различные этапы позднего плейстоцена.

Наиболее благоприятный баланс тепла и влаги 125 тыс. лет назад способствовал развитию более разнообразной по сравнению с другими эпохами плейстоцена преимущественно лесной флоры на большей части прибрежных и островных территорий данного региона.

Таким образом, проведенные исследования показали, что климат бассейна Тихого океана изменялся в плейстоцене ритмически (выделяется 6 эпох глобального похолодания за последний млн. лет. На примере последнего цикла межледниковье—оледенение показана эволюция физико-географической зональности этого региона в плейстоцене.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Van Donk T.* ^{18}O record of the Atlantic ocean for the entire Pleistocene epoch. — The Geological Society of America, Memior, 1976, N 145, p. 147–164.
2. *Berggren W.A., van Couvering J.A.* The Late Neogene. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1974, v. 16, N 1–2. 216 p.
3. *Деведариани А.С.* Реконструкция истории климата методами теории передачи информации по данным микропалеонтологических анализов. — Океанология, 1972, т. 12, вып. 2, с. 252–261.
4. *Epstein S., Mayeda T.* Variation in ^{18}O content of water from natural sources. — Geochimica et Cosmochimica Acta, 1953, v. 4, N 5, p. 213–224.
5. *Pisias N.G., Heath G.R., Moore T.C.* Lag times for oceanic responses to climatic change. — Nature, 1975, v. 256, N 5520, p. 716–717.
6. *Николаев С.Д., Николаев В.И.* Об изменениях изотопного состава кислорода воды Мирового океана в плейстоцене. — Океанология, 1982, т. 22, вып. 6, с. 984–990.
7. *Бараш М.С., Блюм Н.С.* Современные танатоценозы планктонных фораминифер Северной и Экваториальной Атлантики. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 1, с. 108–115.
8. *Николаев В.И., Богданов Ю.А., Блюм Н.С., Николаев С.Д., Кругликова С.Б.* О стратиграфическом расчленении плейстоценовых осадков океана. — В кн.: Морская микро-

палеонтология. Москва: Наука, 1982, с. 57–66.
9. *Nikiforova K.V., Krasnov L.I.* Stratigraphic scheme of Upper Pliocene and Qaternary deposits in European part of the USSR. – Project 73/1/24 Quaternary Glaciations in Northern Hemisphaere, Report N 3. Bellingham–Prague, 1976, p. 339–344.
10. *Марков К.К., Величко А.А.* Четвертичный период. Т. 3. М.: Недра, 1967. 440 с.
11. *Cooke H.B.S.* Pleistocene chronology long or short? – Quaternary Research, 1973, v. 3, N 2, p. 206–220.
12. *Зубаков В.А.* К столетию ледниковой теории – обзор ее современного состояния. – Изв. ВГО, 1977, т. 109, № 1, с. 11–20.
13. *Николаев В.И., Блюм Н.С., Николаев С.Д.* Средняя глубина обитания планктонных фораминифер по данным изотопно-кислородного анализа. – Океанология, 1979, т. 19, вып. 6, с. 1083–1086.
14. *Николаев В.И., Блюм Н.С., Стрижов В.П.,* и др. Средняя глубина обитания комплекса планктонных фораминифер в Атлантическом океане по изотопным данным. – В кн.: Теория и опыт экостратиграфии: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Таллин, 1982, с. 60–61 (Ин-т геологии АН ЭССР).
15. *Мухина В.В.* Диатомеи и силикофлагелляты в плейстоценовых отложениях экваториальной зоны Тихого океана. – В кн.: Тропическая зона Мирового океана и связанные с ней глобальные процессы. М.: Наука, 1973, с. 196–201.
16. *Богданов Д.Б.* Карты природных зон океана. – Океанология, 1961, т. 1, вып. 5, с. 941–944.
17. *Бараш М.С., Оськина Н.С.* Распределение в океанских осадках раковин Globigerina pachyderma (Ehr.) в зависимости от температуры воды. – В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 196–205.
18. *Блюм Н.С., Николаев В.И., Богданов Ю.А.* Палеоклимат Тихого океана 18 и 125 тыс. лет назад. – В кн.: XI конгресс ИНКВА, Москва, август 1982 г.: Тез. докл. М., 1982, т. 3, с. 52.
19. *Глаголев В.Н., Столовникова М.С.* Реконструкция некоторых полей гидрометеоэлементов в различные климатические эпохи плейстоцена. – В кн.: Исследование некоторых компонентов планетарной системы "ледники–океан–атмосфера". Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 71–76.
20. *Luz B.* Stratigraphic and paleoclimatic analysis of Late Pleistocene tropical southeast Pacific cores. – Quaternary Research, 1973, v. 3, N 1, p. 56–72.
21. *Geitzenauer K.R., Roche M.B., McIntyre A.* Modern coccolith assemblages: derivation and application to Late Pleistocene paleotemperature analysis. – Geological Society of America, Memior, 1976, v. 145, p. 423–448.

УДК 551.461.8:56 (119) : (267)

ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ И ЦИРКУЛЯЦИЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В.Х. ХАТСОН

Лаборатория Белл, Виппани, США

Посвящается памяти
Аллана В.Х. Бе

В Индийском океане выделяются три макроциркуляционных гидрологических режима. В течение позднего плейстоцена они по разному реагировали на изменения глобального климата. Реконструкции особенностей океанологических условий в прошлом возможны на основе анализа планктонных фораминифер из разрезов осадков глубоководных колонок Индийского океана. Для установления хроностратиграфических уровней, таких, как максимум последнего оледенения, около 18 тыс. лет назад, была использована изотопно-кислородная стратиграфия. Основанные на статистике переходные функции позволяют точно рассчитать поверхностные температуры по ископаемым комплексам. Для времени максимума оледенения этими методами установлено: (1) муссонный режим северной части Индийского океана был менее выраженным, чем в настоящее время; (2) область распространения центральной водной массы была относительно стабильной, (3) южная циркумполярная область претерпела сильные изменения температуры и циркуляции.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья – обзор современных работ по палеоокеанологии Индийского океана в позднем плейстоцене. Статья содержит следующие разделы (см. рис. 1).

1. Океанологические данные (включает основные гидрологические режимы).

2. Распределение современных планктонных фораминифер в воде (как их распределение отражает океанические режимы).

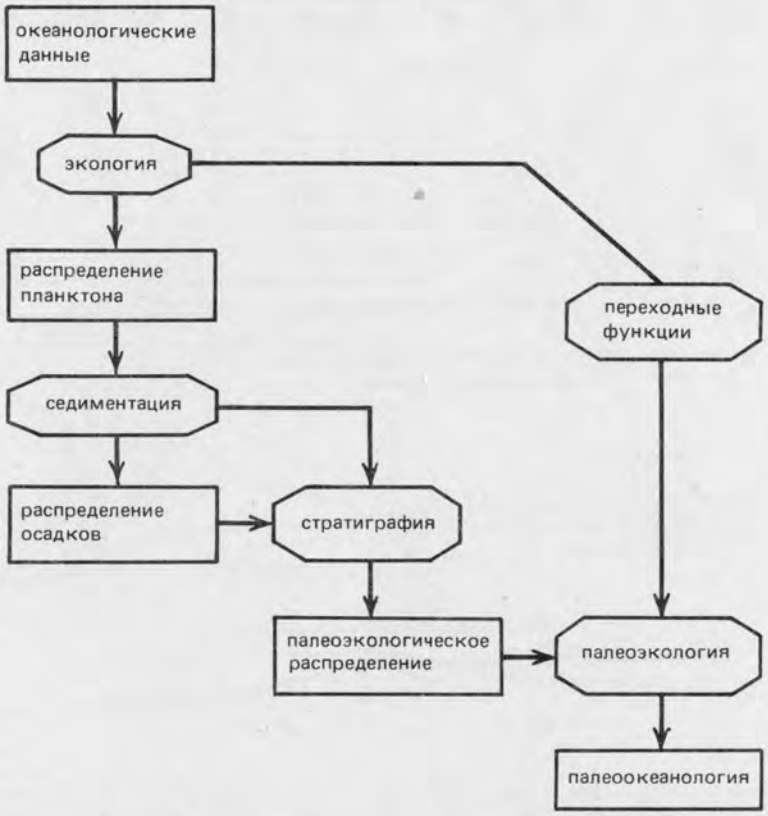


Рис. 1. Формирование предмета палеоокеанологии

3. Распределение планктонных фораминифер в осадках (как их распределение в современных осадках отражает прижизненные соотношения).

4. Стратиграфическая основа (стратиграфическое расчленение осадков для установления хроностратиграфических уровней).

5. Максимум последнего оледенения, 18 тыс. лет назад (распределение планктонных фораминифер в осадках максимума последнего оледенеиия и его отличие от современного распределения).

6. Палеоэкологические переходные функции (как относительное обилие фораминифер может быть количественно связано с факторами среды в целях палеоокеанологических реконструкций).

7. Реконструкция ледниковой эпохи, 18 тыс. лет назад (интерпретация указанного распределения фораминифер в осадках с точки зрения изменений поверхностных температур и океанической циркуляции).

I. ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В Индийском океане выделяются три обширные области, различающиеся по поверхностной термической структуре и циркуляции (см. рис. 2).

1. *Северная муссонная область.* Северная часть Индийского океана характеризуется большими сезонными изменениями в циркуляции, связанными с переменным муссонным климатом Индийского субконтинента. Во время юго-западного муссона (с июня по август) ветры обуславливают циркуляцию по часовой стрелке, увеличение количества осадков над Индией и следующие за этим изменения в поверхностной солености,

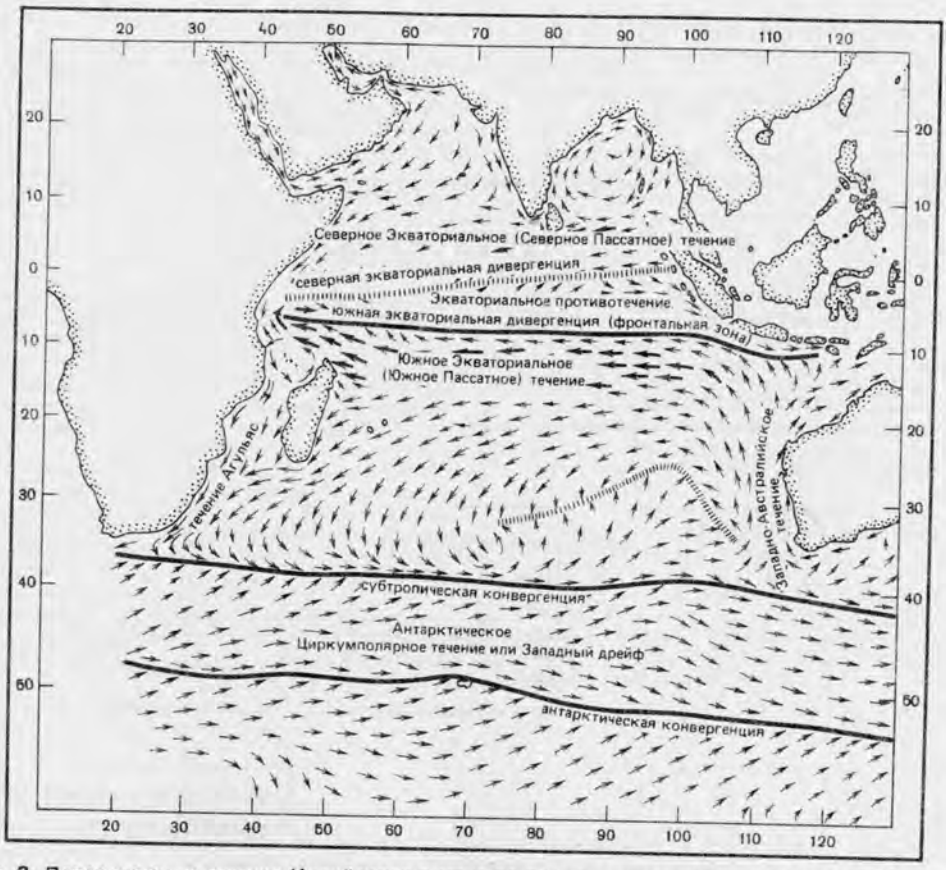


Рис. 2. Поверхностные течения Индийского океана во время северо-восточного муссона (декабрь–февраль) и основные гидрологические границы. Основные водные массы, соответствующие фаунистическим провинциям планктонных фораминифер (1)

особенно в Бенгальском заливе. Муссон вызывает сильный апвеллинг у побережий Сомали и Аравии. Наиболее контрастной является ситуация во время северо-восточного муссона (с сентября по май), когда это распределение меняется на противоположное: ветры и поверхностные течения меняют направление, апвеллинг прекращается.

2. *Центральный круговорот.* Центральная часть Индийского океана занята обширным постоянным антициклоническим круговоротом по часовой стрелке между Африкой и Австралией. В этой области широкие поверхностные течения окружают ядро с высокой соленостью: Южное экваториальное (Южное пассатное) течение, Мозамбикское, Агульясс, Западный дрейф (Антарктическое циркумполярное течение) и Западно-Австралийское течение. В противоположность северной части океана эта область характеризуется относительной сезонной стабильностью циркуляции.

3. *Южная область.* Область к югу от Южной Африки и Австралии занята широким циркумполярным течением. Северной границей этой области является субтропическая конвергенция (СТК) — место слияния поверхностных течений у южной оконечности Африки и Австралии. Поверхностные температуры быстро понижаются в южном направлении от СТК к Антарктиде. Кроме того, эта циркумполярная термическая система сдвигается к северу или югу в зависимости от сезона, достигая крайнего южного положения в январе (летом южного полушария) и крайнего северного положения в июле (зимой южного полушария). Как будет показано ниже, эти три обширные области совершенно по разному реагировали на глобальные климатические изменения в течение последнего оледенения.

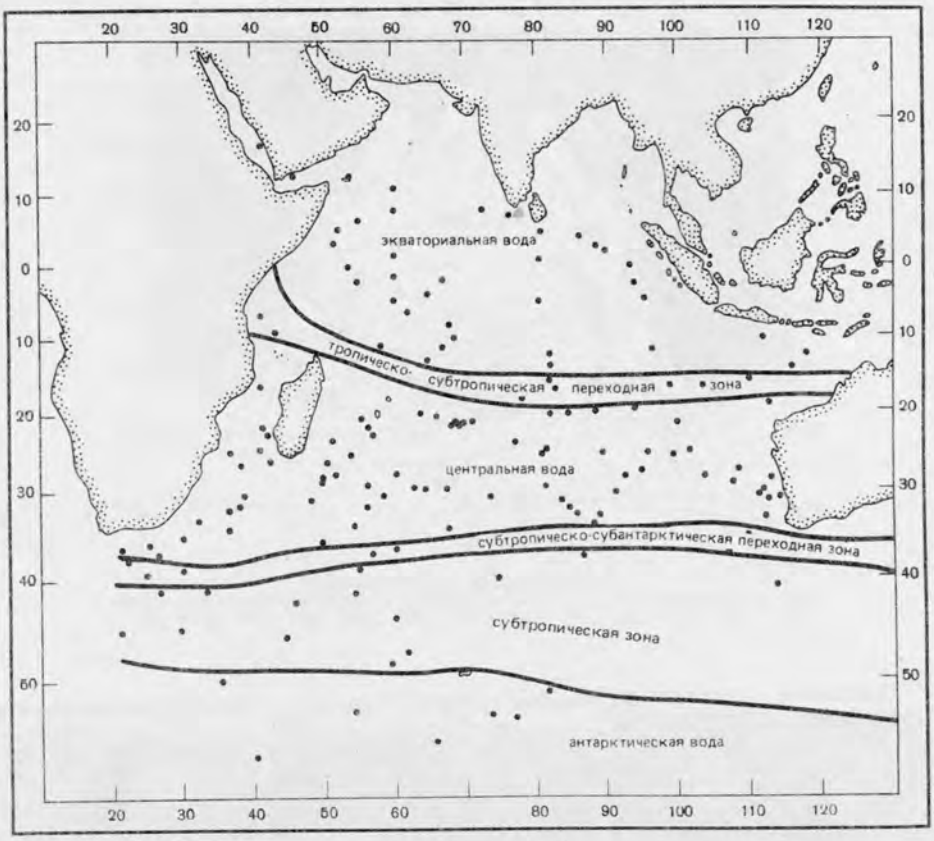


Рис. 2 (окончание)

II. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖИВЫХ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В ВОДЕ

В общем распределение живых планктонных фораминифер отражает указанные океанографические особенности. Статистический анализ данных по планктонным фораминиферам может быть использован для разделения фауны на небольшое число четко отличающихся ассоциаций или планктонных комплексов. Эти комплексы отражают указанные океанографические особенности (рис. 3).

Планктонные фораминиферы северной части Индийского океана охарактеризованы тремя комплексами: тропическим, который доминирует в экваториальных водах, и двумя дополнительными комплексами, которые окружают этот главный комплекс на границе между ним и: а) Африкой и Азией на севере, б) областью распространения центральной водной массы на юге. Один из этих комплексов — комплекс пограничных течений — включает тропические и субполярные элементы и отражает муссонный апвеллинг в Аравийском море.

В центральной части Индийского океана распространены четыре планктонных комплекса. Два из них — северный и южный субтропический — доминируют в области распространения центральной водной массы с повышенной соленостью. Два других комплекса в этой области связаны с пограничными течениями: Агульяс и Западно-Австралийским течением.

В южной части Индийского океана зонально распределены три комплекса, связанные с зональными течениями и температурными поясами, т. е. с переходными, субполярными и полярными водами соответственно.

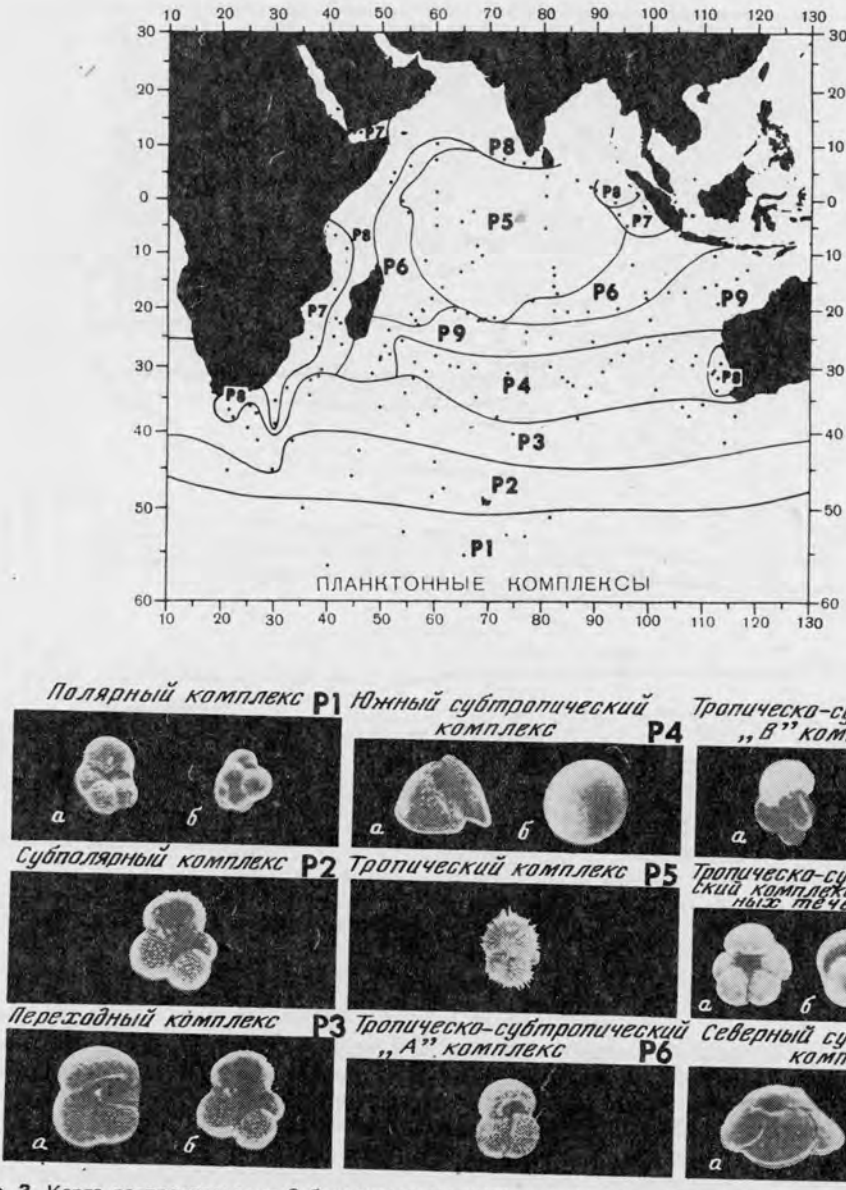


Рис. 3. Карта распространения 9 биоценозов планктонных фораминифер (или 9 планктонных комплексов фораминифер), основанная на 154 вертикальных планктонных пробах в слое 0—300 м. Показаны доминирующие виды каждого комплекса (1)

III. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В ОСАДКАХ

Распределение планктонных фораминифер в современных осадках показывает сильную зависимость от распределения живых организмов в воде (рис. 4).

Северная часть Индийского океана характеризуется двумя комплексами в осадках — тропическим комплексом в Бенгальском заливе и под экваториальными водами и комплексом пограничных течений в Аравийском море, связанным с переменными муссонами и холодными водами сезонного апвеллинга.

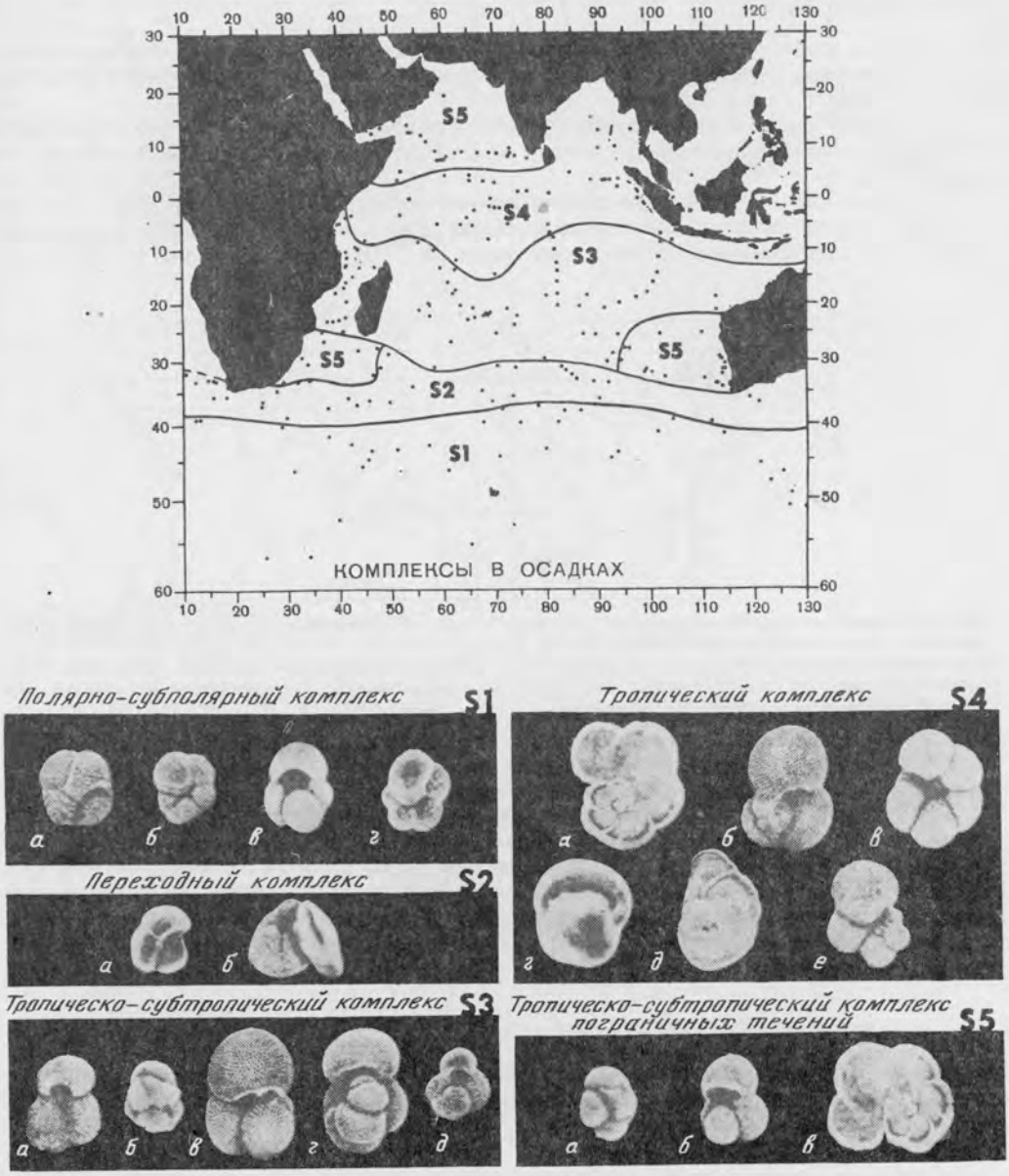


Рис. 4. Карты распространения 5 комплексов планктонных фораминифер в осадках, основанная на 190 поверхностных пробах. Показаны доминирующие виды каждого комплекса (1)

В центральной части Индийского океана доминирует тропическо-субтропический комплекс.

В южной части Индийского океана распространены три комплекса: переходный, связанный с течением Западных ветров, субполярный и полярный.

Увеличение разнообразия планктонных комплексов отражает сезонную изменчивость планктона в поверхностных водах. Напротив, комплексы в осадках отражают интеграцию указанных особенностей за большой промежуток времени. Однако, как будет показано ниже, возможно извлечение этой сезонной информации путем статистического анализа данных по осадкам.

IV. СТРАТИГРАФИЯ

Для того чтобы точно реконструировать прошлую циркуляцию, прежде всего необходимо установить четкие стратиграфические рамки для анализа ископаемого осадочного материала.

1. Первым шагом в этом процессе является подбор показательного набора колонок по всему Индийскому океану, которые не содержат видимых перерывов или других нарушений.

2. Второй шаг – унификация стратиграфических критериев, которые отражают глобальные и, следовательно, синхронные события. Для этой цели был выбран такой критерий, как соотношение изотопов кислорода ($\delta\ ^{18}O$), поскольку оно относительно

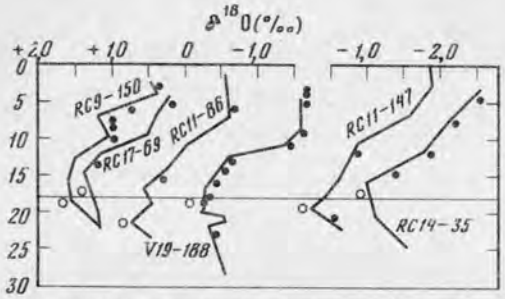


Рис. 5. Положение уровня максимума последнего оледенения (около 18 тыс. лет назад), определенное по изотопно-кислородным данным. Возраст каждого изотопного образца линейно интерполирован/экстраполирован по радиоуглеродным данным, показанным залитыми кружками. Незалитые кружки указывают образцы, интерпретированные по изотопно-кислородным данным как уровень максимума последнего оледенения [2]

независимо от местных условий и связано в основном с глобальным резервуаром $^{18}O/^{16}O$. Этот резервуар менялся со временем, так как изотоп ^{18}O избирательно аккумулировался в континентальных ледниковых щитах. Последний крупный минимум этого отношения (т. е. $^{18}O/^{16}O$) отражает максимальное распространение материкового оледенения и использован как стратиграфический репер для установления этого общеокеанического уровня в 42 глубоководных колонках. Это событие, имеющее возраст около 18 тыс. лет назад, использовано как основа для реконструкций, описанных ниже (рис. 5).

V. ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Стратиграфическое расчленение 42 колонок глубоководных осадков Индийского океана позволяет нам установить изохронный временной уровень максимума последнего оледенения, около 18 тыс. лет назад. Изучение ископаемых комплексов, соответствующих этому времени, в колонках осадков позволяет нам реконструировать региональное распределение фораминиферовых комплексов. Изменения положения фаунистических провинций во время максимума оледенения по сравнению с современным отражают изменения вышеописанных океанологических режимов (рис. 6).

В северной части Индийского океана в нескольких комплексах уменьшается обилие входящих в них видов. По-видимому, эти изменения отражают меньшую изменчивость муссонного климата и ослабление Сомалийского апвеллинга во время максимума последнего оледенения.

В области распространения центральной водной массы Индийского океана состав или обилие фаун менялись незначительно, что свидетельствует об относительной стабильности этой области. Однако вдоль побережий Африки и Австралии увеличивалось количество субполярных элементов в связи с ослаблением течения Агульяс на западе и усилением Западно-Австралийского течения на востоке.

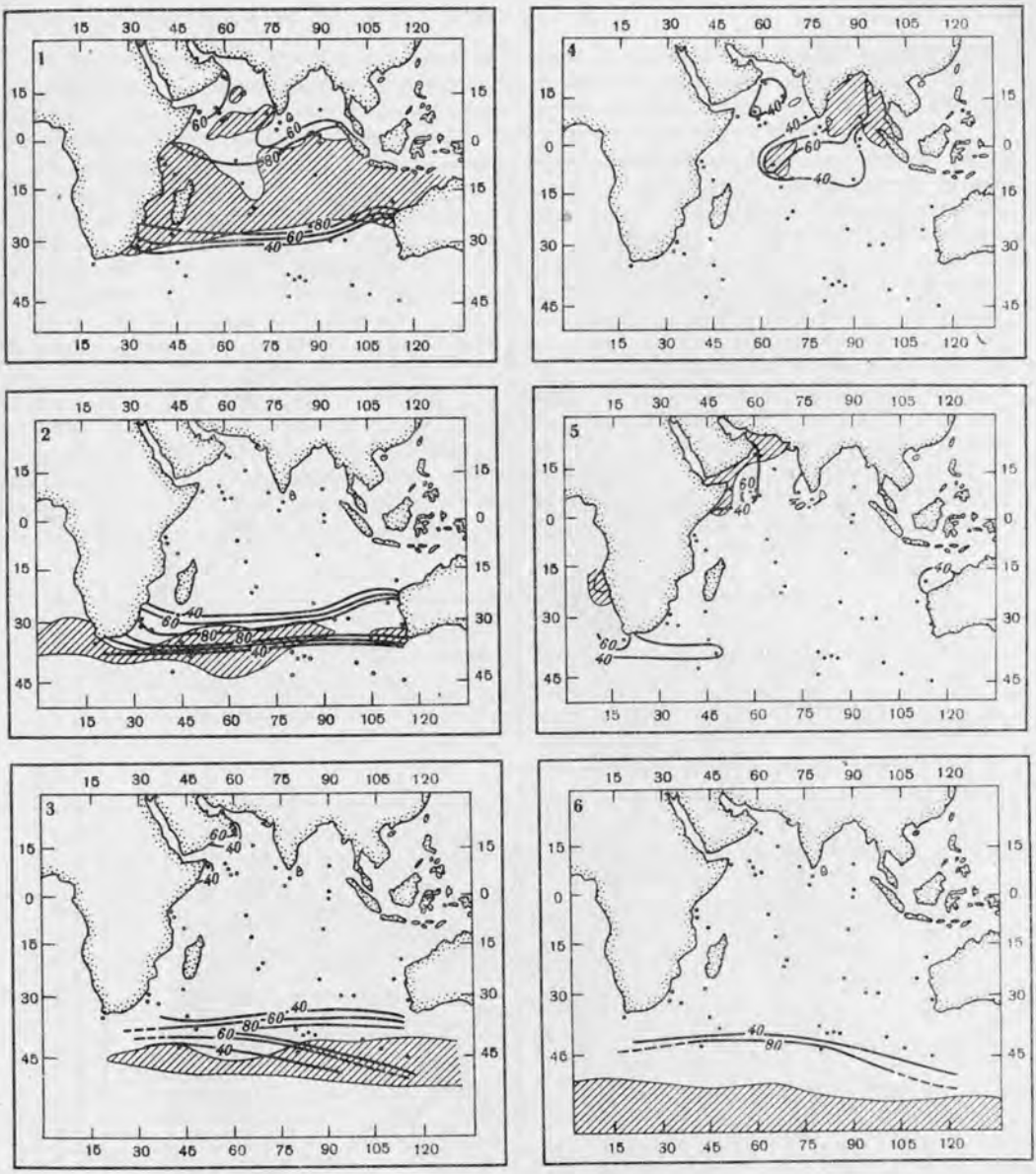


Рис. 6. Биогеография современных и максимума последнего оледенения комплексов в осадках Индийского океана. Ареалы доминирования показаны косой штриховкой. Контуры для максимума последнего оледенения даны жирными линиями. Положение колонок указано точками

Комплексы: 1 — тропический, 2 — субтропический, 3 — субполярный, 4 — тропический II комплекс, 5 — Аравийского моря и Бенгальский, 6 — полярный

Напротив, южная часть Индийского океана характеризовалась большими изменениями компонентов фауны в осадках, указывающими на крупномасштабные изменения в поверхностных водах: полярный комплекс распространяется на север, субполярный комплекс вытеснялся на север, переходный комплекс был сжат с юга и смещен на север. Этому сопутствовало смещение к северу субтропической конвергенции, усиление потока Западно-Австралийского течения и ослабление течения Агульяс.

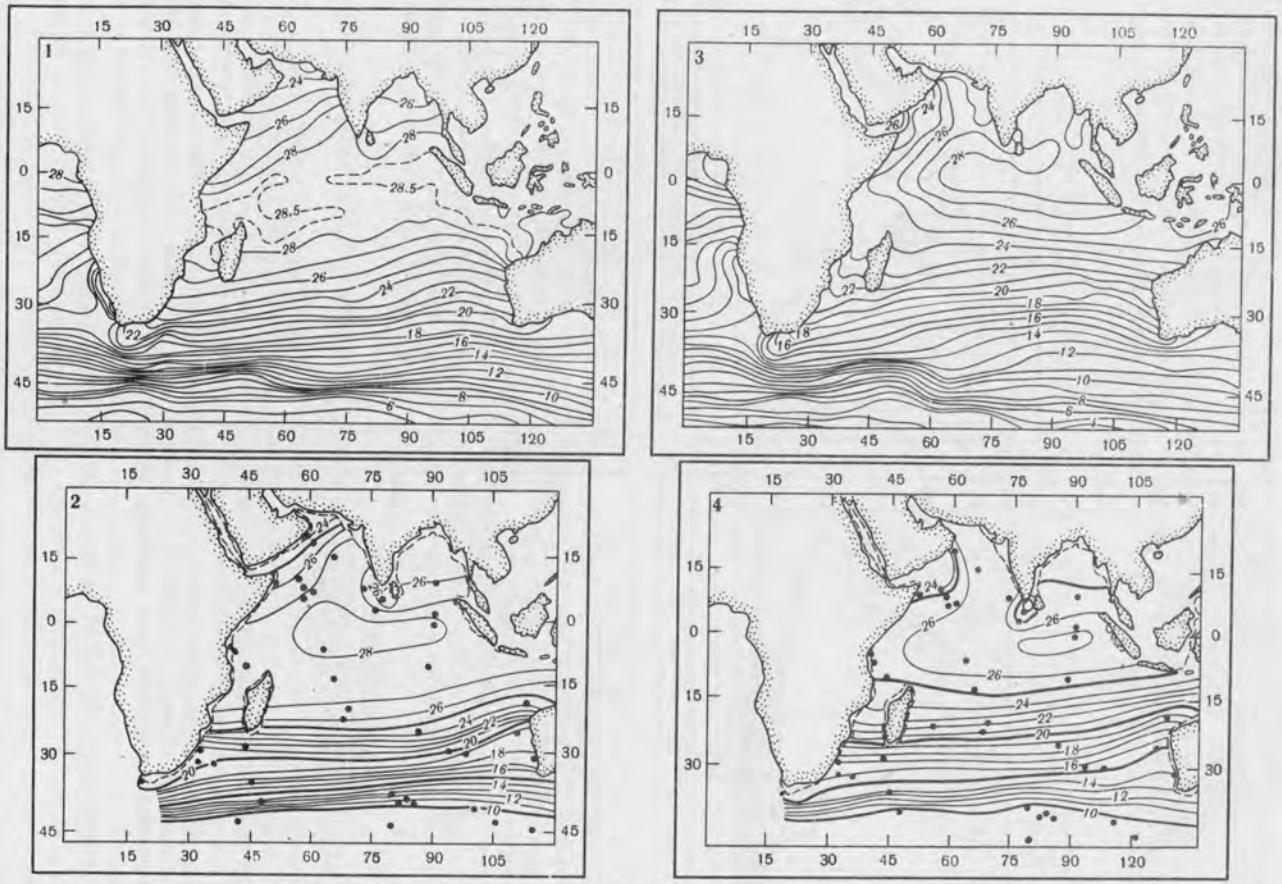


Рис. 7. Февральские и августовские поверхностные температуры Индийского океана в настоящее время и во время максимума последнего оледенения /2/
1 — современные февральские температуры поверхностной воды (°С); 2 — февральские температуры поверхностной воды (°С) во время максимума последнего оледенения; 3 — современные августовские температуры поверхностной воды (°С); 4 — августовские температуры поверхностной воды (°С) во время максимума последнего оледенения

VI. ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПЕРЕХОДНЫЕ ФУНКЦИИ

Путем построения точных взаимосвязей между океанологическими параметрами и современными комплексами в осадках возможно переведение содержащейся в колонках осадков информации в точные описания термической структуры поверхностных вод и моделей циркуляции в прошлом.

Следующий сценарий показывает как переходные функции могут быть использованы для расчета прошлых океанических условий по ископаемым комплексам и дает грубое представление о подходе к этой работе. Скажем, например, что экологическими исследованиями установлено, что вид "А" лучше всего связан с водами с температурой около 24°С. Наоборот, выявлено, что вид "В" теснее всего связан с водами с температурой 15°С. Если при дальнейшем изучении колонок осадков мы находим, что вид "А" обилен, мы можем допустить, что воды, в которых он жил, вероятно, имели температуру около 24°С. Однако ниже в колонке мы обнаруживаем преобладание вида "В". Из этой информации мы можем сделать вывод, что фораминиферы из этого слоя были связаны с более холодными водами (около 15°С) и что океаны в целом были в то время холоднее. Подобным образом мы можем статистически связать многие виды с поверхностными температурами. Используя эти статистические связи, мы можем вывести переходные функции, которые позволят нам надежно предсказать поверхностные температуры в узких пределах (а именно ± 1,1–1,3°С). Применяя эти переходные функции к ископаемым комплек-

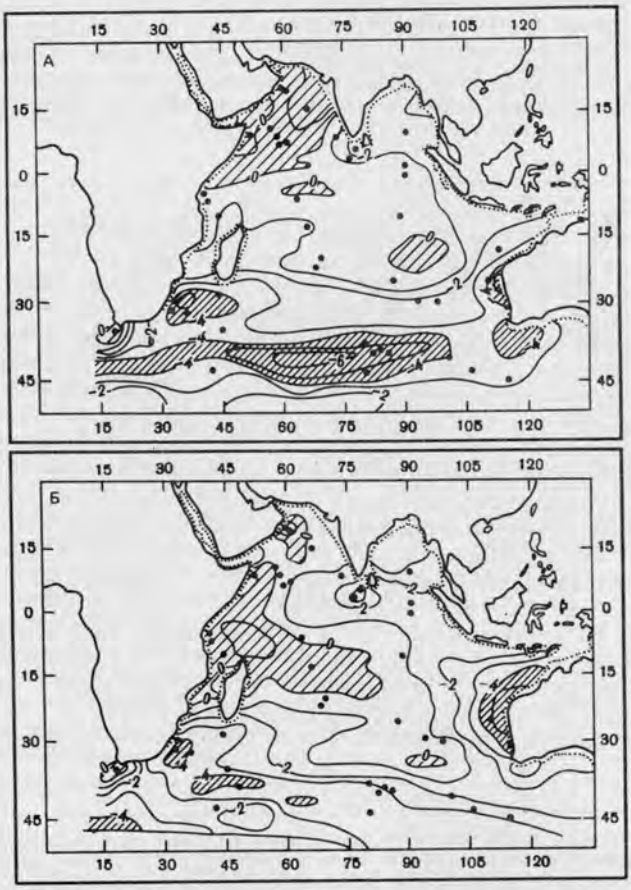


Рис. 8. Отклонения февральских и августовских поверхностных температур максимума последнего оледенения от современных. Изолинии через 1°С. Широкой косой штриховкой показаны районы потепления, частой штриховкой показаны районы похолодания не менее чем на 4°С /2/

сам в колонках глубоководных осадков, мы можем точно рассчитать палеотемпературы прошлого и таким образом получить региональные палеоокеанологические реконструкции.

VII. ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Имея установленную модель фораминиферовых комплексов для максимума последнего оледенения, мы можем рассчитать океанологические параметры прошлого, используя палеоэкологические переходные функции. На этой стадии мы можем собрать необходимую информацию для получения детального описания модели прошлой поверхностной циркуляции:

а) стратиграфические рамки; б) распределение фауны 18 тыс. лет назад; в) переходные функции.

Используя ряд переходных функций, выведенных по современным фораминиферам, мы можем перевести модели регионального распределения максимума последнего оледенения в оценки поверхностных температур. Очевидны следующие закономерности (рис. 7, 8).

Северная часть Индийского океана, по-видимому, была немного теплее (особенно Аравийское море), в результате ослабевал муссонный апвеллинг.

Центральная часть Индийского океана, вероятно, мало менялась. Напротив, пограничные течения вели себя по разному — течение Агульяс ослабевало, в то время как Западно-Австралийское течение усиливалось.

Южная часть Индийского океана, однако, очевидно претерпела сильные изменения. Особенно отчетливы большие изменения, связанные с экспансией полярных вод и смещением на север субтропической конвергенции. Эти изменения особенно заметны в зональных температурных аномалиях, которые отражают усиление Западно-Австралийского течения на востоке и ослабление течения Агульяс на западе (рис. 10).

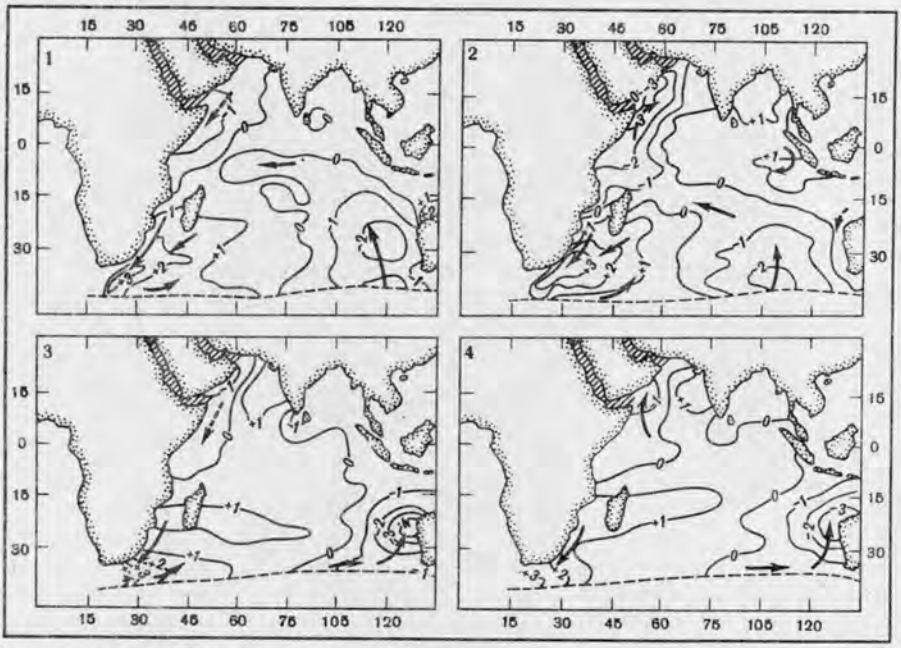


Рис. 9. Февральские и августовские зональные аномалии поверхностных температур (°С) современных и максимума последнего оледенения в Индийском океане. Прерывистой линией показано положение субтропической конвергенции, стрелками — основные океанические течения, пунктирными стрелками — слабые или плохо выраженные течения [4]

1 — зональные, настоящее время, февраль; 2 — зональные, 18 тыс. лет назад, февраль; 3 — зональные, настоящее время, август; 4 — зональные, 18 тыс. лет назад, август

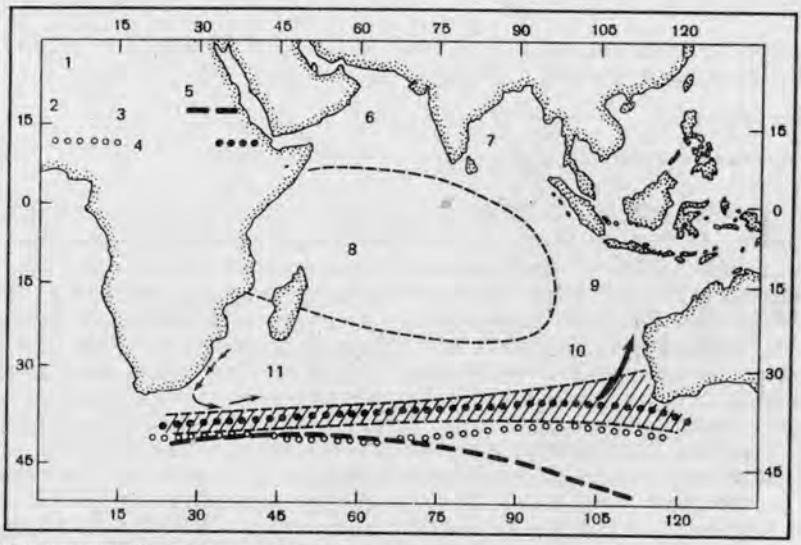


Рис. 10. Схема изменений поверхностных температур, циркуляции и положения океанических фронтов во время максимума последнего оледенения /2/

1 — циркуляция максимума последнего оледенения; 2 — современность; 3 — антарктическая конвергенция; 4 — субтропическая конвергенция; 5 — максимум последнего оледенения; 6 — повышенные поверхностные температуры; ослабление апвеллинга и муссона; 7 — повышенная соленость; 8 — экваториальная зона и круговорот показывают небольшие изменения температуры (±1°С); 9 — немного холоднее в августе; 10 — более интенсивное Западно-Австралийское течение; 11 — течение Аульяс более субтропическое, слабое и более мелкое летом

VIII. ВЫВОДЫ

Изучение планктонных фораминифер является ключом для лучшего понимания прошлых моделей циркуляции Индийского океана. Три элемента этого исследования были подчеркнуты в этой статье: 1) анализ распределения фауны в поверхностных водах и поверхностных осадках обеспечивает биогеографические рамки для интерпретации ископаемых планктонных фораминифер на основе современных фаунистических комплексов; 2) стратиграфические рамки, по которым коррелируются четвертичные осадки в глубоководных колонках и устанавливаются хроностратиграфические горизонты в колонках; 3) переходные функции для перевода ископаемых комплексов в точные оценки палеотемператур.

Указанные методы были применены к 42 колонкам глубоководных осадков, расположенным по всему Индийскому океану. По этим данным были реконструированы следующие особенности поверхности Индийского океана во время максимума последнего оледенения, около 18 тыс. лет назад (рис. 10).

Северная часть Индийского океана характеризовалась ослаблением муссонного климатического режима и апвеллингов у Сомали и Аравии.

Область распространения центральной водной массы в Индийском океане оставалась относительно стабильной, в то время как пограничные течения вели себя по-разному — течение Агульяс ослаблялось, а Западно-Австралийское течение усиливалось.

Однако южная часть Индийского океана претерпела существенные изменения, включая расширение полярных вод, усиление циркумполярного потока и перемещение к северу субтропической конвергенции.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Bé, A.W.H., Hutson, W.H.* Ecology of Planktonic Foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages. — Micropaleontology, 1977, v. 23, N 4, p. 369–414.
2. *Prell, W.L., Hutson, W.H.* et al. Surface circulation of the Indian Ocean during the last glacial maximum, approximately 18, 000 yr. B.P. — Quaternary Research, 1980, v. 14, p. 309–336.
3. *Hutson, W.H.* Transfer function under no–analog conditions: experiments with Indian Ocean Planktonic Foraminifera. — Quaternary Research, 1977, v. 8, p. 355–367.
4. *Prell, W.L., Hutson, W.H.* Zonal temperature–anomaly maps of Indian Ocean surface waters: Modern and Ice Age patterns. — Science, 1979, N 206, p. 454–456.

УДК 551.461.8:56 (119) : (267) : (267.5)

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И КРАСНОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Е.В. ИВАНОВА

Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, Москва, СССР

Позднечетвертичная история Индийского океана и Красного моря в настоящее время менее изучена, чем Атлантического и Тихого океанов. Тем не менее имеющиеся данные позволяют судить об общей направленности климатических изменений и реконструировать поверхностную температуру и циркуляцию для некоторых районов, а также площади распространения морских льдов. Эти реконструкции, особенно для последних 40–30 тыс. лет, хорошо сопоставляются с данными по окружающей суше. При палеоокеанологических реконструкциях необходимо учитывать некоторые специфические особенности Индийского океана, прежде всего сильное влияние материков на формирование муссонного климата его северной части. Вследствие сезонности муссонной циркуляции поверхностных вод оказываются недостаточно показательными не только среднегодовые характеристики гидрологических параметров, но и зимняя, и летняя температура, так как экстремумы ее годового хода приходятся на весну и осень [1]. Повышенная соленость Красного и Аравийского морей и пониженная – Бенгальского залива затрудняет интерпретацию изотопно-кислородных данных.

В течение последних 128 тыс. лет выделяется три крупных этапа в изменении климата Земли: последнее межледниковье (около 128–72 тыс. лет назад), последнее материковое оледенение северного полушария (около 72–11 тыс. лет назад), голоцен (около 11–0 тыс. лет назад). Каждый этап характеризуется перестройкой общей циркуляции атмосферы и океана, полей температуры, солености и других параметров в океане и на суше. Эти изменения выявляются путем сравнения с наиболее хорошо изученными современными параметрами.

Основными системами современной поверхностной циркуляции Индийского океана являются сезонный муссонный и южный субтропический антициклонический круговороты, а также Антарктическое циркумполярное течение. В северной части океана развита муссонная циркуляция; среднегодовая температура поверхностного слоя воды 26–29° С, амплитуда зимних и летних температур, как правило, не превышает 2° С. Муссонная циркуляция в значительной мере определяет двухслойный зимой и трехслойный летом водообмен с Красным морем через Баб-эль-Мандебский пролив и формирование круговорота в южной части моря [4]. Круговорот в северной части моря обусловлен преимущественно северными ветрами. Среднегодовая температура поверхностной воды в северной части Красного моря – 23° С, в южной части – 28° С, сезонная амплитуда 6 и 5,5° С соответственно. Центральную часть океана между южным тропическим и субантарктическим фронтами занимает южный субтропический антициклонический круговорот со среднегодовыми температурами поверхностного слоя воды в пределах 15–26° С и сезонными амплитудами 3–6° С. Между субтропической конвергенцией (или субантарктическим фронтом) и антарктической дивергенцией проходит Антарктическое циркумполярное течение. Среднегодовая температура поверхностных вод в южной области океана уменьшается от 15–13° С в районе субтропической конвергенции до отрицательных значений у побережья Антарктиды, сезонная амплитуда изменяется в том же направлении от 4 до 0° С.

Поскольку температура в значительной мере определяет циркуляцию, биогеографическую зональность и другие характеристики океанской среды, палеотемпературные данные особенно важны для палеоокеанологических построений. Для реконструкций изменений климата и циркуляции в позднем плейстоцене–голоцене использованы определения палеотемператур по танатоценозам планктонных фораминифер, полученные автором на основе корреляционного анализа связи процентного соотношения видов со среднегодовой температурой поверхностной воды [5] для шести колонок из Красного моря, двух колонок из Аденского залива (П-1, П-6) и двух колонок из Индийского океана (К-28, М-2036). В центральной части океана аналогичные определения по сходной методике [6] выполнены по колонкам В-4903 и О-125 [7]. Для 40-х широт среднегодовые палеотемпературы по комплексам планктонных фораминифер получе-

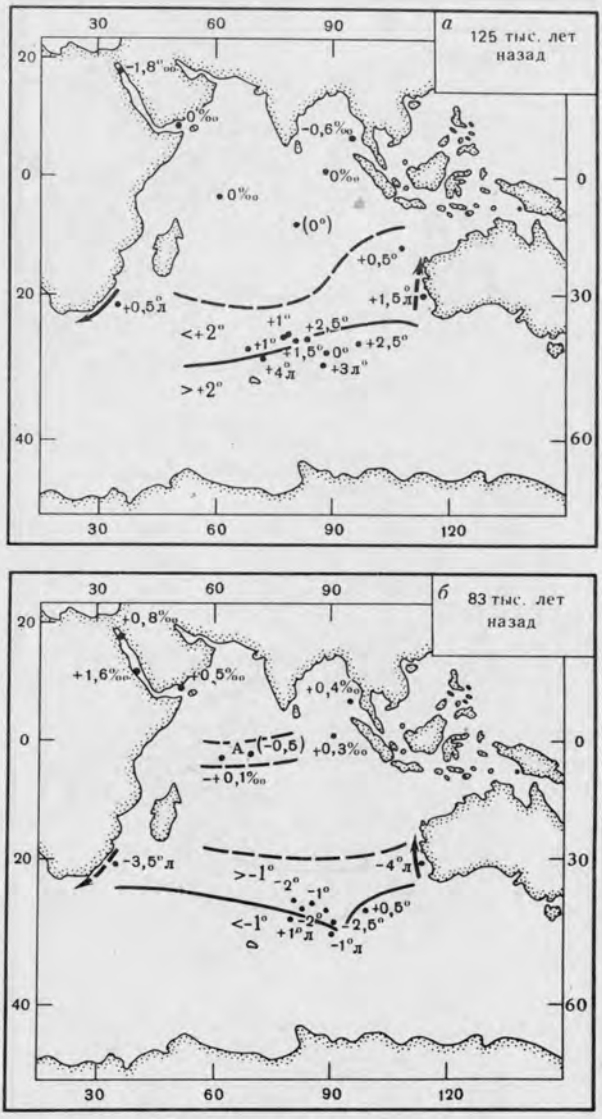


Рис. 1. Отличия изотопно-кислородного состава $CaCO_3$ раковин планктонных фораминифер (‰), позднечетвертичных среднегодовых (°С) и среднелетних ($°C_л$) температур поверхностной воды, интенсивности течений и подъемов вод от современных (*а—е*)

В скобках менее достоверные определения отличий температур по танатоценозам, частично затронутым растворением

Выделены поля температурных отличий (крупные цифры, °С), показано усиление и ослабление течений (сплошные и штриховые стрелки соответственно), а также усиление (А) и ослабление (л) интенсивности подъемов вод в апвеллингах и дивергенциях. На рис. 1 д береговая линия по (18), штриховой линией показано среднегодовое положение границы морских льдов; *1* — колонки, использованные в [18], *2* — данные автора и [7]

ны Вильямсом [8] в 5 колонках ЭЛТАНИН, среднелетние температуры по колонкам RC 17-69 и RC 9-150 у Южной Африки и Южной Австралии — Бе и Дюплесси [9]. Данные Малмгрена и Кеннета [10] по размерам раковин Globigerina bulloides d'Orbigny и процентному содержанию Globigerina pachyderma (Ehrenberg) sinistral в колонке E 49-19 пересчитаны автором в среднегодовую температуру по формуле для G. bulloides из той же работы [10], графикам из [11] для G. pachyderma и взяты средние из

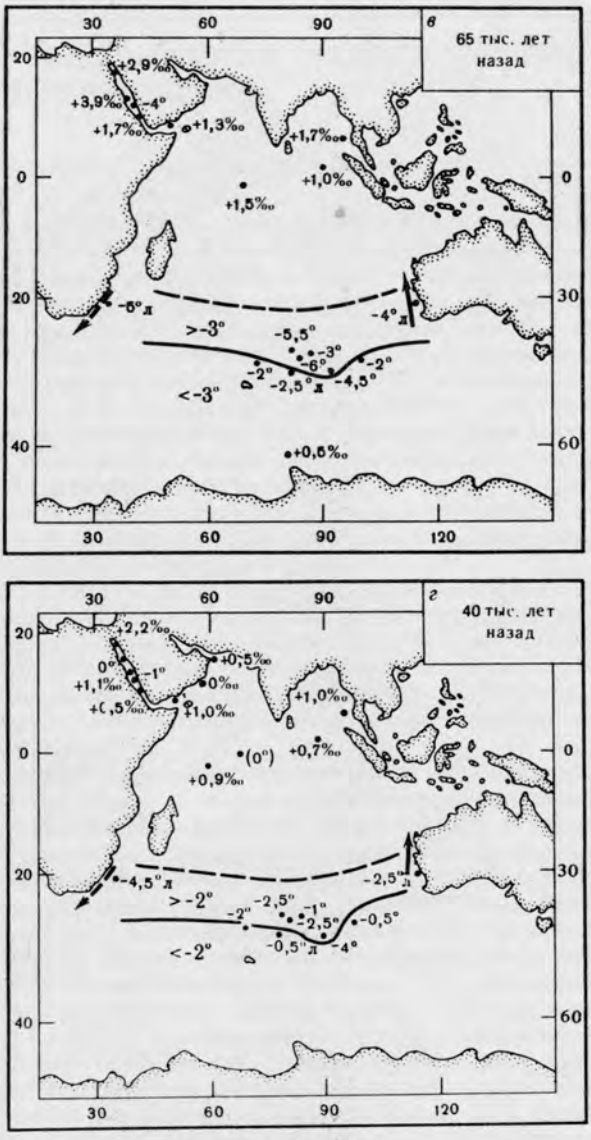


Рис. 1 (продолжение)

полученных двух значений. Для Субантарктики летние палеотемпературы по радиоляриям приведены в работе Хейса с соавт. [12] по колонкам RC 11-120 и E 49-18. Для некоторых районов опубликованы преимущественно изотопно-кислородные данные по поверхностным видам планктонных фораминифер [13–17] и по комплексу видов [7]. Координаты использованных колонок приведены в таблице.

По указанным данным определены отклонения палеотемператур и изотопно-кислородного состава карбоната кальция раковин планктонных фораминифер в колонках от аналогичных современных параметров и составлены карты-схемы этих отклонений для пяти временных срезов (рис. 1, *а–г, е*). Положение временных уровней в колонках определялось по экстремумам палеотемпературных и изотопно-кислородных кривых с учетом данных абсолютного возраста и скоростей осадконакопления. Для более хорошо изученного максимума последнего оледенения по картам отклонений зимних

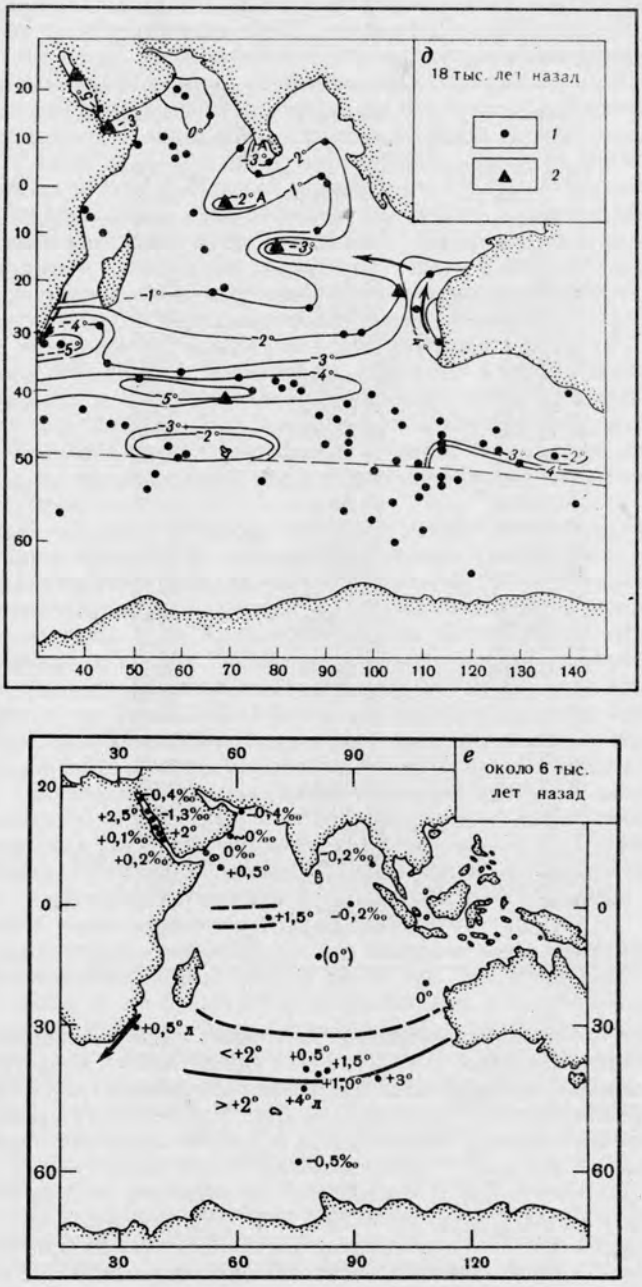


Рис. 1 (окончание)

и летних палеотемператур от современных, опубликованным участниками проекта КЛИМАП [18], данным автора и [7] составлена карта среднегодовых отклонений (рис. 1, *д*).

Наиболее ранний из реконструируемых этапов — последнее межледниковье, которому соответствует стадия 5 стандартной изотопно-кислородной шкалы [19, 20] или, по мнению некоторых исследователей, ее нижняя часть — 5е [21, 22]. Считается, что во время оптимума межледниковья, около 125 тыс. лет назад, объем континентальных

Таблица

Колонки, использованные в работе

Колонка	Широта	Долгота	Глубина, м	Источник
К-28	05° 31'0'' ю.	68° 14'0'' в.	3300	Данные автора
М-2036	22 17,0 ю.	104 27,0 в.	2150	" "
П-1	12 44,0 с.	46 29,0 в.	1730	" "
П-6	13 02,0 с.	53 44,8 в.	2150	" "
П-30	24 42,1 с.	36 17,0 в.	1180	" "
Ш-226	17 53,3 с.	39 49,01 в.	686	" "
Ш-228	17 57,5 с.	39 56,6 в.	1210	" "
Ш-258	17 57,2 с.	40 06,1 в.	1300	" "
Ш-310	18 06,0 с.	40 14,9 в.	1060	" "
Ш-311	18 03,6 с.	40 10,8 в.	1350	" "
В-4903	12 49,0 ю.	82 54,0 в.	4502	[7]
0-125	41 13,0 ю.	68 53,0 в.	4642	[7]
0-280	60 08,5 ю.	77 28,3 в.	2200	[7]
Е 48-03	41 01,2 ю.	100 00,7 в.	3868	[8]
Е 48-22	39 53,7 ю.	85 24,6 в.	3324	[8]
Е 48-23	39 30,9 ю.	83 43,4 в.	3459	[8]
Е 48-27	38 32,5 ю.	79 53,9 в.	3231	[8]
Е 48-28	38 32,9 ю.	79 55,1 в.	3173	[8]
RC 17-69	31 30,0 ю.	32 36,0 в.	3308	[9]
RC 9-150	31 17,0 ю.	114 36,0 в.	2703	[9]
Е 49-19	43 53,2 ю.	90 06,0 в.	3036	[10]
Е 49-18	46 03,0 ю.	90 09,0 в.	3256	[12]
RC 11-120	43 31,0 ю.	79 21,0 в.	3193	[12]
K S8	23 28,0 с.	59 11,5 в.	2900	[13]
KL 10	17 26,6 с.	57 30,5 в.	2390	[13]
MD 76-135	14 27,0 с.	50 31,0 в.	1895	[14]
MD 77-169	10 12,0 с.	95 03,0 в.	2360	[14]
MD 73-04	04 58,0 ю.	61 40,0 в.	3440	[14]
RC 14-37	01 28,0 с.	90 10,0 в.	2226	[14]
VA 01-188 P	17 23,6 с.	40 06,0 в.	Около 400	[15]
PG 68	27 38,4 с.	34 28,1 в.	1087	[16]
CH61-154P	19 34,0 с.	38 59,5 в.	1276	[17]
CH61-118K	21 14,4 с.	38 04,3 в.	1989	[17]

и морских льдов был несколько меньше, а уровень океана — приблизительно на 10 м выше современного (Барбадос III) [23, 24]. Судя по палеотемпературным и изотопно-кислородным данным, распределение поверхностной температуры и солености в Индийском океане в целом сходно с современным (рис. 1, *а*). Следовательно, мало отличалась и поверхностная циркуляция. На восточной и южной периферии наиболее устойчивой гидрологической структуры — субтропического круговорота [18] температура поверхностной воды на 0,5—2,5° С превышала современную (колонки RC 9-150, 0-125, Е 48-22, Е 48-23, Е 48-03, Е 48-27, Е 48-28). На 2° С теплее летом было и в Субантарктике (RC 11-120, Е 49-18). Такое распределение температуры свидетельствует о том, что умеренная зона и южная граница субтропической сдвигались к югу, вероятно, на 1—3° широты, а Западно-Австралийское течение ослаблялось. Близким к современному было положение главной фронтальной зоны Индийского океана — южного тропического фронта. По-видимому, существенно не отличалась от современной интенсивность подъема вод в южной тропической дивергенции и Аравийском апвеллинге (колонки MD 73-04, MD 76-135). Судя по изотопно-кислородным данным, существенно иными были гидрологические характеристики Красного моря (колонка PG-68) и северной части Бенгальского залива (MD 77-169) и почти не отличались от современных — в южной части залива (RC 14-37).

В течение межледниковья или изотопно-кислородной стадии 5 в рассматриваемом регионе отмечаются существенные колебания климата на фоне прогрессировавшего похолодания. Эти колебания наиболее полно отразились в колонках RC 11-120, MD 73-04,

RC 9-150 из Индийского океана, PG 68 из Красного моря и гораздо хуже проявились в других колонках. Конец межледниковья, соответствующий стадии 5а с оптимумом около 85–83 тыс. лет назад, характеризовался довольно высоким уровнем Мирового океана, приблизительно на 13 м ниже современного (Барбадос 1) [24]. В Индийском океане постепенное общепланетарное похолодание проявилось в понижении летних и среднегодовых температур на западной, восточной и южной периферии субтропического круговорота: они были на 3–4° С ниже современных (рис. 1, *б*) или на 4–5,5° ниже, чем 125 тыс. лет назад у Южной Африки и Австралии и на 1–2° С ниже современных на 40-х широтах. Следовательно, субполярная и умеренная зоны сместились к экватору, сжимая субтропический круговорот с юга. В то же время усиливались Антарктическое циркумполярное и Западно-Австралийское течения и ослабевало теплое течение Агульяс. В северной части океана похолодание, по-видимому, проявилось слабее. Изотопно-кислородные данные по поверхностным видам планктонных фораминифер для открытого океана (колонка MD 73-04), юга Бенгальского залива (RC 14-37) и Аравийского апвеллинга (MD 76-135) также свидетельствуют о незначительном изменении изотопного состава воды и температуры. По сравнению с оптимумом межледниковья существенно понизилась температура или изменилось соотношение осадков и испарения в северных частях Красного моря и Бенгальского залива (отклонение изотопно-кислородного состава $CaCO_3$ раковин планктонных фораминифер от современного $+0{,}8^0/_{00}$ и $+0{,}4^0/_{00}$ соответственно).

Около 75–72 тыс. лет назад началось последнее материковое оледенение северного полушария, произошла перестройка системы циркуляции атмосферы и океана. Распределение изотерм поверхностной воды во время максимума раннего стадиала оледенения или стадии 4 изотопно-кислородной шкалы (около 72–58 тыс. лет назад [25]) отличалось от современного (рис. 1, *в*) и межледникового. Похолодание особенно заметно проявилось на западной и южной периферии субтропического круговорота и в Субантарктике: среднегодовая температура поверхностной воды была на 2–6° С ниже современной, летняя – на 2,5–3,5° С. Увеличился меридиональный термический градиент. Субполярная и умеренная зоны еще сильнее сдвинулись к экватору, сократился вынос теплых вод из низких широт в умеренные течением Агульяс. Изотопно-кислородный состав $CaCO_3$ раковин планктонных фораминифер в северной части океана отличался от современного на $+1{,}0$–$+1{,}7‰$ за счет понижения температуры поверхностной воды и "утяжеления" ее изотопного состава и еще сильнее – на $+1{,}7$ – $+3{,}9^0/_{00}$ в Красном море, водообмен которого с океаном сократился в результате эвстатического понижения уровня. Температура поверхностной воды в Красном море, на 18° с. ш., была, вероятно, на 4° С ниже современной (колонка Ш-310).

Короткий холодный стадиал около 58 тыс. лет назад сменился межстадиалом (стадия 3 стандартной изотопно-кислородной шкалы 58–27 тыс. лет назад [25]) с оптимумом около 40 тыс. лет назад. В это время отмечаются близкие к современным среднегодовые температуры воды в Красном море и значительной части муссонной области Индийского океана (рис. 1, *г*). Изотопно-кислородный состав раковин фораминифер был промежуточным между ледниковым и межледниковым и отличался от современного на $+0{,}7$ – $+1{,}0^0/_{00}$ в Бенгальском заливе, $+0{,}9^0/_{00}$ в районе дивергенции (5° ю. ш.), $+0{,}5$ – $+1{,}0^0/_{00}$ в Аравийском море, что свидетельствует о потеплении и некотором сокращении объема оледенения по сравнению со стадиальным, т. е. об условиях, промежуточных между ледниковыми и межледниковыми. Более высокой по сравнению с максимумом стадии 4, но ниже современной на 0,5–2,5° С была среднегодовая температура в районе субтропической конвергенции и летняя у Австралии. Наиболее значительно, на 3,5–4,5° С, отличалась от современной летняя температура у Южной Африки и среднегодовая в Субантарктике. Эти данные также свидетельствуют о промежуточном между ледниковым и межледниковым положении климатических зон в южной части океана и некотором ослаблении переноса холодных вод на север Западно-Австралийским течением. В конце межстадиала отмечается увеличение количества атмосферных осадков в Южной Австралии, тропической Африке и на Среднем Востоке [26, 27, 33].

Как установлено в общепланетарном масштабе, оледенение достигло максимума около 18 тыс. лет назад, в середине последнего стадиала или стадии 2 (около 27–11 тыс. лет назад). Для этого временного среза участниками проекта КЛИМАП реконструировано положение зимних и летних изотерм и отличие температур от современных, сезон-

ная контрастность, биогеографическая зональность зоопланктона, пределы распространения континентальных и морских льдов, альбедо земной поверхности, в том числе для Индийского океана и окружающей суши [18, 28, 29].

По нашим данным, в некоторых районах отмечаются более значительные отклонения среднегодовых температур от современных, чем получаемые при осреднении среднесезонных отклонений на картах КЛИМАП [18]. В частности, в районе экваториальной дивергенции температура поверхностных вод была на 2° С ниже современной (колонка К-28), в районе южного тропического фронта — на 3° С (колонка В-4903 [7]) (рис. 1, *д*). Вероятно, значительная часть муссонной области Индийского океана охлаждалась сильнее за счет усиления притока холодных вод из высоких широт и подъема вод в апвеллингах и дивергенциях, чем предполагается в [18]. Расхождение отмечается и в Аденском заливе, где по картам КЛИМАП гипотетически предполагается понижение среднегодовой температуры не более чем на 2° С. По нашим данным (колонка П—I), за счет подъема глубинных вод в заливе или сезонного влияния Аравийского апвеллинга среднегодовая температура воды была на 3,0° С ниже современной. В Красном море, на 24° с. ш., она опускалась не менее чем на 5° С (колонка П-30). Более точно установить амплитуду похолодания в Красном море не представляется возможным из-за отсутствия достаточного количества планктонных фораминифер в литифицированных осадках, соответствующих концу стадиала.

В целом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в пределах рассматриваемого региона похолодание проявилось наиболее сильно в Субантарктике и умеренной (переходной) зоне, в Красном море и Аденском заливе, у Южной Африки и у Австралии. Причем Субантарктика зимой была покрыта морскими льдами до современного полярного фронта (около 48° ю.ш.), а летом льды отступали на юг, примерно до 52° ю. ш. Температура меньше всего отличалась от современной (не более чем на 2—3° С) в тропической области океана, за исключением апвеллинга у Южного Индостана, Бенгальского и Аденского заливов. Термический экватор находился немного севернее, чем в настоящее время [18]. Положение изотерм существенно отличалось от субширотного только в районах апвеллингов.

Максимальная контрастность зимних и летних температур (около 4° С) во время максимума оледенения отмечается в пределах субтропического круговорота, между Южной Африкой и Северо-Западной Австралией, и в районе северной границы распространения морских льдов, минимальная контрастность — на большей части акватории муссонной области (около 0° С). На севере Аравийского моря и Бенгальского залива, а также в центре субтропического круговорота она была меньше, чем в настоящее время, на 1—3° С. Изменение контрастности сезонных температур в разных районах океана связано с различной степенью охлаждения зимой и летом: например, в южной части похолодание сильнее проявилось летом, а на экваторе адвекция холодных вод из высоких широт усиливалась зимой [18, 29]. В Антарктике, в области распространения морских льдов, температура, как и в настоящее время, была постоянно близка к точке замерзания. Следствием указанного распределения изотерм поверхностной воды был сдвиг полярной, субполярной и умеренной зон к центру субтропического круговорота, положение которого не менялось.

Существенно отличалось от современного соотношение осадков, речного стока и испарения. Данные по колебаниям уровней озер, формированию песчаных дюн и спорово-пыльцевые спектры указывают на максимальную за последние 40 тыс. лет сухость климата в Северной Австралии, Аравии, Индии и Восточной Африке [26, 30—35]. Уменьшение количества осадков в низких широтах, по-видимому, в первую очередь объясняется ослаблением муссонной циркуляции вследствие уменьшения термического градиента между сушей и морем и ослабления барического минимума над Южной Азией [36]. В результате сократился объем речного стока, повысилась соленость поверхностных вод, особенно в Красном море и северной части Бенгальского залива. Другой важной причиной осолонения Красного моря было прекращение [17, 18] или резкое сокращение [15, 38, 40] водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив в результате эвстатического понижения уровня океана. Следствием резкого повышения солености и понижения температуры поверхностных вод является почти полное отсутствие планктонных фораминифер в осадках стадиала и преобладание наиболее эвригалинного и эвритермного вида Creseis acicula среди птеропод [16, 37, 39, 40]. Уменьшение количества осадков и стока Ганга-Брахмапутры вызвало повышение солености

в северной части Бенгальского залива до $34^0/_{00}$ [41]. Так как в южной части она составляла $36^0/_{00}$, меридиональный градиент солености в заливе был меньше, чем в настоящее время. Однако наряду с аридизацией климата на большей части континентального обрамления Индийского океана отмечается повышение относительной влажности в приполярной области [27], где формировались континентальные и морские льды.

Основными отличиями поверхностной циркуляции Индийского океана во время максимума оледенения от современной были ее общая активизация и, вероятно, "более быстрый оборот поверхностных и промежуточных вод" [18], более глубокое положение термоклина в центре субтропического круговорота и более мелководное — в областях дивергенций и апвеллингов. За счет эвстатического понижения уровня и осушения Торресова пролива значительно сокращался приток теплых вод из Тихого океана. Теплое течение Агульяс ослабевало, в то время как холодное Западно-Австралийское течение и возвратный поток в системе Агульяса усиливались. За счет менее интенсивной муссонной циркуляции несколько ослабевал Аравийский апвеллинг. Подъем вод в экваториальной и южной тропической дивергенциях усиливался [18, 29, 42]. При этом положение южного тропического фронта почти не изменялось, а субтропическая и антарктическая конвергенция (субполярный и полярный фронты) сдвигались к экватору на 3–4° и 5–10° широты соответственно [18, 43, 44].

14–13 тыс. лет назад началось общепланетарное потепление, которое вызвало таяние значительной части морских и материковых льдов и повышение уровня Мирового океана. Температура поверхностных вод на большей части акватории Индийского океана повысилась, а соленость понизилась. На фоне общего потепления отмечаются отдельные похолодания продолжительностью не более 1000 лет. Однако, они, как правило, не проявляются в колонках глубоководных осадков из-за низких скоростей осадконакопления или слишком редких интервалов опробования. Граница между поздним плейстоценом и голоценом (терминация I по Брэкеру и Ван Донку [45]) особенно хорошо прослеживается в Красном море, где она маркируется слоем сапропелевого известкового ила с богатой планктонной фауной и резким изменением изотопно-кислородного состава раковин птеропод. Сапропель отлагался в условиях стагнации в придонном слое при распреснении поверхностных вод и установлении препятствующей перемешиванию устойчивой стратификации в результате восстановления связи Красного моря с Аденским заливом. Распреснению способствовало и увеличение количества осадков в Аравии и Северо-Восточной Африке 12,5–10 тыс. лет назад [46–48], проявившееся в подъеме уровней озер и смене растительности. Плювиальные условия в это время отмечаются также в Восточной Африке, Индии и Австралии [35, 49, 50]. В этих районах также увеличился речной сток, повысился уровень озер, прекратился рост песчаных дюн. За счет увеличения количества осадков и объема стока понизилась соленость в северной части Бенгальского залива [41]. Усиление муссонной циркуляции в послеледниковое время из-за увеличения термического градиента между сушей и океаном привело к тому, что при летнем муссоне в южную часть залива проникали более соленые воды из Аравийского моря и приэкваториального района, в результате меридиональный градиент солености в заливе был максимальным за последние 20 тыс. лет. Усиливался и связанный с муссоном Аравийский апвеллинг, увеличивался вынос теплых вод на юг течением Агульяс [42].

В голоцене, особенно по континентальным данным, отмечаются неоднократные колебания климата продолжительностью от нескольких сотен до 1–3 тыс. лет: чередовались теплые и прохладные, плювиальные и аридные условия. Для разных районов континентального обрамления Индийского океана и Красного моря многими исследователями отмечается 2–3 плювиальных фазы за последние 11 тыс. лет. Одна из них синхронна термическому оптимуму голоцена — атлантическому периоду (около 8–5 тыс. лет назад в разных районах [32, 34, 35, 51]). В это время среднегодовые и летние температуры поверхностной воды на периферии субтропического круговорота были выше современных на 0,5–3°С (рис. 1, *е*), а среднегодовая температура в Красном море — на 1–2°С. Подъем вод в южной тропической дивергенции и у о-ва Сокотра был, вероятно, менее интенсивным, чем в настоящее время (отклонение среднегодовой температуры от современной в колонках К-28 и П-6 соответственно +1,5 и +0,5°С). По-видимому, несколько ниже была соленость поверхностных вод на большей части акватории Индийского океана и в Красном море. В целом, система поверхностной циркуляции была

аналогична современной, а климатические и биогеографические зоны смещались к югу от стабильного центра субтропического круговорота.

Приведенные палеоокеанологические реконструкции показывают, что за последние 128 тыс. лет поверхностная циркуляция Индийского океана и Красного моря, так же как и климат этого региона и его континентального обрамления, неоднократно претерпела существенные перестройки. Наиболее сильно отличались оптимум межледниковья (125 тыс. лет назад) и максимум оледенения (18 тыс. лет назад).

Условия стадиалов характеризовались общим похолоданием, усилением атмосферной и океанической циркуляции. Морские льды продвигались на север, понижалась снеговая граница в горах Восточной Африки и Южной Азии. Уменьшалась сезонная контрастность температур поверхностной воды, но увеличивался меридиональный термический градиент. Холодное Западно-Австралийское течение и экваториальная дивергенция усиливались, теплое течение Агульяс и Аравийский апвеллинг ослабевали. Сокращался водообмен Индийского океана с Красным морем и Тихим океаном. Повышалась соленость в Красном море и северной части Бенгальского залива. Климатические и биогеографические зоны смещались к центру стабильного субтропического круговорота.

Во время оптимумов межледниковья и голоцена происходило общее повышение температуры, уменьшался меридиональный термический градиент и вследствие этого циркуляция становилась более "вялой". Значительная часть морских льдов таяла и северная граница их распространения отступала к полюсу, сокращались размеры оледенения в горах окружающей суши. Уровень океана повышался, восстанавливался водообмен через Торресов и Баб-эль-Мандебский проливы. Усиливался вынос теплых экваториальных вод в умеренные широты и ослабевал перенос холодных вод на юго-восточной периферии океана. Климатические и биогеографические зоны сдвигались к полюсу. За счет повышения температуры воздуха над Южной Азией усиливался летний юго-западный муссон и вызываемый им Аравийский апвеллинг. Ослабевал подъем вод в экваториальной дивергенции. Во время таяния ледников и в плювиальные эпохи происходило распреснение поверхностных вод, особенно в северной части океана и Красном море.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Панфилова С.Г.* Сезонные изменения температуры поверхностных вод Мирового океана. — Океанология, 1972, т. 12, вып. 3, с. 394–405.
2. *Wyrtki K.* Physical oceanography of the Indian Ocean. — In: B. Zeitzschel (ed.) The Biology. of the Indian Ocean. Berlin: Springer–Verlag, 1973, p. 18–36.
3. *Бурков В.А., Нейман В.Г.* Общая циркуляция вод Индийского океана. — В кн.: Гидрология Индийского океана. М.: Наука, 1977, с. 3.
4. *Thomson E.F.* Chemical and physical investigations. The exchange of water between the Red Sea and the Gulf of Aden over the "sill". — John Murray Exp. 1933–34 Sci. Rep., 1939, v. 2 (4), p. 105–119.
5. *Иванова Е.В.* О палеотемпературном анализе по планктонным фораминиферам. — Океанология, 1983, т. 23, вып. 3, с. 456–463.
6. *Бараш М.С., Блюм Н.С.* Современные танатоценозы планктонных фораминифер Северной и Экваториальной Атлантики. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 1, с. 108–115.
7. *Лисицын А.П., Николаев В.И., Блюм Н.С.* Температуры Индийского океана в палеомагнитную эпоху Брюнес. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 1, с. 90–95.
8. *Williams D.F.* Late Quaternary fluctuations of the polar front and subtropical convergence in the southeast Indian Ocean. — Mar. Micropaleontology, 1976, v. 1, p. 363–375.
9. *Bé A.W.H., Duplessy J.–C.* Subtropical convergence and Quaternary climates in the Middle Latitudes of the Indian Ocean. — Science, 1976, v. 194, p. 419–422.
10. *Malmgren B.A., Kennett J.P.* Late Quaternary paleoclimatic applications of mean size variations in Globigerina bulloides d'Orbigny in the southern Indian Ocean. — J. Paleontol., 1978, vol. 52, N 6, p. 1195–1207.
11. *Бараш М.С., Оськина Н.С.* Распределение в океанских осадках раковин Globigerina pachyderma (Ehr.) в зависимости от температуры поверхностной воды. — В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 196–205.
12. *Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J.* Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. — Science, 1976, vol. 194, N 4270, p. 1121–1132.
13. *Moyes J., Duprat J., Faugeres J.-C.* et al. Etude stratigraphique et sedimentologique. — In: Geochimie organique des sediments marins profonds. Orgon IV. Golfe d'Aden, Mer d'Oman. P.: CNRS, 1978, p. 189–263.
14. *Thompson P.R., Bé A.W.H., Duplessy J.-C., Shackleton N.J.* Dissapearance of pink-pigmented Globigerinoides ruber at 120 000 year BP. in the Indian and Pacific Oceans. — Nature, 1979, vol. 280, p. 554–558.
15. *Schoell M., Risch H.* Oxygen and carbon isotope analyses on planktonic foraminifera of core VA 01-188 P (southern Red Sea). — Geol. Jb., 1976, Bd. 17, S. 15–32.
16. *Reiss Z., Luz B., Almogi-Labin A.* et al. Late

Quaternary paleoceanography of the Gulf of Aqaba (Elat.). Quatern., Res., 1980, vol. 14, p. 294–308.
17. *Deuser W.G., Degens E.T.* O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} ratios of fossils from the hot brine deep area of the central Red Sea. – In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N.Y.: Spring.-Verl., 1969, p. 336–347.
18. Climap Project members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. – Geol. Soc. Amer. Map and Chart Ser., 1981, MC-36.
19. *Suggate R.P.* When did the last interglacial end? – Quatern. Res., 1974, vol. 4, p. 246–252.
20. *Emiliani C.* The last interglacial.: Paleotemperatures and chronology. – Science, 1955, vol. 171, p. 571–573.
21. *Butzer K.W.* Pleistocene climates. – In: Ecology of the Pleistocene Geoscience and Man, 1976, vol. 13, p. 27–44.
22. *Kukla G.L., Matthews R.K., Mitchell J.M.* The end of the present interglacial. – Quatern. Res., 1972, vol. 2, p. 261–269.
23. *Марков К.К., Суетова И.А.* Эвстатические колебания уровня океана. – В кн.: Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964, с. 149–156.
24. *Broecker W.S., Thurber D.L., Goddard J.* et al. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. – Science, 1968, vol. 159, N 3812, p. 297–300.
25. *Morley J.J., Hays J.D.* Towards a high-resolution, global deep-sea chronology for the last 750 000 years. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 55, p. 279–295.
26. *Salinger M.J.* Palaeoclimates north and south. – Nature, 1981, vol. 291, N 5811, p. 106–107.
27. *Jouzel J., Merlivat L., Lorius C.* Deuterium excess in an east Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. – Nature, 1982, vol. 299, N 5885, p. 688–691.
28. Climap Project members. The surface of the ice-age Earth. – Science, 1976, vol. 191, p. 1131–1137.
29. *Prell W.H., Hutson W.L.* et al. Surface circulation of the Indian Ocean during the last glacial maximum, approximately 18 000 year BP. – Quatern. Res., 1980, vol. 14, N 3, p. 309–336.
30. *Webster P.J., Streten N.A.* Late Quaternary ice age climates of tropical Australasia: Interpretations and reconstractions. – Quatern. Res., 1978, vol. 10, N 3, p. 279–309.
31. *Bowler J.M., Hope G.S., Jennings J.N.* et al. Late Quarternary climates of Australia and New Guinea. – Quatern. Res., 1976, vol. 6, N 3, p. 359–394.
32. *Rossignol-Strick M., Nesteroff W., Olive P., Vergnaud-Grazzini C.* After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation. – Nature, 1982, vol. 295, N 5845, p. 105–110.
33. *Street F.A., Grove A.T.* Global maps of lake-level fluctuations since 30 000 year BP. – Quatern. Res., 1979, vol. 12, p. 83–118.
34. *Williams M.A.J.* Late Pleistocene tropical aridity synchronous in both hemispheres? – Nature, 1975, vol. 253, N 5493, p. 617–618.
35. *Sarnthein M.* Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. – Nature, 1978, vol. 272, N 5648, p. 43–46.
36. *Prell W.L., Streeter H.F.* Temporal and spatial patterns of monsoonal upwelling along Arabia: A modern analogue for the interpretation of Quaternary SST anomalies. – J. Mar. Res., 1982, vol. 40, N 1, p. 143–155.
37. *Chen C.* Pteropods in the hot brine sediments of the Red Sea. – In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N.Y.: Spring.-Verl., 1969, p. 313–316.
38. *Muller C.* Nannoplankton-Gemeischaften aus dem Jung-Quartär des Golfes von Aden und des Roten Meeres. – Geol., Jb., 1976, Bd. 17, S. 33–77.
39. *Иванова Е.В.* Изменение гидрологических условий Красного моря по данным изучения позднечетвертичных планктонных форминифер и птеропод. – В кн.: Тез. докл. II съезда сов. океанологов. Севастополь, 1982, вып. 7, ч. II, с. 33–34.
40. *Risch H.* Microbiostratigraphy of core-sections of the Red Sea. – Geol. Jb., 1976, Bd. 17, S. 3–14.
41. *Cullen J.L.* Microfossil evidence for changing salinity patterns in the Bay of Bengal over the last 20 000 years. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1981, vol. 35, N 2/4, p. 315–356.
42. *Hutson W.H.* The Agulhas current during the late Pleistocene: Analysis of modern faunal analogs. – Science, 1980, vol. 207, N 4426, p. 64–66.
43. *Burckle L.H., Clarke D.* Oceanographic conditions around Antarctica during the last glacial maximum. – EOS Trans. Geophys. Union, 1976, vol. 57, N 4, p. 258.
44. *Hays J.D., Lozano J.A., Shackleton N., Irving G.* Reconstruction of the Atlantic and western Indian Oceans sectors of the 18 000 BP. Antarctic Ocean. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1976, N 145, p. 337–372.
45. *Broecker W.S., van Donk J.* Insolation changes, ice volumes, and the O^{18} record in deep-sea cores. – Revs Geophys. and Space Phys., 1970, vol. 8, N 1, p. 169–198.
46. *Gasse F., Street F.A.* Late Quaternary lake-level fluctuations and environments of the Northern rift valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti). – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1978, vol. 24, N 4, p. 279–325.
47. *Williams M.A.J., Clark J.D.* Prehistory and Quaternary environments in southern Afar and on the Arussi-Harar plateau, Ethiopia. – Palaeoecol. Afr., 1976, vol. 9, p. 98–100.
48. *Van Campo E., Duplessy J.-C., Rossignol-Strick M.* Climatic conditions deduced from a 150-kyr oxygen isotope-pollen record from the Arabian Sea. – Nature, 1982, vol. 296, N 5852, p. 56–59.
49. *Street F.A., Grove A.T.* Environmental and climatic investigations of late Quaternary lake-level fluctuations in Africa. – Nature, 1976, vol. 261, N 5559, p. 386–390.
50. *Livingstone D.A.* Late Quaternary climatic change in Africa. – Annu. Rev. Ecol. and Syst., 1975, vol. 6, p. 249–280.
51. *Olausson E., Olsson I.U.* Varve stratigraphy in a core from the Gulf of Aden. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1969, vol. 6, p. 87–103.

УДК 551.462 (261.268)

МЕЗОЗОЙСКАЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

Л.А. САВОСТИН

Институт океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР, Москва, СССР;

Л.М. НАТАПОВ, А.П. СТАВСКИЙ

Министерство геологии СССР, Москва, СССР

ВВЕДЕНИЕ

Задача палеогеодинамического анализа состоит в том, чтобы для отдельных моментов геологического прошлого восстановить конфигурацию литосферных плит, определить характер взаимодействия на их границах, рассчитать параметры относительных перемещений и на основе этих построений рассмотреть геологическую историю региона. В настоящей работе подобный анализ применен к циркумполярной области, расположенной к северу от 60° с. ш. Центральную часть этого района занимает Северный Ледовитый океан, окруженный со всех сторон пассивными континентальными окраинами Евразии, Гренландии и Северной Америки. До начала 60-х годов во взглядах на историю формирования этого океанического бассейна господствовали представления о былом существовании в его пределах древней (докембрийской?) Гиперборейской платформы, служившей источником сноса обломочного материала в более южные области. Предполагалось, что возникновение океанической котловины связано с процессами базификации и погружения большей части этой платформы [1–5].

Идея о рифтовом происхождении Арктического океана была, по-видимому, впервые высказана С. Кери [6, 7], связавшим ороклинальный изгиб Аляски с ее отделением от Арктического архипелага и последующим вращением против часовой стрелки. В дальнейшем эти взгляды развивались многими авторами [8–14]. Неоспоримым доказательством того, что океаническая кора глубоководных котловин Арктического бассейна была сформирована в результате спрединга, явилось обнаружение в каждой из них полосовых магнитных аномалий мезокайнозойской последовательности [15–18].

Согласно геомагнитным исследованиям, наиболее древний возраст (120–130 млн. лет) характерен для Канадской котловины, где обнаружены аномалии с номерами М13–М15. Мы полагаем, что формирование океанической коры могло начаться значительно раньше, уже на первых этапах развития современного Арктического бассейна, одновременно с началом распада палеозойской Пангеи. С этого времени геологическая история Арктики определялась двумя разнонаправленными процессами. Один из них приводил к расколу ранее единых континентальных массивов, к формированию между ними пространств с океанической корой и пассивных континентальных окраин Атлантического типа; другой – к возникновению активных окраин Тихоокеанского типа, где в зонах субдукции поглощалась кора ранее существовавших и вновь образованных океанов, происходило наращивание континентальной коры, формировались складчатые пояса континентов.

В самом общем виде как будто нет сомнений в том, что процессы первого типа преобладали на западе региона, будучи тесным образом связанными с историей раскрытия Северной Атлантики; одновременно с этим вся область, расположенная к востоку от Верхоянской складчатой системы на северо-востоке Азии и к западу от цепей Скалистых гор Северной Америки, развивалась в обстановке активной континентальной окраины на границе с древним Палео – Тихим океаном. Таким образом, Арктический бассейн служил связующим звеном между Атлантическим и Тихоокеанским сегментами Земли и тектонические события, вызванные перемещением литосферных плит в каждом из них, находили здесь свое отображение.

История относительных перемещений больших и малых литосферных плит и связанная с этим геологическая эволюция различных областей Арктики рассматривалась многими авторами. Особенно подробно исследована история позднемезозойско-кайнозойского раздвижения Северо-Американской, Евразиатской и Гренландской плит [19–24]. Различные модели предложены для объяснения истории формирования струк-

тур Северной Аляски и хр. Брукса. Большинство из них предполагает отделение Северной Аляски от островов Арктического архипелага либо в процессе уже упоминавшегося разворота вокруг полюса вращения, расположенного в устье р. Маккензи [13, 14], либо за счет левостороннего сдвига вдоль разлома, ограничивающего континентальный склон Арктического архипелага, и разлома Поркъюпайн [25–28]. В работе П. Джонса [29] обсуждается вариант перемещения Северной Аляски с юга вдоль разломов Тинтина и Калтаг, подобно тому, как это предполагается для Южной Аляски и Врангелии [30]. Представление о том, что мезозойская геологическая история Северо-Восточной Азии и прежде всего Верхоянской складчатой области была обусловлена взаимодействием главным образом Северо-Американской, Евразиатской и Омолонской плит, впервые высказано, вероятно, Е. Херон, В. Питманом и Дж. Дьюн [25]. В последние годы эти идеи получили дальнейшее развитие [31–33].

В настоящей работе мы стремились восстановить мезокайнозойскую палеогеодинамику и палегеографию всего Арктического бассейна, опираясь на три независимых источника данных: кинематику относительных перемещений литосферных плит, палеомагнетизм и геологию. На этой основе были составлены палеогеодинамические реконструкции для четырех временных интервалов: раннего триаса, поздней юры, раннего мела и позднего мела. Положение всех литосферных плит, показанных на реконструкциях, восстановлено относительно неподвижной восточной Северо-Американской плиты. Пересчитанные соответствующим образом значения палеомагнитных полюсов отдельных плит использовались для определения среднего положения северного полюса Земли и палеоширот. Границы плит проведены на основании изучения пространственного распространения соответствующих геологических комплексов-индикаторов различных геодинамических обстановок. Все количественные расчеты и кинематические построения выполнены на ЭВМ Hewlet-Packard-300 Института океанологии АН СССР с помощью комплекса программ Paleomap-78.

КИНЕМАТИКА

На протяжении мезозоя и кайнозоя естественные географические границы Арктического бассейна, по крайней мере его западной части, определялись относительным расположением Северной Америки, Гренландии и Евразии. Основные свидетельства сложной истории перемещений этих континентов, или, точнее, литосферных плит, в состав которых они входили начиная от раскола Лавразии до настоящего времени, запечатлены в рельефе дна Атлантического и Северного Ледовитого океанов, а главным образом в картине линейных магнитных аномалий. Методика использования океанологических данных для восстановления относительного положения литосферных плит геологического прошлого хорошо известна [19, 34, 35]. Обычно для этой цели используют параметры перемещений литосферных плит, рассчитанные по совмещению одновозрастных магнитных аномалий, расположенных по разные стороны срединно-океанического хребта. Начальное, додрейфовое положение континентальных масс, ныне разделенных океаническими пространствами, восстанавливается по совмещению контуров, предположительно разделяющих области с континентальной и вновь образованной океанической корой [36, 37].

Детальные геомагнитные исследования, суммированные на картах осей линейных магнитных аномалий [38, 15], убедительно показали, что новейший этап рифтообразования, повлекший за собой окончательный раскол Лавразии, начался в позднем мезозое. Наиболее древние идентифицированные аномалии, свидетельствующие об этом этапе раскрытия Северной Атлантики, расположены к северу и югу от разлома Чарли-Гиббса, между Большой Ньюфаундлендской банкой на западе и подводной возвышенностью Поркьюпайн на востоке. Здесь известны аномалии с номерами 33–34 кайнозойской последовательности, что соответствует возрасту 75–80 млн. лет. Далее на север ось начального раскола продолжается в Лабрадорском и Баффиновом морях, где обнаружены аномалии с номерами 34–19 (80–40 млн. лет) и 24–19 (56–40 млн. лет) соответственно [21, 24]. К востоку от Гренландии последними надежно выделяемыми аномалиями являются аномалии 24–25 (56–60 млн. лет). Они протягиваются от коленообразного изгиба на хр. Рейкьянес в Норвежско-Гренландский бассейн и далее в Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана [15–18].

Следует особо подчеркнуть, что перечисленные выше аномалии дают только верх-

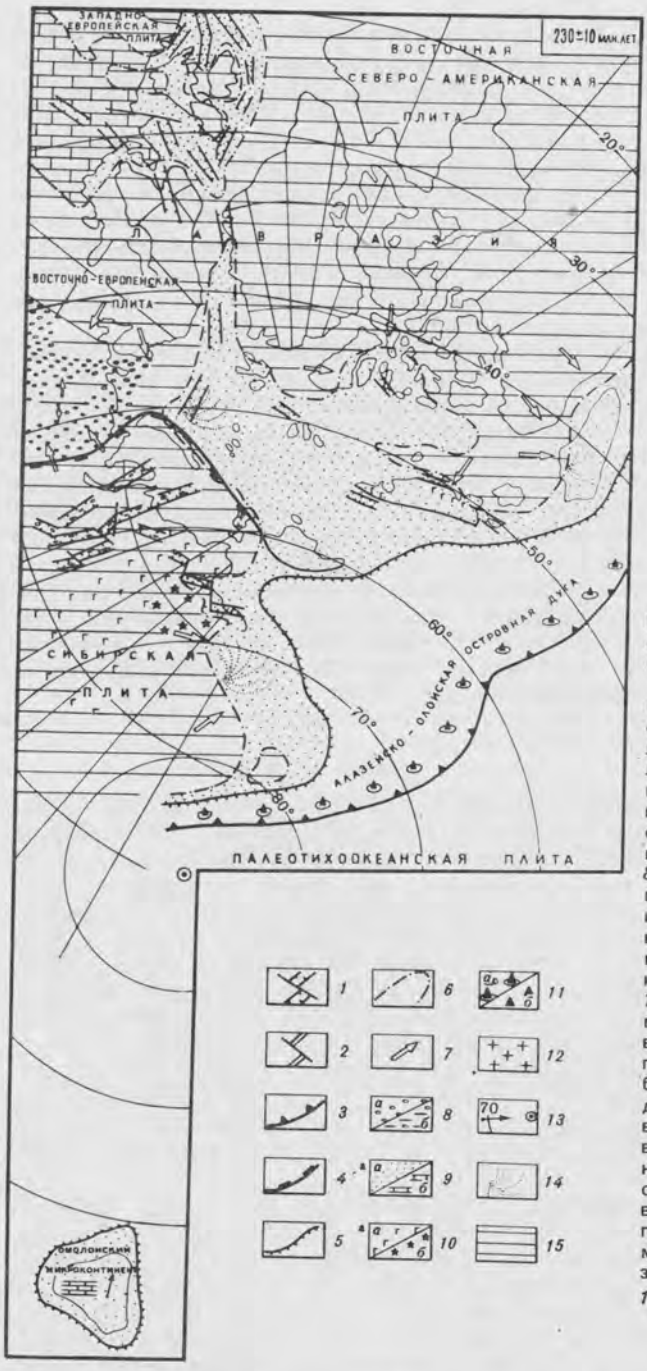


Рис. 1. Палеогеодинамическая реконструкция Арктического региона. Ранний триас

1 — отдельные грабены в составе континентальных рифтовых зон; *2* — оси спрединга и трансформные разломы; *3* — зоны субдукции; *4* — области сжатия и складчатости; *5* — пассивные границы континентальной и океанической коры; *6* — граница суши и моря; *7* — основные направления сноса обломочного материала; *8* — континентальные осадочные толщи: *а* — преимущественно терригенные, *б* — преимущественно угленосные; *9* — отложения неглубокого моря (шельф): *а* — преимущественно терригенные, *б* — карбонатные; *10* — внутриплитовый магматизм и магматизм континентальных рифтовых зон: *а* — траппы и базальтоиды повышенной щелочности, *б* — кимберлиты; *11* — магматизм зон субдукции: *а* — известково-щелочные вулканиты островных дуг, *б* — известково-щелочные вулканиты активных континентальных окраин Андийского типа; *12* — граниты известково-щелочной серии; *13* — северный полюс, палеоширота и вектор намагниченности горных пород (показан только на Омолонском массиве); *14* — дельты крупных рек; *15* — суша

нюю возрастную границу начала раскола Лавразии. После их совмещения остаются еще некоторые области, подстилаемые либо океанической корой, либо утоненной континентальной корой. Так, после совмещения 24 аномалий, расположенных к югу от Исландии, расстояние между изобатами 2000 м, огибающими юго-восточную Гренландию и запад плато Хатон-Рокол, достигает 150—200 км. Подобные "зияния" остаются между шельфами Гренландии и Лабрадора, Гренландии и Норвегии, между шельфами Ев-



Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция Арктического региона Поздняя юра (условные обозначения те же, что и на рис. 1)

разии и хр. Ломоносова. Время, в течение которого формировались эти области, могло быть достаточно продолжительным.

Кинематической основной реконструкцией, представленных в нашей работе, является реконструкция начального, додрейфового положения Северной Америки, Гренландии и Евразии, объединенных в единый материк Лавразию. При ее построении использованы параметры движений, полученные методом наилучшего совмещения контуров континентальных массивов. Анализ кинематических, палеомагнитных и геологических данных дает основание полагать, что на ранних этапах раскрытия Северной Атлантики либо Гренландия, либо Европа были разделены на две независимые плиты. Не исключая возможности любого из вариантов, мы отдаем предпочтение второму и полагаем, что граница между Западно-Европейской и Восточно-Европейской плитами проходи-

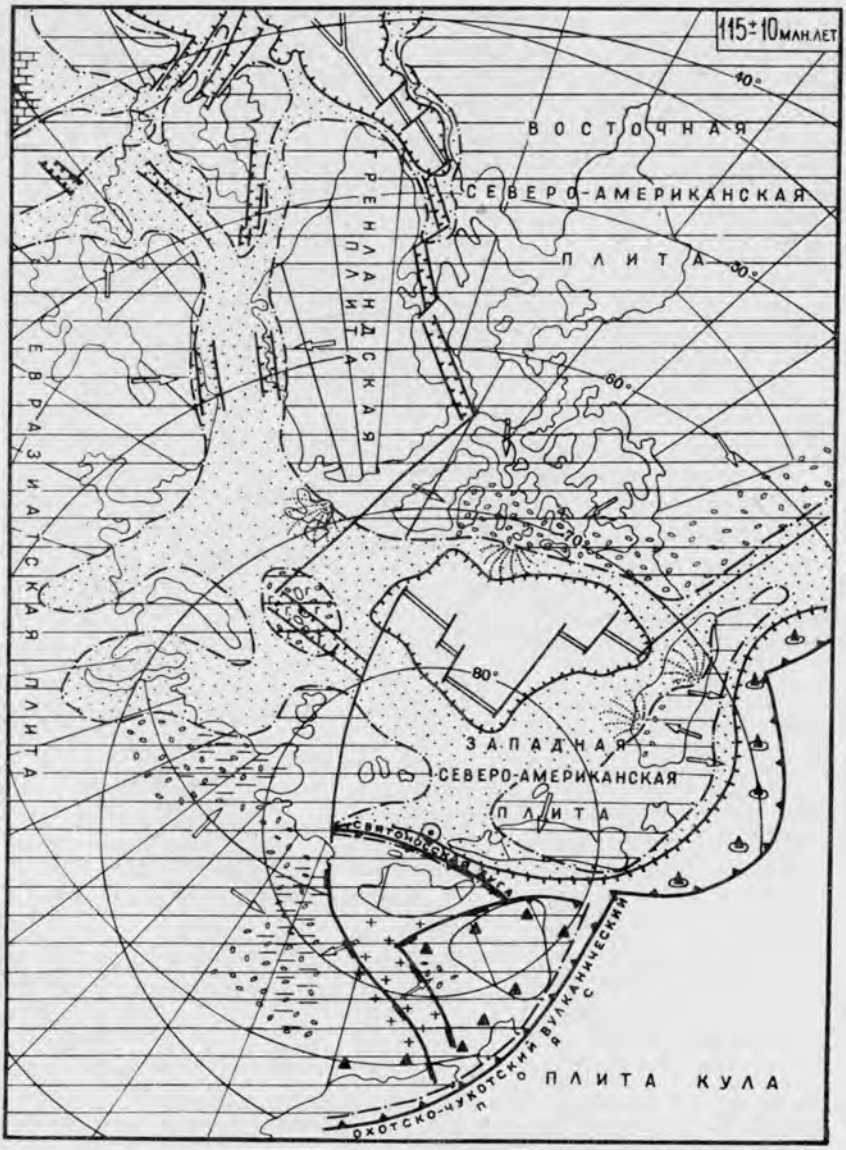


Рис. 3. Палеогеодинамическая реконструкция Арктического региона
Ранний мел (условные обозначения те же, что на рис. 1)

ла от южного окончания грабенов Северного моря через впадину Эгерзунд и далее на юго-восток вдоль грабенов и поднятий Польско-Датской борозды, приспосабливаясь тем самым к простиранию линии Торнквиста, отделяющей Восточно-Европейскую платформу от герцинид Европы.

К началу мезозоя в Арктическом секторе существовал единый крупный континентальный массив — Лавразия. Первые две реконструкции показывают, что ее распад начался с образования системы рифтовых впадин и грабенов, некоторые из них впоследствии превратились в границы между крупными плитами. Одновременно продолжались небольшие перемещения между Сибирью и остальной частью Лавразии (сжатие), начавшиеся в позднем палеозое. Кинематика этих движений в силу их небольшого масштаба нами не рассматривается. В мелу (рис. 3, 4) ситуация меняется коренным

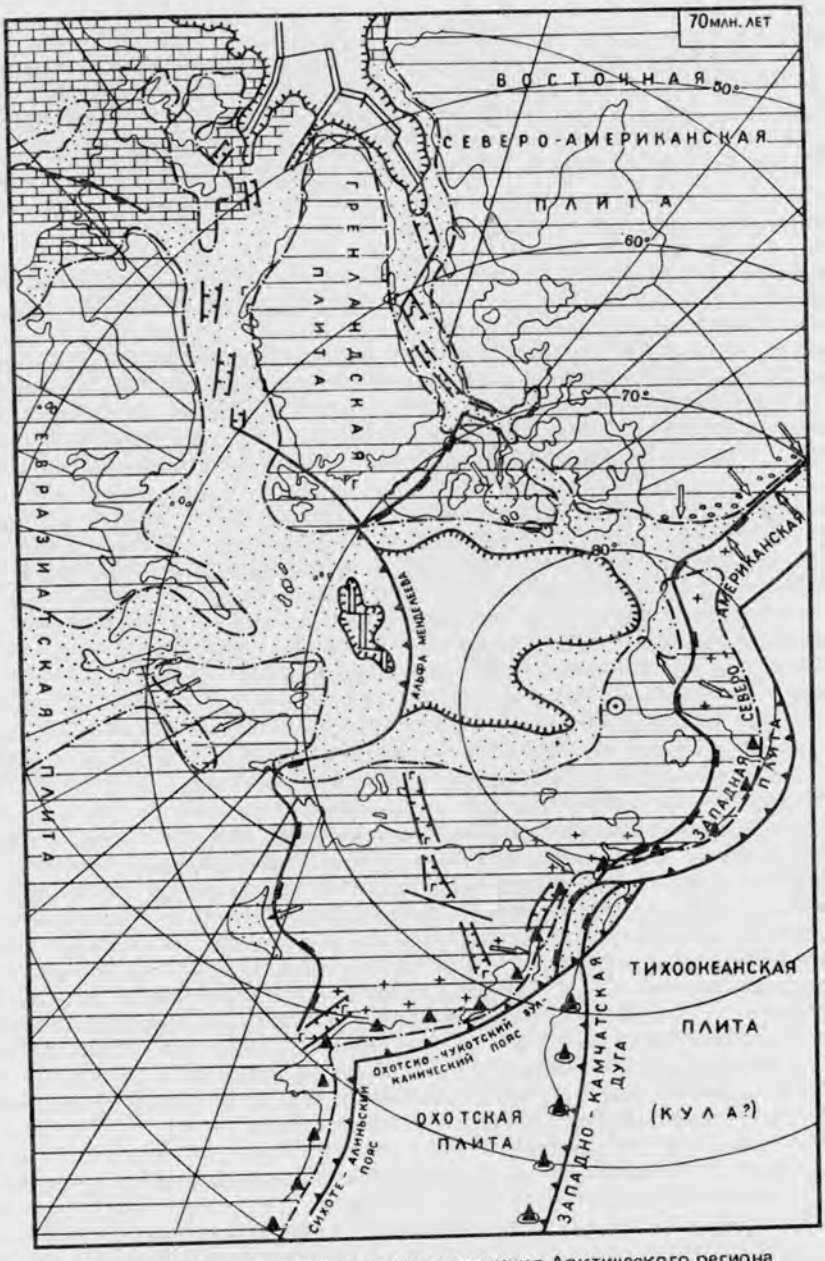


Рис. 4. Палеогеодинамическая реконструкция Арктического региона Поздний мел (Условные обозначения те же, что на рис. 1)

образом; относительные движения между отдельными блоками достигают таких размеров, что сначала в Лабрадорском море, а затем в Норвежско-Гренландском бассейне начинает формироваться океаническая кора.

Если на западе Арктического региона основные геологические события, описываемые в следующем разделе, определялись перемещением крупных фрагментов Лавразии, то на востоке важная роль принадлежала малым литосферным блокам. Некоторые из них (Северо-Аляскинский, Чукотский, Новосибирский и Полоусненско-Хромс-

кий) также являлись осколками Лавразии; другие (Омолонский микроконтинент, Корякия, Камчатка, Южная Аляска и Врангелия) могли принадлежать либо Гондване [39], либо Панталассе — ныне полностью разрушенному континенту внутри Палео-Тихого океана [40]. Реконструкция перемещений малых блоков и их положения относительно системы координат, образованной главными литосферными плитами, осуществлялась прежде всего на основании палеомагнитных данных [41–45].

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Ранний триас. Данная реконструкция (рис. 1) характеризует палеогеографию и тектонику раннего триаса и отдельные события более позднего времени (до карнийского века включительно).

Наиболее важные события этого времени в пределах рассматриваемого региона связаны с процессами грабено- и рифтообразования, охватившими громадные площади от Сибирской платформы до Центральной Европы. Заложение грабенов в Арктическом бассейне вместе с последующей эпохой рифтогенеза в Северной Атлантике и в Западном Тетисе несомненно отражает единый процесс раскола позднепалеозойской Пангеи.

В Северо-Западной Европе раннетриасовые грабены и прогибы рассекают область, стабилизировавшуюся в процессе палеозойской складчатости [46, 47], образуя точку тройного сочленения в южной части Северного моря. Одна их ветвь огибает с запада Гербидско-Ирландский массив, соединяясь на юге с зоной разломов Бискайского залива; другая ветвь, образованная системой грабенов Северного моря, следует на юго-восток, переходя в грабены Польско-Датской борозды. Положение грабенов западной ветви в значительной мере определило линию последующего раскола Лавразии, но в раннем триасе движения здесь были незначительными. В то же время грабенообразование на востоке сопровождалось интенсивными вертикальными движениями, особенно усилившимися к концу кейпера [46, 48, 49]. К концу триаса в грабенах Северного моря и Датском проливе накапливается свыше 3000 м осадков, а в Польском прогибе около 2500 м. В южной части будущего Норвежско-Гренландского бассейна процесс рифтогенеза сопровождался ростом сводового поднятия, что привело к образованию сухопутного перешейка, разделившего раннетриасовые моря Западной Европы и Арктического бассейна. Вновь связь между ними установилась, вероятно, в конце триаса во время рэтской трансгрессии, способствовавшей широкому смешению бореальной и тетической фауны [47, 50].

Значительная часть Арктики была занята шельфовыми морями, в которых погружение преобладало над осадконакоплением. По обрамлению Баренцева моря в мелководных условиях накапливались разнообразные, в основном глинистые, терригенные осадки, мощность которых на Шпицбергене в районе Исфиорда достигает 800 м, а на Земле Франца-Иосифа около 1300 м [51, 52]. В центральной части акватории, по данным многоканального сейсмопрофилирования, мощность ранне-среднетриасовых отложений может достигать 4–6 км. На юге грабены Баранцева моря постепенно сменялись обширной Тимано-Печорской низменностью, где осадки накапливались в озерно-болотных условиях. Их мощность колеблется от 500 до 1000 м и более. На западе снос осуществлялся с возвышенной Кольской суши, а на востоке с горных хребтов Урала, Пай-Хоя и Новой Земли. Перед Уральско-Новоземельским горным сооружением располагался протяженный краевой прогиб. Выполняющие его отложения можно охарактеризовать как верхнюю молассу. Возможно, этот краевой прогиб служил границей между Восточно-Европейской и Сибирской плитами.

Вблизи Арктического побережья Восточной Северо-Американской плиты наиболее интенсивные погружения происходили в Свердрупском бассейне. Постепенное погружение началось здесь еще в среднекаменноугольное время, вскоре после окончания элсмирской орогении [53]. В раннем триасе амплитуда погружений заметно увеличивается, а к норию общая мощность триасовых отложений достигает от 4500 м [53, 54]. Возможно, именно в это время начинает формироваться глубоководная Канадская котловина.

Южнее о-ва Банкс, крайнего острова современного Арктического архипелага, береговая линия огибала крупную полуостровную сушу, в состав которой входили о-в Врангеля, северо-восточная часть Чукотки, занятая Восточно-Чукотским массивом,

п-ов Стъюарта и крайняя северо-восточная часть Аляски в районе мыса Барроу. Возможно, из-под уровня моря возвышалась северо-восточная часть Новосибирского архипелага — о-ва Де-Лонга. Таким образом, Свердрупский бассейн почти со всех сторон был окружен сушей, служившей источником сноса больших масс кластического материала. Снос осуществлялся и в расположенные южнее районы Центральной Чукотки и Аляски. На западе Новосибирского архипелага, на Чукотке и о-ве Св. Лаврентия осадконакопление сопровождалось интенсивным прогибанием. Образовавшаяся при этом песчанисто-глинистая толща частично флишоидного строения ассоциирует со значительным объемом вулканитов основного состава и дайками долеритов [55—57].

К востоку от о-ва Св. Лаврентия, в пределах современной Северной Аляски, вулканические проявления полностью отсутствовали. Осадконакопление происходило в спокойной обстановке открытого шельфа. Отлагавшиеся вблизи берега кварцевые песчаники и конгломераты сносились с невысокой суши, располагавшейся к северо-востоку, и сменялись на шельфе аргиллитами и сланцами, все более глубоководными по мере продвижения на юг [58]. Ныне дельтовые и мелководные фации слагают верхнюю часть автохтона (формация Седлерочит) от северного побережья Аляски до предгорий хр. Брукса, а более глубоководные, преимущественно кремнистые фации, обнажаются в горах Де-Лонга и Эндикот в виде серии аллохтонных пластин [58, 59].

Процессы, связанные с региональным растяжением, наиболее ярко проявились в пределах Сибирской плиты. На границе перми и триаса здесь обособляются две области — западная и восточная, вовлеченные в единый процесс рифтогенеза, но заметно различающиеся по характеру его проявления. Для западной области характерно широкое развитие грабенов, расположенных дискордантно к структурам домезозойского фундамента [60]. Грабены группируются вокруг центрального Колтогор-Уренгойского, который протягивается почти на 2000 км от Омска до побережья Карского моря и, возможно, под его дном. Одновременно с формированием грабенов в них накапливались мощные толщи осадочных пород с растительным детритом, переслоенные горизонтами лав, лавобрекчий и туфов основного состава и прорванные дайки и пластовыми интрузиями базальтов [60]. Вулканические извержения носили трещинный характер и сопровождались малым количеством пирокластики. Восточная область, включающая Тунгусскую синеклизу, Енисей-Хатангский прогиб и южную часть Таймырской складчатой области, в конце перми—начале триаса становится ареной громадного по масштабам траппового магматизма. Извержения, носившие на начальном этапе пирокластический, эксплозивный характер, быстро сменились излияниями лавовых потоков, внедрением даек и силлов долеритов. Общий объем вулканических и субвулканических образований, накопившихся к среднему триасу, достигает 2—2,5 тыс. км^3 [49]. На северной периферии Тунгусской синеклизы и в восточной части Сибирской платформы вулканизм приобретает щелочной характер и сопровождается внедрением кимберлитов и интрузий щелочных ультраосновных пород.

По мере приближения к Палео-Тихому океану покровы базальтов начинают переслаиваться с лагунными и прибрежно-морскими песчаниками. В разрезе триаса начинают преобладать мощные толщи терригенных отложений, входящих в состав верхоянского комплекса. Отложения этого комплекса в раннем карбоне пришли на смену существенно карбонатному осадконакоплению раннего—среднего палеозоя. Отчетливые литолого-фациальные зоны, формировавшиеся в условиях прибрежной равнины, обширного шельфа, континентального склона и континентального подножья, протягиваются параллельно структурам Верхоянской складчатой системы и сменяют друг друга в направлении с запада на восток [61]. Снос обломочного материала происходил с запада; при этом главная его часть выносилась в районе Вилюйской синеклизы крупной рекой, берущей свое начало где-то на Байкало-Патомском нагорье. Постоянно действовавшая в течение длительного времени дельта способствовала значительной проградации шельфа, и мелководные отложения нижнего триаса с обильным углефицированным детритом и пресноводной фауной перекрывают относительно более глубоководные каменноугольно-пермские отложения. Максимальных мощностей (до 10 тыс. м) отложения верхоянского комплекса достигают в районе Адыча-Тарынской зоны и Иньяли-Дебинского синклинория, где их формирование происходило в обстановке континентального подножия [61]. Восточнее располагалась, вероятно, подводная возвышенность. Здесь характер осадконакопления был существенно иным; в пределах возвышенности отлагались преимущественно глинистые толщи, в формировании

которых заметную роль играл пирокластический материал, поступавший с восточных вулканических поднятий [31]. Источником этого материала могли служить поднятия Алазейско-Олойской зоны с их активным позднепалеозойским и раннемезозойским известково-щелочным вулканизмом [31, 62, 63]. Эти поднятия уже не принадлежали Лавразии, а входили в состав протяженной системы островных дуг, отделявших ее от котловин Палео-Тихого океана.

Мы полагаем, что Алазейско-Олойская дуга была отделена от континента обширным бассейном типа Алеутской котловины Берингова моря, океаническая кора которого имела палеозойский возраст. На запад островная дуга протягивалась в район Удской губы Охотского моря, а на востоке соединялась, вероятно, с дугой, отделявшей кристаллический массив Оминека от Американского кратона (64, 65).

В раннем триасе часть современной Северо-Восточной Азии, расположенная к востоку от хр. Черского и к югу Алазейско-Олойской зоны, представляла собой микроконтинент (Омолонский), значительно удаленный от Сибирской плиты. Согласно палеомагнитным данным [41, 42, 45], триасовые отложения междуречья Колымы и Омолона формировались на 40° –50° с. ш., тогда как верхоянская окраина Лавразии располагалась за полярным кругом того времени.

Следует особо подчеркнуть, что палеомагнитные данные позволяют восстановить только палеошироту Омолонского микроконтинента. Точное же положение его не ясно. Он мог располагаться, например, вблизи Северо-Американского кратона в пределах Арктического региона.

Поздняя юра. События, показанные на рис. 2, охватывают интервал от келловея до титона. За прошедшие 60—80 млн. лет главные события, связанные с расколом Пангеи, переместились в пределы центральной Атлантики, где к описываемому времени на значительных площадях уже сформировалась новообразованная океаническая кора.

Тектоника Северо-Западной Европы, Северного моря и Норвежско-Гренландского бассейна на протяжении всей юры определялась прежде всего относительными перемещениями между Восточной Северо-Американской плитой, включавшей Гренландию и частично Западную Европу, и Евразиатской плитой, объединявшей Восточно-Европейский и Сибирский блоки.

К концу средней юры в результате нескольких импульсов растяжения между Арктическим бассейном и морями Тетиса устанавливается устойчивая связь. Основным связующим звеном служили грабены Северного моря и Польско-Датской борозды. О значительных масштабах растяжения говорят многочисленные магматические проявления, известные от самых северных частей Северного моря до провинции Сконе на юге. Позднеюрская трансгрессия, достигшая своего максимума в кимеридже, превратила Скандинавию в крупный островной массив, омываемый на востоке Среднерусским и Тимано-Печорским морями, на юге и западе Польским бассейном, морями Западной Европы и Норвежско-Гренландского бассейна, а на севере Баренцевым морем. Это привело к широкому обмену фаун [47, 50, 66].

Первоначально процесс раскола Лавразии был рассредоточен в Арктическом бассейне на громадной площади (рис. 1), но, вероятно, уже в ранней юре граница расхождения плит начала смещаться в сторону Американского континента. Это событие сопровождалось вспышкой базальтового магматизма в Свердрупском бассейне [53, 54]. Мы полагаем, что в это время от Арктического архипелага были отделены Новосибирские острова, начавшие свой путь в составе Хромской плиты в сторону Евразии. На западе Канадской котловины процесс рифтогенеза еще не достиг стадии формирования океанической коры, это произошло несколько позднее, если судить по наиболее древним идентифицированным здесь магнитным аномалиям [15, 17]. Спрединговый хребет восточной части Канадской котловины продолжался, вероятно, в Южно-Анюйском заливе, соединяясь далее с системой срединных хребтов Палео-Тихого океана. На реконструкции Чукотско-Стъюартский и Северо-Аляскинский блоки объединены в единую Западную Северо-Американскую плиту, хотя незначительные дифференциальные движения между ними могли существовать.

Раскрытие Канадской котловины играло, по-видимому, далеко не главную роль в усилении тектонических движений в регионе; важнейшим событием, определившим ход позднемезозойской истории, явилось приближение Омолонского микроконтинента к Евразии. Вероятно, первое столкновение произошло между микроконтинентом и Алазейско-Олойской островной дугой [67]. Это столкновение в байосском веке и при-

вело к образованию на Алазейском поднятии складчатости и мощной (до 1500 м) толщи базальных конгломератов [68, 69]. Складчатость сопровождалась внедрением калиевых гранитов и граносиенитов с абсолютным возрастом 170–180 млн. лет (К–Ar метод, данные А.Г. Каца). В результате столкновения многие участки островной дуги, по крайней мере собственно Алазейское поднятие, оказались причлененными к микроконтиненту и начали перемещаться вместе с ним в сторону Верхоянского побережья Евразии. С этого времени обособляется Омолонская плита, окруженная практически со всех сторон зонами субдукции. Ее западная граница проходила вдоль зоны субдукции, заложившейся у подножья Верхоянского шельфа. В бат – келловейское время здесь возникает цепочка невулканических гористых островов, вокруг которых накапливались песчано-конгломератовые толщи, а начиная с оксфордского века формируется мощный комплекс известково-щелочных вулканитов и разнообразных туфогенно-осадочных пород, известный ныне как Уяндино-Ясачнинский вулканический пояс [70]. В середине кимериджского века характер относительного взаимодействия Омолонской и Евразиатской плит несколько меняется, в тылу пояса возникают условия растяжения и в образовавшихся грабенообразных впадинах накапливаются значительные толщи липаритов и их туфов, прорываемые гигантскими субвулканическими телами. Выплавление кислых коровых магм достигает своего апогея в волжское время, и тогда же почти одновременно на протяжении всего пояса происходит затухание андезитового вулканизма. Следовательно, к концу юры практически вся океаническая кора к западу от Омолона была поглощена в Уяндино-Ясачнинской зоне субдукции и только какая-то ее часть могла сохраниться перед фасом хр. Черского в виде остаточного бассейна, заполнявшегося терригенными отложениями бастахской серии (около 9 км).

Северное ограничение Омолонской плиты было образовано системой островных дуг, часть которых заложилась непосредственно на коре Анюйского океана, а часть на окраине Омолонского микроконтинента [71, 72]. В поздней юре здесь поглощается кора, разделявшая континентальные массивы Западной Северо-Американской, Хромской, Евразиатской и Омолонской плит. На северной периферии Омолонской плиты (по крайней мере в ее западном Полоусненском секторе) наряду с субдукцией происходили правосторонние сдвиги.

Восточное продолжение Полоусненско-Олойской системы островных дуг не ясно. Сейчас нельзя определенно сказать, соединялась ли она с островной дугой Юкон-Коюкук, ограничивавшей с юга Северную Аляску, либо отделялась от последней спрединговым хребтом Южно-Анюйского океана. Мы полагаем, что такое соединение произошло позднее описываемых событий, а в конце юры один из срединных хребтов Палеотихого океана проходил в Арктический бассейн.

Ранний мел. События, показанные на рис. 3, охватывают период от баррема до альба включительно. В Северной Атлантике к этому времени относятся первые проявления активного спрединга. Формирование океанической коры началось вдоль линии, протягивающейся от Бискайского залива в Лабрадорское море, в уже существовавшем морском бассейне [73]. Спредингу предшествовала позднеюрско-раннемеловая (позднекимерийская) фаза грабенообразования, сопровождавшаяся значительным утонением континентальной коры, а местами вулканическими проявлениями. К концу раннего мела Гренландия была уже отделена от Восточной Северо-Американской плиты Лабрадорско-Баффиновой рифтовой системой, хотя активный спрединг существовал только на юге.

У северного окончания Баффиновой Земли единая граница между Гренландией и Северной Америкой, вероятно, разветвлялась. Одна ветвь, с преимущественно раздвиговой компонентой движения, шла на запад через грабены Ланкастер–Барроу–Мак Клур, а другая на северо-восток вдоль пролива Парес. Преимущественно сдвиговые перемещения вдоль этой границы вряд ли превышали первые десятки километров [53, 74].

К востоку от Гренландии активизируются движения вдоль системы Рокол-Фарерских грабенов, а на их продолжении в Фареро-Шотландском прогибе и в бассейне Мор формируется довольно широкая (до 200 км) зона утоненной (океанической?) коры [76, 75]. В Норвежско-Гренландском бассейне продолжают развиваться наиболее протяженные и хорошо выраженные грабены Восточной Гренландии [77] и грабены бассейна Воринг, где в мелу накапливается до 3 км осадков [78]. В раннем мелу

тектонический стиль этих регионов определялся образованием серии обращенных на запад сбросов.

Таким образом, уже в раннем мелу (по крайней мере в апте) Гренландия представляла собой самостоятельную плиту.

На рубеже баррема и апта тектоническая активность Западной Европы заметно усиливается (австрийская тектоническая фаза). Однако в районе грабенов Северного моря австрийские движения проявились заметно слабее. Незначительная активизация процессов рифтообразования только подчеркнула резкую расчлененность рельефа, сформированного в предшествующую позднекимерийскую эпоху [47].

На западе Арктического бассейна ранний мел, особенно его вторая половина, ознаменовался мощной вспышкой основного магматизма. Излияние толеитовых базальтов, внедрение близких по составу даек и силлов происходило на обширной площади от Шпицбергена до Земли Франца Иосифа [51, 55, 79]. Вулканической деятельности предшествовало общее поднятие территории, особенно заметное на Земле Франца Иосифа, где оно обусловило сильный размыв юрских морских отложений [55]. На начальном этапе извержения сопровождались выбросами значительного количества пирокластического материала, образовавшего, в частности, на Шпицбергене, характерный горизонт баррем-аптских туфовых конгломератов [79]. Вулканизм развивался в обстановке почти идеально компенсированного рельефа. В понижениях между плосковерхими возвышенностями формировались озерно-аллювиальные, местами угленосные отложения. Значительное количество осадков, в основном аркозовых песчаников, приносилось с запада и юго-запада, со стороны Гренландии, дельтами крупных рек. Источник обломочного материала располагался, вероятно, на западе Гренландии и в северной части Баффиновой Земли и Баффинова залива [51] Оттуда же осадочный материал поступал на северо-запад и распространялся по площади, значительно превышавшей границы раннемезозойского Свердрупского бассейна (формация Изахсон) [53, 54].

Раскол Лавразии сопровождался отделением от нее Новосибирского и Чукотского блоков и раскрытием Канадской котловины. К концу раннего мела этот процесс замет но ускоряется, вероятно, в значительной степени благодаря событиям, происходившим на границе с Тихим океаном. Здесь, начиная уже с поздней юры, изменяются направления относительных перемещений между плитами Палео-Тихого океана и Лавразией. Вдоль западного побережья Северной Америки развивается косая субдукция с заметной компонентой правобокового смещения, и многие блоки, как уже причлененные к континенту и расположенные к востоку от зоны субдукции, так и находящиеся к западу от нее в пределах океанических плит, начинают мигрировать на север относительно Американского кратона. О таком смещении свидетельствуют многочисленные геологические и палеомагнитные данные [45, 65].

Важным следствием изменившейся геодинамической обстановки явилось столкновение Северо-Аляскинского блока с расположенной южнее островной дугой (орогеническая фаза хр. Брукса). Быстрый рост горного сооружения приводит к тому, что уже в берриас—валанжинское время северный источник обломочного материала, существовавший в палеозое и раннем мезозое, сменяется южным [58, 80]. Начало этих событий ознаменовалось накоплением мощной толщи ритмично переслаивающихся песчаников со следами турбидитных потоков, а местами с олистостромовыми горизонтами, слагающими значительную часть формации Окпакруак на северной периферии хр. Брукса [58, 59, 80]. Продолжающееся сжатие приводит к образованию надвигов и обдукции офиолитов [81]. В альбе складчатые процессы, вызванные горизонтальными перемещениями, прекращаются, сменяясь на юге внедрением гранитоидных плутонов, а на севере формированием верхней молассы (формация Нанушук) [80].

Близкую эволюцию претерпевают складчатые пояса, формирующиеся вокруг Омолонского микроконтинента. К середине раннего мела происходит его окончательное слияние с Евразиатской и Хромской плитами, сопровождающееся мощной складчатостью (верхоянская орогеническая фаза), охватившей Верхоянье, хр. Черского, Улахан-Тас, Полоусный. Складчатость сопровождается внедрением гранитоидных интрузий колымского комплекса, определивших металлогеническую зональность региона [67, 82].

В результате столкновения континентов вновь происходит перестройка границ плит, окружающих Северо-Восточную Азию. Северную границу теперь образует Свято-

носско-Олойская зона субдукции, в которой поглощается последняя кора Южно-Анюйского океана. Вдоль восточной окраины начинает формироваться Охотско-Чукотский вулканический пояс, претерпевший на протяжении раннего мела эволюцию от островной дуги до активной континентальной окраины Андийского типа [33, 83, 84].

Поздний мел. На реконструкции, представленной на рис. 4, суммированы события, относящиеся к самому концу позднего мела (кампан–маастрихт). Многие из них, особенно в приатлантическом секторе, были обусловлены тремя главными причинами – продолжающимся расколом Лавразии, сближением Африканской и Евразиатской плит и глобальным изменением уровня моря.

В начале позднего мела ось основного раскола и наращивания океанической коры по-прежнему проходила из Центральной Атлантики в Лабрадорское и Баффиново моря. Одновременно спрединг существовал в Бискайском заливе, возможно продолжаясь в Аквитанском бассейне и прогибе Роколл [22 – 24, 73, 76]. Между аптом и поздним мелом в Северной Атлантике происходит существенная перестройка геометрии спрединга, выразившаяся в резком смещении оси спрединга на запад в сторону Лабрадорского моря, в формировании прямолинейного ограничения плато Роколл и крупнейшего трансформного разлома Чарли-Гиббса, в заложении в районе южного окончания Гренландии точки тройного сочленения типа рифт–рифт–рифт.

Перестройка границ наращивания в Северной Атлантике была только одним из следствий, вызванных изменением направления относительных перемещений и характера взаимодействия между Африкано-Аравийской плитой и плитами Евразии. В конце позднего мела преимущественно сдвиговые "скользящие" движения в западном Тетисе сменяются почти лобовым сближением [85, 86]. Начало этих событий сопровождалось образованием пояса Пеннинских покровов (баррем–альб, 130–110 млн. лет), а в позднем мелу, вероятно, в сеноне, происходит столкновение Итало-Динарского выступа Африканской плиты и Иберии с Западно-Европейской плитой [86]. В результате столкновения и продолжающегося сжатия во многих прогибах Западной Европы, развивавшихся ранее в обстановке растяжения, происходит инверсия тектонического режима. Между коньяком и датским веком в складчатые движения вовлекаются области, расположенные на расстояниях более 1000 км от фронта Пиренейско-Альпийских надвигов, хотя конкретные проявления складчатости варьируют от бассейна к бассейну [46, 47]. Особенно значительную инверсию претерпели грабены Польско-Датской борозды, на месте которых в коньяк-сантонское время была сформирована горная цепь высотой не менее 2000–3000 м [46, 48]. Позднемеловые движения затронули только юг грабена Викинг, а в то время как большая часть Североморской рифтовой системы вместе с прилегающими шельфовами испытывала общее погружение, контролировавшееся режимом охлаждения литосферы и нагрузкой формирующихся осадков [87, 88].

Палеогеография и режим осадконакопления в Западной Европе и приатлантическом секторе Арктического региона во многом определялся резким повышением уровня моря, вызванным ускорением спрединга и ростом объема срединных хребтов мирового океана [89]. К концу позднего мела уровень моря, превышающий на 110–300 м современный, достиг своей максимальной отметки [89, 90]. В результате оказались затопленными большинство существовавших в Европе невысоких поднятий и образовался громадный бассейн, вновь, как и в поздней юре, соединивший арктические моря с морями Атлантики, Тетиса, Западной Европы и Русской платформы. Терригенное осадконакопление сохранилось только вблизи горных цепей, формирующихся в результате кимерийско-ларамийских движений. Обстановка обширного шельфа, свободно открывающегося в сторону Атлантического океана, способствовала быстрому росту биологической продуктивности и формированию характерного горизона писчего мела Европы.

В результате позднемеловых движений в Западном Тетисе и Атлантике Западно-Европейская плита оказывается практически полностью причлененной к Евразии. Это событие значительно изменило характер относительных взаимодействий между тремя крупнейшими плитами Западной Арктики. Между Евразией и Гренландией формируется новая граница, проходящая между Гренландией и Шпицбергеном. Общее воздымание Шпицбергена, перерыв в осадконакоплении наряду с трансгрессией в смежных областях, следы деформации и эрозии – все говорит о том, что в позднем мелу на этом отрезке границы преобладала обстановка сжатия [51]. В Свердрупском бассейне в первой половине позднего мела осадки отлагаются еще в мелководных

морских условиях, однако уже в кампанском веке море начинает отступать на юг и происходит частичное воздымание и эрозия северного обрамления бассейна [53, 54]. Эти движения оказываются первыми предвестниками интенсивных складчатых деформаций (эуриканская орогеническая фаза), охвативших бассейн в раннетретичное время

К концу позднего мела Арктический бассейн замыкается в границах, близких к современным. От Скалистых гор Америки до Сихотэ-Алиня в условиях активной континентальной окраины продолжает развиваться протяженный вулканический пояс. Восточнее его в пределах Палео-Тихого океана возникают новые островные дуги (Западно-Камчатская и др.).

По-прежнему во многом гипотетичной остается геодинамика внутренних частей Арктического бассейна. Анализ перемещений Евразиатской и Северо-Американской плит показал, что в позднем мелу в районе хр. Альфа-Менделеева они должны были сближаться [25] и величина этого сближения могла достигать за кампанмаастрихтское время 150–200 км. Возможно, что сам хребет возник за счет сокращения и деформации коры Канадской котловины. Находки в его пределах глубоководных кремнистых отложений позднемезозойско-кайнозойского возраста [9] свидетельствуют о том, что воздымание могло начаться в палеогене. Одновременно в тылу хр. Альфа-Менделеева раскрывалась котловина Макарова, подобно тому, как это происходит в окраинных морях за островными дугами. На продолжении спрединговой зоны котловины Макарова, в пределах континента, формировалась Нижнеиндигирская рифтовая зона [91], которую можно проследить от Новосибирских островов на севере до Ожогинского дола на юге по появлению соответствующих структур и вулканитов контрастной липарит-базальтовой ассоциации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ позволяет сделать следующие выводы.

1. Мезозойская история развития арктического сегмента Земли, приведшая к образованию Северного Ледовитого океана, является одним из эпизодов распада суперконтинента Пангея. Формирования арктических океанических бассейнов протекало на фоне дробления и растаскивания отдельных частей Лавразии и одновременно причленения к ней небольших микроконтинентов.

2. Современная географическая позиция отдельных блоков, ныне включенных в континентальные массивы Евразии (Омолонского, Чукотского, Новосибирского) и Северной Америки (Стьюарта, Аляски и др.), существенно отличается от их положения в прошлом.

3. Конструктивные и деструктивные процессы, происходившие в Арктическом регионе, являлись в значительной степени реакцией на взаимодействия крупнейших литосферных плит: Евразиатской, Северо-Американской и Тихоокеанской.

Предложенная реконструкция несомненно является одним из возможных вариантов интерпретации геологической истории Арктического региона. Многие вопросы нуждаются еще в существенной доработке. В первую очередь это касается областей, пограничных между Палео-Тихим океаном и континентальными массами Евразии и Северной Америки, что связано с преобладанием здесь процессов субдукции, аккреции и коллизии, затрудняющих палеогеодинамический анализ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Шатский Н.С.* К тектонике Арктики. Геология и полезные ископаемые севера СССР. – В кн.: Тр. 1-й геол.-развед. конф. Главсевморпути. М.; Л., 1935, т. 1, с. 149–169.
2. *Архангельский А.Д.* Основные черты тектоники северной части Атлантического океана и Арктики. – Докл. АН СССР, 1938, т. 19.
3. *Пущаровский Ю.М.* Тектоника Северного Ледовитого океана. – Геотектоника, 1976, № 2, с. 3–14.
4. *Егазаров Б.Х.* Арктиды – особая геоструктура Земли. – В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1969, с. 17–20.
5. Тектоника северной полярной области Земли: Объясн. зап. к тектонической карте северной полярной области Земли. М-б 1:5 000 000. Л., 1977, с. 200.
6. *Carry S.W.* Orocline concept in geotectonics.1. – Pap. and Proc. Roy. Soc. Tasman., 1955, vol. 89, p. 255–288.
7. *Carry S.W.* A tectonic approach to continental drift. – In: Continental drift: A symp. Hobuot: Tasmania Univ., 1958, p. 177–355.

8. *Churkin M., jun.* Geologic concepts of Arctic ocean basin. — In: Arctic geology. Tulsa (Okla), 1973, p. 485–499. (AAPG Mem; N 19).
9. *Clark D.* Geology and geophysics of the Amerasian basin. — In: The ocean basins and margins. 1981, vol. 5. The Arctic ocean, p. 599–634.
10. *Tailleur I.L.* Probable rift origin of Canada basin, Arctic ocean. — In: Arctic geology. Tulsa (Okla), 1973, p. 526–535. (AAPG Mem; N 19).
11. *Grantz A., Eittreim S., Dinter D.* Geology and tectonic development of the continental margin north of Alaska. — Tectonophysics, 1979, vol. 59, p. 263–291.
12. *Grantz A., Eittreim S., Whitney O.* Geology and physiography of the continental margin north of Alaska and implications for the origin of the Canada basin. — In: The ocean basins and margins. 1981, vol. 5. The Arctic ocean, p. 439–492.
13. *Freeland G.L., Dietz R.S.* Rotation-history of Alaskian tectonic blocks. — Tectonophysics, 1973, vol. 18, N 314, p. 379–389.
14. *Newman G.W., Mull C.G., Watkins N.D.* Northern Alaska paleomagnetism, plate rotation, and tectonics. — In: Relationship of plate tectonics to Alaskan geology and resuouces. Anchorage, 1977, p. 21–27.
15. *Карасик А.М., Согеванова М.А.* Карта осей геомагнитных аномалий Мирового океана. Л.: ИЗМИРАН, 1981.
16. *Карасик А.М.* Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрология и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 178–193.
17. *Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs J., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic basin. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, p. 1071–1089.
18. *Feden R.H., Vogt P.R., Fleming H.G.* Evidence for the Yermak hot spot, Arctic ocean. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 44, p. 18–38.
19. *Pitman W.C., III, Talwani M.* Sea-floor spreading the North Athlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, p. 619–646.
20. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland sea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, p. 969–999.
21. *Kristoffersen Y., Talwani M.* Extinct triple junction south of Greenland and the Tertiary motion of Greenland relative to North America. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, p. 1037–1049.
22. *Le Pichon X., Hyndman R.D., Pautot G.* Geophysical study of the opening of the Labrador sea. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 4724–4749.
23. *Laughton A.S.* The southern Labrador sea, a key to the Mesozoic and Early Tertiary evolution of the North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1972, vol. 12, p. 1155–1179.
24. *Srivastava S.P.* Evolution of the Labrador sea and its bearing on the early evolution of the north Atlantic. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1978, vol. 52, p. 313–357.
25. *Herron E., Dewey J.E., Pitman W.C., III.* Plate tectonics model for the evolution of the Arctic. — Geology, 1974, vol. 2, N 8, p. 377–380.
26. *Jorath C.J., Norris D.K.* The tectonic development of the Beoufort sea and its relationship to the origin of the Arctic ocean basin. — Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem., 1974, vol. 4, p. 589–612.
27. *Dutro J.T.* Geology of Alaska bordering the Arctic ocean. — In: The ocean basins and margins. 1981, vol. 5. The Arctic ocean, p. 21–36.
28. *Nilsen T.H., Brosge W.P., Hoore T.E.* et al. Significance of the Endicott group for tectonic models of the Brooks range. — Geol. Surv. Circ., 1982, N 844, p. 28–32.
29. *Jones P.B.* Evidence from Canada and Alaska on plate tectonic evolution of the Arctic ocean basin. — Nature, 1980, N 5762, p. 377–380.
30. *Churkin M., Texler J.H.* Circum-Arctic plate accretion — isolating part of Pacific plate to form the nucleus of the Arctic basin. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 48, p. 356–362.
31. *Натапов Л.М., Зоненшайн Л.П., Шульгина В.С., Сурмилова Е.П., Дегтярев В.С., Савосина А.К., Артемов А.В., Кац А.Г., Ставский А.П.* Геологическое развитие Колымо-Индигирского района и проблема Колымского массива. — Геотектоника, 1977, № 4.
32. *Fujita K.* Pre-Cenozoic tectonic evolution of northeast Siberia. — J. Geol., 1978, vol. 86, p. 159–172.
33. *Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П., Попеко Л.И.* Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления. — Геотектоника, 1981, № 1, с. 85–104.
34. *Le Pichon X., Francheteau J., Boinin J.* Plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1973. 318 p.
35. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 319 с.
36. *Bullard E., Everett J., Smith A.* The fit of the continents ground the Atlantic. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1965, vol. 88, p. 41–51.
37. *Le Pichon X., Sibuet J.C., Francheteau J.* The fit of the continents around the north Atlantic ocean. — Tectonophysics, 1977, vol. 38, p. 169–202.
38. *Pitman W.C., Larson R.L., Herron E.M.* Magnetic lineations of the oceans. — Geol. Soc. Amer., 1974.
39. *Nur A., Ben-Avraham Z.* Oceanic plateaus, the fragmentation of continents and mountain building. — J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, N B5, p. 3644–3661.
40. *Mcelhinny M.W., Embleton B.J.J., Ma X.M., Zhank J.K.* Fragmentation of Asia in the Permian. — Nature, 1981, vol. 293, p. 212–216.
41. *Печерский Д.М.* Палеомагнитные исследования мезозойских отложений Северо-Востока СССР. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 6, с. 69–83.
42. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (Северо-Восток Азии) / Под ред. Т.И. Линькова. Магадан, 1981. 45 с.
43. *Писаревский С.А., Иосифида А.Г.* Новые палеомагнитные данные о палеогеографическом положении и деформациях Северо-Восточного обрамления Сибирской платформы в позднем палеозое и мезозое. — В кн.: Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л., 1981, с. 56–66.
44. *Irving E.* Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculation about displaced terrains. — Canad. J. Earth Sci., 1979, vol. 16, p. 669–694.
45. *Irving E.* Fragmentation and assembly of the

continents, Mid-Carboniferous to present. — Geophys. Surv., 1983, vol. 5, p. 299–333.
46. *Zieglor P.A.* North-Western Europe: Tectonics and basin development. — Geol. en mijnbouw, 1978, p. 589–626.
47. *Ziegler P.A.* Geological atlas of Western and Central Europe. Amsterdam: Elsevier, 1982. 130 p.
48. Geology of Poland. Vol. 4. Tectonics/Ed. W. Posarski. Warsaw, 1977. 718 p.
49. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 279 с.
50. *Басов В.А., Василевская Н.Д., Короткевич В.Д., Корчинская М.В., Павлов В.В., Соколов А.Р., Шеревчина П.И.* Палеобиография мезозоя баренцевоморского шельфа. — В кн.: Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Л., 1979, с. 73–109.
51. *Birkenmajer K.* The geology of Svalbard, the western part of the Barents sea, and the continental margin of Scandinavia. — In: The ocean basins and margins. 1981, vol. 5. The Arctic ocean, p. 265–330.
52. *Шварц Т.В.* Основные этапы развития осадочных бассейнов акватории Баренцева моря в фанерозое. — В кн.: Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981, с. 5–32.
53. *Kerr J.M.* Evolution of the Canadian Arctic islands: A transition between the Atlantic and Arctic oceans. — In: The ocean basins and margins. 1981, vol. 5. The Arctic ocean, p. 105–200.
54. *Ballkwill H.R.* Evolution of Sverdrup basin, Arctic Canada. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, N 6, p. 1004–1028.
55. Геология СССР. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970, т. XXVI.
56. Геология СССР. Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1970, т. XXX. Ч. 1, 2.
57. *Patton W., Csejtey B.* Preliminary geologic investigations of Western St. Lawrence Island, Alaska. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1971, vol. 684-C.
58. *Detterman R.L.* Mesozoic sequence in Arctic Alaska. — In: Arctic geology. Tulsa (Okla), 1973, p. 376–387. (AAPG Mem.; N 19).
59. *Mull C.G., Tailleur I.L., Mayfield C.F.* et al. New Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphic unitas, Central and Western Brooks Range, Alaska. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1982, vol. 66, N 3, p. 348–362.
60. *Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г., Конторович А.Э., Смирнов Л.В.* Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияния на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла. — Геология и геофизика, 1982, № 8, с. 3–15.
61. *Парфенов Л.М., Трущелев А.М.* Позднетриасовая складчатость и олистостромы на юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклинория, их тектоническое положение и природа: (Верхояно-Чукотская область). — Геология и геофизика, 1983, № 3, с. 7–19.
62. *Тильман С.М., Афицкий А.И., Чехов А.Д.* Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 6–17.
63. *Лычагин П.П.* Андезитовый вулканизм Алазейского плоскогорья (Северо-Восток СССР). — Вулканология и сейсмология, 1983, № 4, с. 53–61.
64. *Monger J.M.H., Souther J.G., Gabrieles H.* Evolution of the Canadian Cordillera — a plate tectonic model. — Amer. J. Sci., 1972, vol. 272, N 7, p. 577–602.
65. *Monger J.W.H., Price R.A.* Geodynamic evolution of the Canadian Cordillera—proggress and problems. — Canad. J. Earth Sci., 1979, vol. 16, p. 770–791.
66. *Hallam A.* Jurassic environments. Cambridge, 1975. 269 p.
67. *Натапов Л.М., Ставский А.П.* Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа. — Сов. геология, 1984, № 1.
68. *Гуляев П.В.* К тектонике Алазейского поднятия. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 30–43.
69. *Шарковский М.Б.* Тектоника Колымо-Индигирского междуречья. — Геотектоника, 1975, № 6.
70. *Данилов В.Г., Ставский А.П.* Стратиграфия и тектоника Уяндино-Ясачненского вулканического пояса. — Бюл. МОИП Отд. геол., 1984, № 1.
71. *Натальин Б.А.* Наложенные складчатые деформации Южно-Анюйской эвгеосинклинальной системы. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, с. 1208–1211.
72. *Гулевич В.В.* Позднеюрский вулканизм верховьев Большого Анноя. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975, с. 81–88.
73. *Montadert L., Roberts D.G., De Charpal O., Guennoc P.* Rifting and subsidence of the Northern continental margin of the bay of Biscay. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 48, p. 1025–1060.
74. *Christie R.* Geological evidence against major displacement in the Nares strait. — Nature, 1981, vol. 291, N 5815, p. 478–480.
75. *Smythe D.K., Chalomers J., Skuce A.* et al. Early opening history of the north Atlantic. 1. Structure and origin of the Faeroe-Shetland escarpment. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1983, vol. 72, p. 373–398.
76. *Roberts D.G., Masson D.G., Miles P.R.* Age and structure of the Sourthern Rockall trough: New evidence. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 52, p. 115–128.
77. *Surlyk F.* Jurassic basin evolution of East Greenland. — Nature, 1978, vol. 274, p. 130–133.
78. *Ronnevik H., Havrestad T.* Geology of the Norvegian shelf between 62°N and 69°N. — Geol. J., 1977, vol. 1, p. 33–46.
79. *Harland W.B.* Mesozoic geology of Svalbard. — In: Arctic geology. Tulsa (Okla), 1973, p. 135–148. (AAPG Mem.; N 19).
80. *Mull C.G.* Nanushuk group deposition and the late mesozoic structural evolution of the central and western Brooks range and Arctic slope. — In: Geol. Survey Circ., 1979, N 794, p. 5–13.
81. *Boeder D., Mull C.G.* Tectonics of Brooks range ophiolites, Alaska. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, p. 1696–1713.
82. *Загрузина И.А.* Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.
83. *Белый В.Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 170 с.
84. *Филатова Н.И.* Меловой палеогеновый вул-

канизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей. — Геотектоника, № 5, 1979, с. 98—115.
85. *Dewey J.E., Pitmann W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1983, vol. 84, p. 3137—3180.
86. *Biju-Duval B., Dercour J., Le Pichon X.* From the Tethys ocean to the Mediterranean sea: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. — In: Structural history of the Mediterranean basin. P.: Technip, 1977, p. 143—164.
87. *Mckenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 40, p. 25—32.
88. *Sclater J.G., Christie P.A.F.* Continental stretching: An explanation of the post Mid-Cretaceous subsidence of the central North sea basin. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, p. 3711—3739.
89. *Donovan R.N., Jones E.J.W.* Causes of worldwide changes in sea level. — J. Geol. Soc., 1979, vol. 136, p. 187—192.
90. *Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G.* et al. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. — AAPG Mem., 1977, N 26, p. 49—212.
91. *Ставский А.П.* Нижнеиндигирская рифтовая зона — новый элемент структуры Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 6, с. 1443—1446.

СОДЕРЖАНИЕ

А.П. Лисицын. (СССР). Лавинная седиментация, изменения уровня океана, перерывы и пелагическое осадконакопление — глобальные закономерности 3

А.С. Монин, О.Г. Сорохтин. (СССР). Эволюция океанов и геохимия континентов 22

Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, М.В. Кононов, А.М. Городницкий. (СССР). Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций 35

С.А. Ушаков, Н.А. Ясаманов. (СССР). Глобальные реконструкции климата и течений Мирового океана в фанерозое 46

М.А. Левитан. (СССР). Палеоокеанология Индийского океана 61

М.Б. Лордкипанидзе, Ш.А. Адамия, З.Б. Асанидзе. (СССР). Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа) 72

А.Г. Рябухин, В.Д. Чехович, Л.П. Зоненшайн, В.Е. Хаин. (СССР). Развитие Карибского моря как западной части Тетиса 84

Л.А. Невесская, А.А. Воронина, И.А. Гончарова, Л.Б. Ильина, Н.П. Парамонова, С.В. Попов, А.Л. Чепалыга, Е.В. Бабак. (СССР) История Паратетиса 91

З.Н. Горбунова. (СССР). Палеоокеанология и высокодисперсные минералы (на примере восточной части Тихого океана 101

Д.Г. Сеидов, В.Х. Еникеев. (СССР). Численное моделирование палеоциркуляции Мирового океана 112

И. Херман. (США). Палеоокеанология Арктического бассейна и ее связь с ледниковыми эпохами позднего неогена 125

М.С. Бараш. (СССР). Четвертичная палеоокеанология Атлантики 130

В.И. Николаев, Н.С. Блюм, С.А. Сафарова. (СССР). Палеогеография Тихого океана в плейстоцене 140

В.Х. Хатсон. (США). Палеотемпературы и циркуляция Индийского океана 150

Е.В. Иванова. (СССР). Палеоокеанология Индийского океана и Красного моря в позднечетвертичное время 162

Л.А. Савостин, Л.М. Натапов, А.П. Ставский. (СССР). Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона 172

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ

27-й МГК, К.03

Утверждено к печати
Организационным комитетом
27-го Международного
геологического конгресса

Редактор издательства
О.М. Ванюкова

Художник
Ф.Н. Буданов

Художественный редактор
Н.А. Фильчагина

Технический редактор
Г.П. Каренина

Корректор
Т.И. Шеповалова

Набор осуществлен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

Подписано к печати 24.04.84. Т – 09139
Формат 70 x 100 1/16
Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,6. Усл.кр.-отт. 15,8
Уч.-изд.л. 18,3. Тираж 3000 экз.
Тип.зак. 1527
Бесплатно. Заказное

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

бильное ее значение от 2,0 до 0,5 млрд. лет (рис. 5-13). Колебания $\delta^{18}O$ в последние 0,5 млрд. лет могут быть обусловлены перемешиванием с пресной водой, которое асимптотически приближало $\delta^{18}O$ к ее значениям для пресной воды. Заметно более низкие значения в архее 3,2 млрд. лет назад находятся ниже значений для пресной воды и таким образом характеризуют первичный привнос из верхней мантии плюс дальнейшие изотопные изменения за счет несколько повышенной температуры.

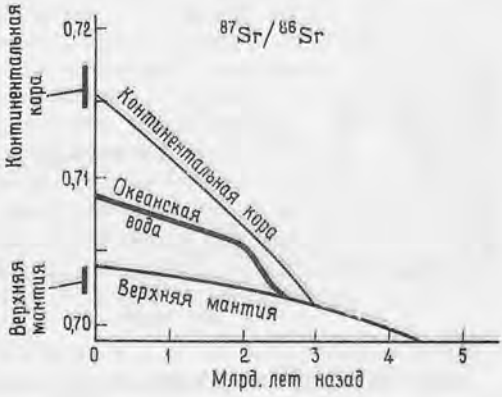


Рис. 5-14. Эволюция изотопно-стронциевого состава морской воды [857].

Заметно сходство со значениями для верхней мантии в начале эволюции и последующее сближение со значениями для континентальной коры.

В. $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гранитах зависит от их происхождения из мантии ($\simeq$0,703), или из уже дифференцированной континентальной коры ($\simeq$0,720) ([276], стр. 43). В любой данный момент времени отношение изотопов стронция в морской воде обладает промежуточными значениями между типично мантийными и типично континентальными источниками, что зависит от соотношения между ними. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в архейских карбонатах (отражающих условия архейского океана) весьма близко к мантийным значениям [861]. Как показано на рис. 5-14, со временем отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатах все увеличивалось. Подробное изучение фанерозойских образцов выявило существование вполне определенных вариаций (рис. 5-12). Морская вода в раннем палеозое характеризуется высокими значениями. Они снижаются в перми и мезозое и затем (в кайнозое) опять возрастают вплоть до современной эпохи.

Главные изменения $^{87}Sr/^{86}Sr$ происходят с периодом в сотни миллионов лет. Характер графика $^{87}Sr/^{86}Sr$ в фанерозое примерно тот же, что и графика $^{34}S/^{32}S$ (рис. 5-12). Вероятно, оба процесса контролировались эрозией, которая в свою очередь является функцией площади суши, климата и палеогеографии.

Г. Современное отношение масс Mg и Ca в морской воде составляет примерно 3/1 (= молярное отношение 5,7/1). Есть три причины, по которым в настоящее время это отношение может быть гораздо выше,

чем в прошлом. Во-первых, состав жидких включений в солях и кремнях силурийского возраста характеризуется более низкими концентрациями Mg и более высокими Ca относительно современных океанов (но с другой стороны, – очень похожими содержаниями SO_4, Na, K, F и общей концентрацией ионов) [474]. Во-вторых, происходит постоянное уменьшение концентрации Mg в нефтяных водах по мере их удревнения [190]. В-третьих, как показано на рис. 5-15, с возрастом (особенно в докембрии) в осадочных породах увеличивается содержание Mg (и доломитов) относительно Ca (и известняков) [178, 859].

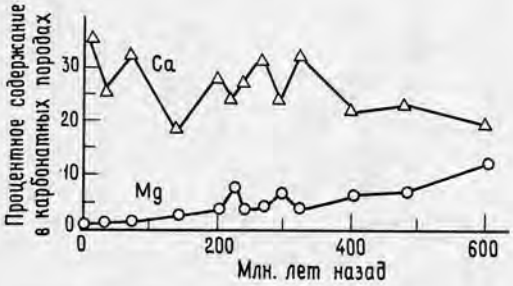


Рис. 5-15. Изменение средних процентных содержаний Ca и Mg в карбонатных породах Русской платформы ([867], стр. 273).

Видно, что в более древних карбонатах содержание Mg выше.

Для объяснения этих наблюдений можно предположить три интерпретации.

I. Mg входит в состав известняков с образованием доломита при воздействии континентальных метеорных вод. Это объяснение поддерживается тем фактом, что с увеличением возраста $\delta^{18}O$ становится более изотопно легким, что в свою очередь может быть обусловлено обменом с пресной водой ([524], стр. 322). При таком объяснении возникает одна сложность: мезозойские и кайнозойские карбонаты представляют собой известняки, а не доломиты, хотя было достаточно времени для диагенетической переработки, что особенно важно, поскольку источники древних доломитов считаются постседиментационными [859].

II. Концентрация Mg со временем может не изменяться, это кальций преимущественно уходит из океана в карбонатные осадки, что сказывается на возрастании отношения Mg/Ca в океане. Современное высокое значение отношения Mg/Ca в морской воде должно, по этой гипотезе, отражать следующее явление: «Главным событием за последние 150 млн. лет является тот факт, что кальцит стал основным минералом пелагических осадков» вследствие планктоногенного осаждения (фораминиферами и кокколитофоридами) [775]. Более того, Mg замедляет образование низкомагнезиального кальцита и соответственно благоприятствует осаждению арагонита (и высокомагнезиального кальцита) из современных иловых вод [291]. Если в воде палеозойских морей существовало более выравненное молярное отношение Mg/Ca

($\simeq$2/1), то скорее должен был осаждаться кальцит, а не арагонит, что и наблюдается в действительности [709]. Эти наблюдения подтверждают идею, что концентрация Mg в океане возрастала, а Ca снижалась.

III. Третье объяснение тенденции изменения содержания Mg со временем состоит в том, что при высоком давлении CO_2 (например, в докембрии) Mg осаждался из воды в составе доломита, а Ca – кальцита. Поскольку давление CO_2 в фанерозое уменьшалось, преимущественно осаждался кальцит [854, 397].

Д. Организмы извлекают элементы из морской воды, изменяя их концентрации и время пребывания. Предыдущие исследователи (например, Нанц [601]) приписывали увеличение содержания CaO, CO_2, SO_4 и P_2O_5 в тонкозернистых породах с протерозоя по кайнозой усиливавшемуся их концентрированию карбонатными организмами. В современную эпоху наиболее эффективный биологический контроль состава морской воды осуществляется планктоном, особенно по отношению к кремнию, фосфору, азоту (и некоторым микроэлементам). Низкие концентрации трех главных элементов в поверхностных водах обусловлены биологической экстракцией. С глубиной их концентрации возрастают, так как окисление опускающихся органических остатков высвобождает эти элементы.

Si, P и C транспортируются сквозь водную толщу главным образом в составе фекалий [130] и других агрегатов того или иного типа, включая «морской снег» [779]. До развития участвующего в пищевых цепях фитопланктона и популяций зоопланктона океанские донные осадки, видимо, получали гораздо меньше этих элементов в единицу времени, чем сейчас, так как не было эффективного способа транспортировки их на дно. В общем времена пребывания рассматриваемых элементов в океане на протяжении семи восьмых временной истории Земли были, должно быть, гораздо более длительными, чем в современную эпоху.

Если говорить о кремнеземе, то считается, что диатомеи «извлекают ежегодно по меньшей мере на порядок больше опала, чем радиолярии» ([373], стр. 84). Кремнистые илы, сформированные скоплениями скелетных остатков обеих групп, располагаются в открытом океане в областях больших скоростей седиментации из поверхностных вод, а именно около экватора и в высоких широтах. По биологическим причинам цикл образования кремнезема мог подвергаться в течение последних 100 млн. лет значительным изменениям, особенно потому, что формирование меловых и третичных кремней, считавшихся ранее вулканогенными, обусловлено в конечном счете скоплениями фитопланктона [893].

Другим примером биологического контроля состава морской воды является вхождение ряда микроэлементов в состав раковин планктонных организмов и в органический детрит и их концентрирование. Вхождение в раковины и в органическое вещество сильно влияет на те металлы,

которые участвуют в геохимическом круговороте в основном в растворенном состоянии. Время пребывания таких металлов, «видимо, состоит из суммы продолжительности процессов органического извлечения, оседания биогенных частиц, их растворения и финальной адсорбции на поверхности неорганических частиц взвеси в глубинных водах» [66]. Томпсон и Боуэн обнаружили [830], что планктонные фораминиферы извлекают гораздо больше Co, Ni и Zn, чем кокколитофориды. Извлечение Al из морской воды может быть связано с деятельностью диатомей [525]. Следовательно, химический состав морской воды может варьировать в зависимости от соотношения главных карбонат- и кремнийконцентрирующих организмов в планктоне.

E. Существует много и других наблюдений как над стабильностью, так и над изменениями концентраций элементов в хорошо известных вариациях химического состава горных пород во времени ([524], где цитируются и более ранние работы). Неизвестно, отражают ли эти вариации действительно эволюционные тенденции или только представляют собой результат предполагаемой слабой реакции на смешение осадочного материала из разных источников (так что лучше сохраняющиеся компоненты обладают большей продолжительностью существования) [314]. Тем не менее были замечены и недавно описаны [863, 859, 748] дополнения к общей картине эволюции.

I. K/Rb-отношение в аутигенных иллитах позднего докембрия (белта) и фанерозоя примерно одинаково, что указывает на «незначительные его изменения в морской воде начиная с раннего белта» ([684], стр. 1097). С другой стороны, K/Rb-отношение увеличивается с возрастом в образцах, проанализированных Вейзером и Гарреттом [863]. Авторы этой работы объясняют увеличение рассматриваемого отношения возрастанием концентрации K, поскольку в более древних породах встречается больше аутигенных калиевых полевых шпатов и иллита.

II. Концентрация бора в морском иллите сохраняется на одинаковом уровне по меньшей мере в течение фанерозоя [484], а может быть, и вплоть до 1,9 млрд. лет назад ([685], стр. 8). Поэтому, согласно закону Форчхаммера, «соленость океана существенно не менялась в течение последних двух или трех миллиардов лет» ([348], стр. 9). Однако изучение подписи к рисунку в работе Рейнольдса [685] обнаруживает некоторое осложнение этой зависимости: «Концентрации бора отложены в логарифмическом масштабе из-за логарифмической природы лабораторных ошибок».

III. Отношение Sr/Ca × 1000 в породах сильно варьирует. Возможно, это зависит от возраста [239], однако более вероятна диагенетическая обусловленность [858].

IV. Отношение SiO_2/Al_2O_3 уменьшается с увеличением возраста пород [695]. Низкие отношения указывают на увеличение доли мафических компонентов и уменьшение доли гранитных. Следовательно, эта тенденция «совпадает с прогрессивной гранитизацией коры» [748].

Основные изменения в течение периода с 2,0 млрд. лет назад по настоящее время обусловлены увеличением содержания кислорода в атмосфере и эволюцией геохимически важной биосферы. Уровень кислорода в атмосфере может быть связан со способностью фитопланктона к усвоению фосфора, который содержится в фиксированном количестве из-за низкой растворимости в морской воде. В течение фанерозоя мог осуществляться широкий спектр колебаний состава морской воды и атмосферы. Однако соленость не изменялась более чем в 2 раза по сравнению с современными значениями, а содержание кислорода в атмосфере никогда не равнялось нулю. Общее состояние системы определялось взаимодействием между атмосферой, биосферой, гидросферой и литосферой.

Краткое содержание

Химический состав морской воды зависит от привноса элементов с суши, частичной утилизации и перемешивания биосом в океане и поступления элементов на дно, где они включаются в состав осадков. Следовательно, состав морской воды рассматривается как часть длительного круговорота и обмена элементами между литосферой, биосферой и гидросферой. Механизмы отрицательной обратной связи предохраняют систему от слишком интенсивных изменений химического состава во времени.

Соленость океана начиная по крайней мере с кембрия была в целом такой же, как и в современную эпоху, так как очень сложные организмы, обитающие сегодня только в океанах, существуют в течение всего фанерозоя. Более точные реконструкции палеосолености основаны на данных борного метода, методике осадочных фосфатов и изотопии кислорода и углерода. Менее точными являются реконструкции по распределению микроэлементов, иловым водам, сидериту, специфическим таксонам растений или животных. Легче всего различить пресноводные и морские условия, анализируя флору и фауну.

В данной книге поддерживается точка зрения о ранней почти полной дегазации недр Земли и раннем достижении равновесия с летучими. Эти процессы обусловили однонаправленную эволюцию состава океана, которая привела к почти современным значениям солености и химического состава океана около 2,0 млрд. лет назад. Эволюция, видимо, обусловила смену ранней атмосферы с дефицитом кислорода явно окислительной обстановкой, вероятно, 2,0 млрд. лет назад, а вполне определенно – 700 млн. лет назад. Очевидно, в течение последнего миллиарда лет происходили изменения химического состава океана. Особенно это касается элементов, участвующих в биологических циклах, но общая соленость не изменялась более чем в два раза.

Глава 6
КЛИМАТОЛОГИЯ

> В природе не существует
> такой вещи, как умеренность,—
> это придумали люди.
>
> *Ф. фон Фойхтландер, 1977*

Для настоящей работы климатология имеет отношение к тому, когда и где идет дождь, какие это вызывает последствия и что можно предположить о картине атмосферной циркуляции. Данная глава содержит три раздела: 1) о широтном расположении климатических зон; 2) о распределении осадков и осадочных пород; 3) о штормах.

Поскольку температура и соленость широтно зональны, то часть тем, изложенных в других главах, тоже связана с климатом. Эти ранее рассмотренные темы включают в себя: карбонатный лизоклин и УКК (гл. 2), соотношение средиземноморского и эстуарного типов циркуляции (гл. 3), кремнистые осадки и кремни (гл. 3) и состав атмосферы и альбедо (гл. 4). Многие аспекты палеоокеанологии влияют на другие процессы и явления, так что это (или любое другое) подразделение на темы является до некоторой степени условным.

Широтные вариации

Широтная зональность оказывает влияние на распределение типов осадков 1) на континентальных шельфах и 2) в глубоководных областях. В современную эпоху каждое полушарие в общем разделено на полярную (и субполярную), умеренную, субтропическую и тропическую (или экваториальную) климатические зоны (рис. 6-1). Эти зоны соответствуют градиентам понижающейся по направлению к полюсу температуры, влажным поясам в тропических и умеренных областях и сухим – в субтропиках и полярных областях. Они соответствуют также изменениям систем течений (так как и климат, и течения связаны с атмосферной циркуляцией), в результате климат отражается в фаунистических и флористических провинциях.

1. Типы осадков на континентальном шельфе связаны с климатом [433; 502, стр. 133], главным образом с количеством атмосферных осадков и температурой (рис. 6-2 и 6-3). Даже в ограниченных по площади бассейнах седиментации скорость осадконакопления может быть обусловлена в основном количеством атмосферных осадков в области сноса [788].

Распределение осадков в связи с дождями и температурой отчасти обусловлено различным характером эрозии. Как показано на рис. 6-4, с увеличением количества дождей возрастает роль химического выветривания с глинистыми минералами в качестве наиболее вероятных

конечных продуктов (см. гл. 5). Из области выветривания материал переносится как во взвешенном состоянии [214], так и в растворе. Глинистые минералы наиболее обильны там, где наблюдается самая

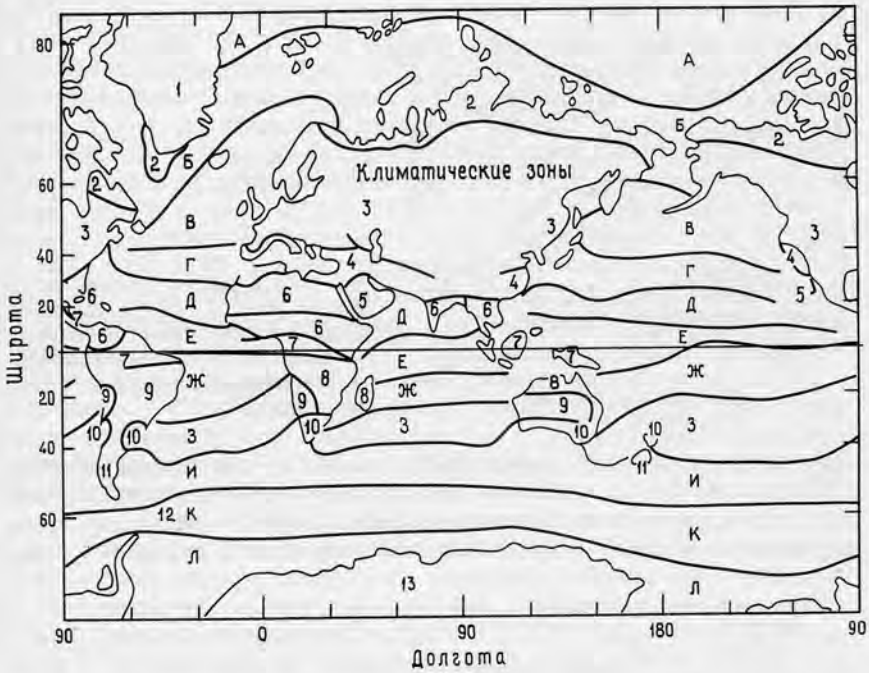


Рис. 6-1. Схематическая карта природных климатических зон Мирового океана в сравнении с климатическими зонами суши [73, 644].

Зоны: А – полярная арктическая; Б – субполярная субарктическая; В – умеренная; Г – субтропическая; Д – тропическая пассатная; Е – экваториальная; Ж – тропическая пассатная; З – субтропическая; И – умеренная; К – субполярная субантарктическая; Л – полярная антарктическая. Для сравнения на суше показаны зоны: *1* – арктическая (ледовая пустыня); *2* – субарктическая (тундра и лесотундра); *3* – умеренная (тайга, листопадные леса, степь); *4* – сухие, средиземноморские и влажные субтропики (северные части пустынь); *5* – тропические пустыни[1]; *10* – сухие и влажные субтропики; *11* – умеренная (в основном безлесная); *12* – субполярная; *13* – ледниковая зона Антарктиды.

[1] В тексте отсутствует описание условных обозначений с пункта *6* по *9*. – *Прим. перев.*

высокая температура и где атмосферные осадки выпадают в виде дождя, а не снега. В низких широтах отношение взвешенного вещества к растворенному составляет приблизительно 2,3/1 [249].

В тропиках глинистые минералы являются главным продуктом выветривания из-за большого количества атмосферных осадков, выпадающих из поднимающегося экваториального воздуха. Здесь профили глубокого выветривания являются правилом, так как «по сравнению

с умеренным климатом *разрушение пород* (в основном в результате химического выветривания) *происходит быстрее, чем перенос материала по склонам*, а последний в свою очередь *более эффективен, чем эрозия,*



Рис. 6-2. Области концентрации гравия, песка и ила на континентальном шельфе как функция среднегодовой температуры и количества атмосферных осадков ([371], стр. 119).

обусловленная текущей водой» ([67], стр. 73; курсив автора цитаты). Тропическое солнце способствует бурному развитию карбонатных водорослей, которые поставляют огромное количество пелитоморфного карбоната кальция в осадки. В мировом масштабе около 50% тро-

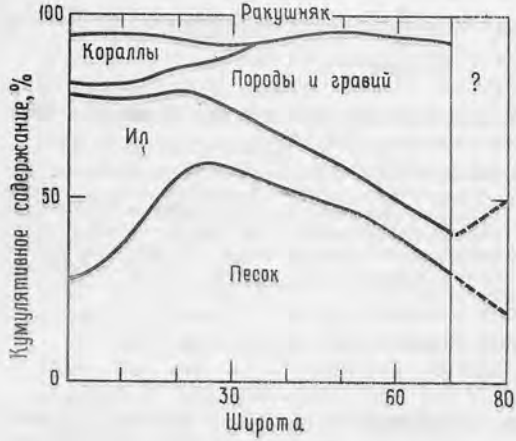


Рис. 6-3. Изменение типа осадка на внутреннем шельфе в зависимости от широты ([371], стр. 121).

Заметно, что карбонатные илы и кораллы наиболее развиты в экваториальных районах, а пески – в средних широтах. В более высоких широтах осадки являются более грубозернистыми.

пических осадков внутреннего шельфа представлены карбонатными пелитовыми илами (рис. 6-3), вероятно водорослевыми по происхождению.

В субтропиках, между 5 и 35° ю. ш. и 15 и 40° с. ш. опускающийся сухой воздух испаряет грунтовую влагу, что вызывает обра-

зование пустынь и эвапоритовых условий (рис. 6-7). При высокой температуре и малом количестве атмосферных осадков превалирует механическое выветривание. В семиаридном климате по сравнению с гумидным выветривание создает большое количество обломков пород, полевых шпатов и акцессорных минералов и меньшее количество кварца [936, 521]. Осадки внутренних шельфов в основном обладают песчаной размерностью (рис. 6-3). (Однако проблема интерпретации осадков внешнего шельфа с точки зрения современного климата заключается в том, что последний изменялся гораздо быстрее, чем условия седиментации на шельфе! Осадки современного внешнего шельфа отражают климат, существовавший в период более низкого стояния уровня моря, однако о том, насколько различались условия седиментации, надо судить отдельно в каждом конкретном случае; см. стр. 46, 205.)

Между 50 и 60° в обоих полушариях характер атмосферной циркуляции опять меняется, в результате возрастает количество осадков из поднимающегося воздуха. Здесь, однако, воздух холоднее, чем в тропиках, так что влаги высвобождается меньше. Поэтому в районах умеренного климата химическое выветривание менее интенсивно, чем в тропиках, а более важно механическое выветривание. В мелководных морях континентальных шельфов осадки становятся более грубозернистыми, особенно в ледовых условиях (рис. 6-3). В более тонкой фракции алеврит доминирует над пелитом ([554], стр. 77).

Наибольший контраст существует между тропическими и приполярными условиями, где низкие температуры и небольшое количество атмосферных осадков доводят до максимума механическое выветривание и ветровую эрозию (рис. 6-4). Существуют как шельфовые, так и глубоководные индикаторы полярного климата помимо палеотемператур и континентальных ледниковых отложений. В прибрежной зоне, где каждый год образуется лед, пляжевые отложения содержат валы, состоящие из плохо сортированного песка и гравия [347]. Здесь же располагаются небольшие зандровые равнины, сформировавшиеся при таянии снежных скоплений, и промоины, образовавшиеся при таянии морского льда. Вероятно, подобные пляжевые отложения в Арктике находятся в равновесии со льдом в качестве агента седиментации (как в других условиях – с водой).

Широтная зональность, описанная в нескольких последних параграфах, в общем отражается и на характере гравия. Как показано на рис. 6-5, в районах с умеренным и теплым гумидным климатом распространен гравий с минимальным количеством некварцевых обломков и с самой высокой степенью окатанности, что указывает на максимальное выветривание [175]. В гравии семиаридных районов и зон с холодным климатом наблюдается наибольшее количество галек метаморфических и гранитных пород и наименьшая степень окатанности, что указывает на минимальное выветривание.

С точки зрения влияния широтных факторов на шельфовые осадки рассмотрим карбонаты, кремнистые отложения, эвапориты, доломиты

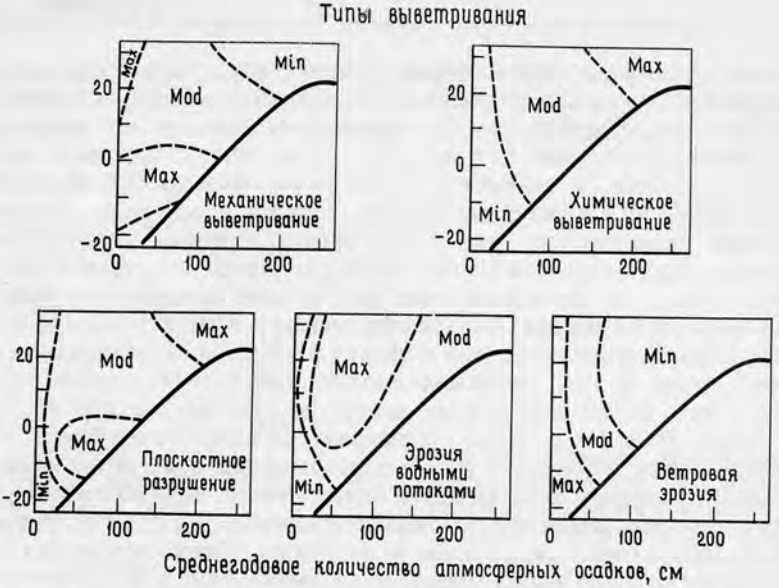


Рис. 6-4. Соотношения между различными геоморфологическими процессами и среднегодовыми температурой и количеством атмосферных осадков ([915], стр. 307).

Заметны максимальные (Max), промежуточные (Mod) и минимальные (Min) эффекты.

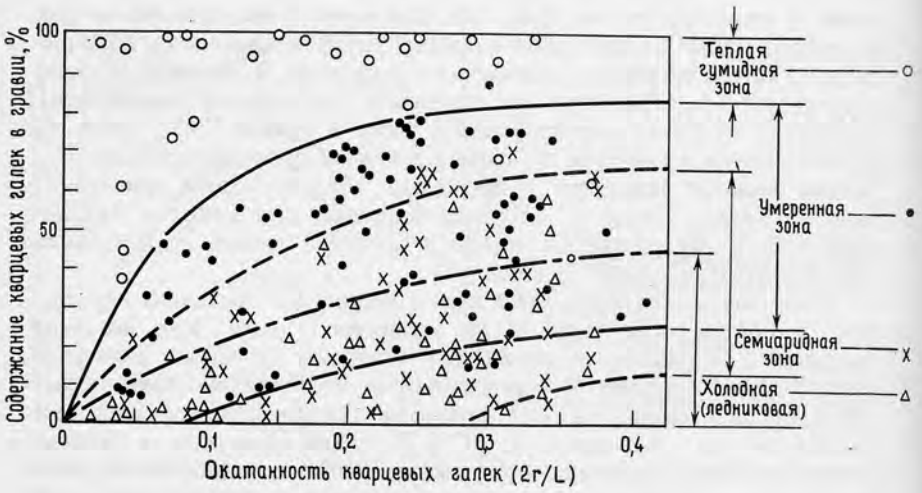


Рис. 6-5. Использование окатанности и процентного содержания галек кварца в гравии для разделения климатических зон ([140], стр. 1098).

L – длина гальки; r – радиус изгиба наиболее острого выступа вдоль его контура.

и фосфориты. Количество карбонатных осадков уменьшается с удалением от экватора (рис. 6-6). При этом их состав изменяется от водорослево-коралловых, доминирующих в тропиках, до фораминиферово-моллюсковых (иногда мшанковых), преобладающих в более высоких широтах [490]. Кремнистые (диатомовые) осадки могут также играть важную роль на шельфах умеренных широт ([612], стр. 160).

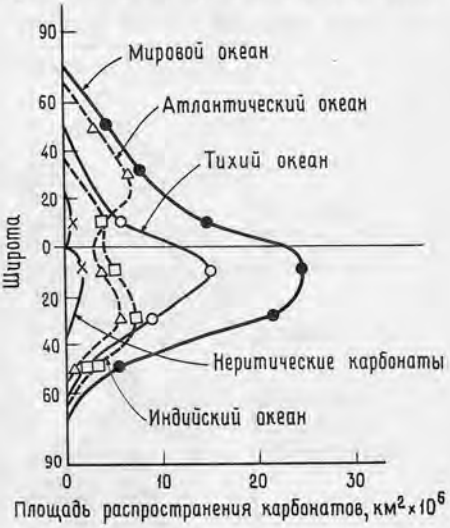


Рис. 6-6. Распространение современных морских карбонатов (пелагических и неритических) в зависимости от широты ([272], стр. 473).

Заметен бимодальный характер распределения карбонатов в Атлантике, обусловленный относительно интенсивным выносом терригенного материала Амазонкой и Нигером; этот эффект отсутствует в открытой части Тихого океана и не заметен в Мировом океане.

Эвапориты ассоциируют: а) с аридными широтами (особенно с 30 по 40°, рис. 6-7) и б) с благоприятными формами рельефа, особенно грабенами, образующимися при раскрытии океанских бассейнов [111, 270], в которых циркуляция может быть сильно ограничена (см. стр. 109). Однако не все «аридные» условия являются в равной степени аридными. Для осаждения эвапоритов должно существовать равенство между средней относительной влажностью и давлением водяного пара в растворе [457]. Сульфат кальция осаждается, когда средняя относительная влажность атмосферы колеблется между 93 и 76%, галит — когда между 76 и 67%, калийсодержащие минералы — когда она составляет менее 67%. Таким образом, возможен вывод об аридности или гумидности на основе изучения эвапоритовых фаций (что и сделано Б. Шрайбером и Е. Шрайбером [742]).

Средняя относительная влажность низкоширотных прибрежных зон составляет от 70 до 80%. Более низкие значения существуют только в тех случаях, когда морской бассейн окружен большими пространствами суши. Это обстоятельство может объяснить столь сильное доминирование сульфата кальция (гипса и ангидрита) в эвапоритовых отложениях [454], хотя хлористый натрий составляет около 85%

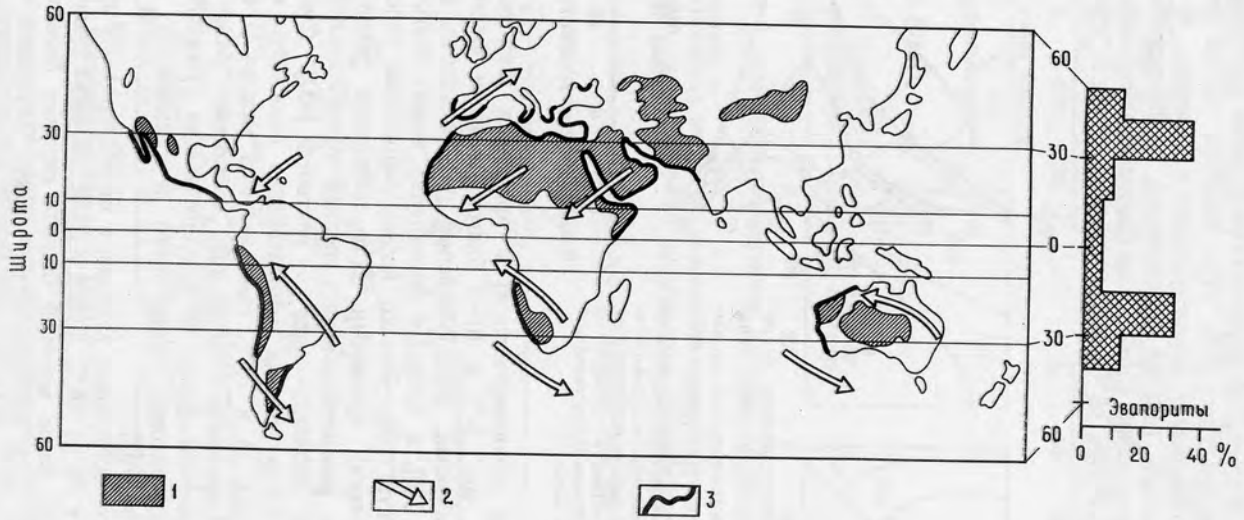


Рис. 6-7. Основные мировые пустыни [331] и распространение современных эвапоритов ([221], стр. 547).

1 – основные пустыни; *2* – преобладающие ветры; *3* – сухие прибрежные области.

растворенных в морской воде солей. Связь калиевых отложений с условиями сильной континентальности климата также имеет палеогеографическое значение.

Образование доломита и фосфорита связано с климатом. Доломиты надлиторальной зоны встречаются в аридных и в гумидных условиях, однако каждый тип климата накладывает индивидуальный отпечаток на надлиторальные отложения. Аридные области характеризуются гипсом или ангидритом, в то время как в гумидных областях

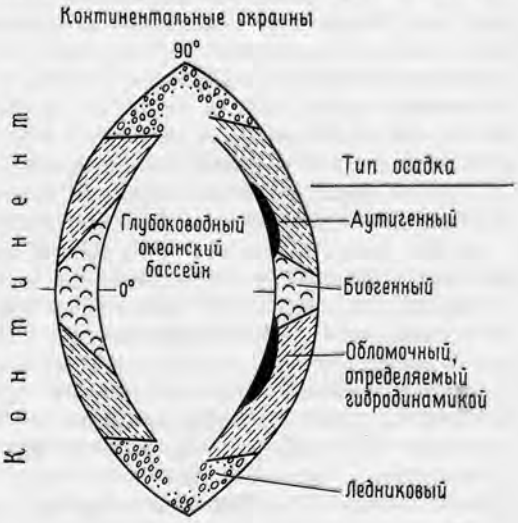


Рис. 6-8. Идеализированное распределение основных типов осадков на континентальных шельфах, ограничивающих океан, когда осадки находятся в равновесии со средой седиментации ([246], стр. 446).

Ширина шельфов преувеличена.

развиты солоноватоводные водорослевые марши с карбонатными корками [773, 392]. Большое количество осадочных фосфоритов (см. стр. 112) приурочено к отложениям континентальных окраин аридной зоны [694] в районах апвеллингов. В аридных зонах фосфаты тесно коррелируются с органическим углеродом, в гумидных – с железом.

Морские фаунистические и флористические провинции, разумеется, широтно-зональны, вероятно, вследствие того, что циркуляция водных масс обусловлена ветрами. Главными индикаторами тропических условий являются рифы с присущими им таксономическим разнообразием и способностью формировать горные породы и ассоциировать с водорослями и другими фотосинтетическими организмами.

На рис. 6-8 представлены данные по предполагаемым осадочным режимам для шельфовых отложений относительно климата и других факторов. Экваториальные осадки – в основном биогенные, осадки умеренных широт главным образом отложены водой (флювиогенные) и высокоширотные осадки – гляциальные (в настоящее время). Аутигенные минералы (особенно фосфаты) встречаются на широтах от тропических до умеренных в районах интенсивных апвеллингов.

В отличие от этих общих соображений равновесия исторические и географические факторы часто препятствуют быстрой палеоклиматической интерпретации. Грубозернистые осадки внешнего шельфа отражают условия, существовавшие много тысяч лет назад, когда уровень моря был на десятки метров ниже (стр. 46, 201). По-видимому, исторические факторы особенно важны, когда мы имеем дело с «быстрыми» колебаниями уровня моря; к сожалению, это явление могло происходить в течение большей части геологического времени. Даже такой обычный факт, как увеличение устойчивости полевых шпатов при выветривании с уменьшением разницы между температурой кристаллизации и температурой на земной поверхности [334], не всегда отражается в осадках [833]. Общее правило состоит в том, что каждый конкретный район хотя и относится к некоторому предполагаемому режиму седиментации, но *не находится* в равновесии с ним, и некоторые районы будут очень далеки от предполагаемого «равновесия».

Хотя распределение атмосферных осадков подчиняется широтной зональности, любая данная широта может иметь как высокие, так и низкие значения количества осадков, что зависит от гористости рельефа. Тропик Рака проходит как посередине пустынь Сахары и Аравии, так и через зону лесов Юго-Восточной Азии, получающую много дождей! Причина заключается в том, что Гималаи заставляют воздух подниматься. При этом выпадает влага, собранная воздушными массами, прошедшими над Аравийским морем и Бенгальским заливом. Поэтому пустыни Азии расположены к *северу* от Гималаев в зоне от 40 до 50° с. ш., т. е. на широте, где в Европе, примыкающей к Атлантике и Средиземному морю, господствуют влажные условия. Другой пример орографического эффекта. Северная Америка в целом засушлива западнее линии, проходящей от западного окончания Мексиканского залива на север. Однако к востоку от этой линии на территории Северной Америки преобладает довольно влажный климат, так как влага из воздуха над заливом переносится на север и выпадает там.

Возможно, наиболее ярким свидетельством влияния орографии на количество атмосферных осадков являются Анды. Южнее 35° с. ш. побережье Чили получает огромное количество дождей, приносимых воздушными потоками с запада, со стороны океана. В то же время между 35° ю. ш. и экватором воздушные течения приходят с востока, и они разгружают все свои запасы влаги в бассейне Амазонки. Следовательно, при изменении широты на 5° лесистый район вдоль берега переходит в пустыню, а ежегодное количество осадков уменьшается от >300 до <25 см.

Общий результат влияния этих орографических факторов на климат таков, что градиент влажных или сухих условий примерно одинаков как при движении с севера на юг, так и с востока на запад как в Северной, так и в Южной Америке и от Европы через Азию. Следовательно, на вопрос: «Почему данный район является пусты-

ней?» – существуют три одинаково возможных ответа: «Он (район) или соседствовал с поясом гор, или находился в широтной аридной зоне, или имело место сочетание того и другого». Поскольку рельеф контролирует климат, который определяет растительность, а растительность в свою очередь контролирует тип почвы ([308], стр. 8, 9), то рельеф имеет фундаментальное климатологическое значение.

2. Так же как и шельфовые осадки, глубоководные океанские отложения подчиняются широтной зональности (рис. 6-9). Эта зональность проявляется в: а) гляциальных отложениях; б) карбонатных осадках; в) глинистых минералах и кварце эолового происхождения; г) вулканическом пепле.

а. Гляциальные морские отложения характеризуются айсберговым обломочным материалом, который состоит из плохо сортированных угловатых обломков изверженных, осадочных и метаморфических пород или из таких минеральных зерен, принадлежащих этим породам, как кварц и полевые шпаты [160, 161]. Этот материал встречается при переходе к тонкозернистым осадкам различного состава, что указывает на быстро меняющийся океанский климат.

Как показано на рис. 6-10, во время межледниковий принесенный льдами обломочный материал в большом количестве накапливался вблизи континентальных районов, расположенных в самых высоких широтах, где происходило интенсивное образование айсбергов.

В ледниковые периоды айсберги плыли в сторону экватора и по мере таяния разгружали ледниковый обломочный материал в большом количестве на удалении от источников льда. Таким образом, отложения принесенного льдами обломочного материала могут иметь различный возраст в различных местах, встречаясь даже в зонах высокой карбонатной продуктивности (стр. 114). Интерпретация конкретных данных дает обычно ценную информацию для палеогеографических реконструкций.

Поверхность зерен в кварцевом песке может быть изменена в результате различных химических и механических процессов в зависимости от агентов эрозии. Те зерна, которые подвергались давлению и ледовому истиранию при ледниковом режиме, обладают многочисленными особенностями структуры поверхности (табл. 6-1). Поэтому если наблюдаются четыре или более таких структурных особенностей «в одиночных зернах на больших площадях, то это может считаться адекватным доказательством ледникового происхождения» [476]. Присутствие таких зерен в нижне-, среднеэоценовых и олигоценовых океанских осадках вблизи Антарктиды указывает на существование третичного континентального оледенения [535].

б. В целом карбонатность океанских осадков варьирует в соответствии с балансом первичной продукции на поверхности и последующим растворением. В течение более теплых межледниковых интервалов растворение глубоководных карбонатов, видимо, возрастало по сравнению с ледниковыми периодами [51]. Следовательно, циклы карбо-

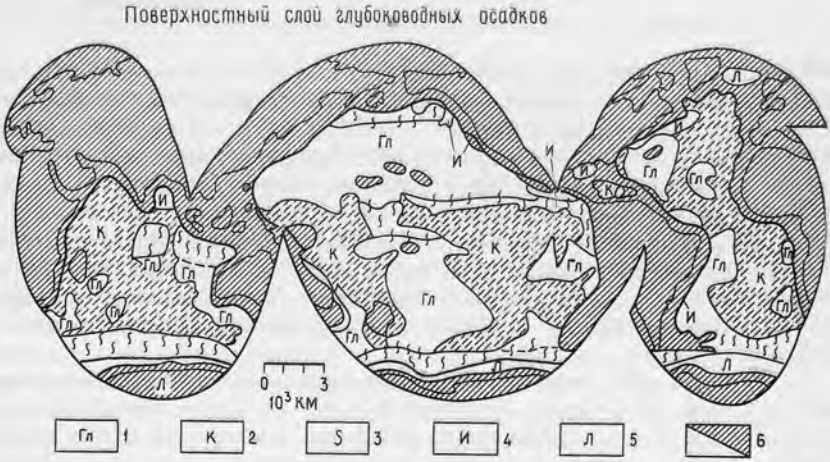


Рис. 6-9. Распространение современных глубоководных осадков на дне океанов ([52], стр. 214).

Заметно доминирование карбонатных илов в Атлантическом и Индийском океанах и пелагических глин в Тихом океане. *1* – пелагические глины или области отсутствия осадков; *2* – карбонатные илы; *3* – кремнистые илы; *4* – терригенные глинистые илы; *5* – ледниковый обломочный материал; *6* – континенты и континентальные окраины.

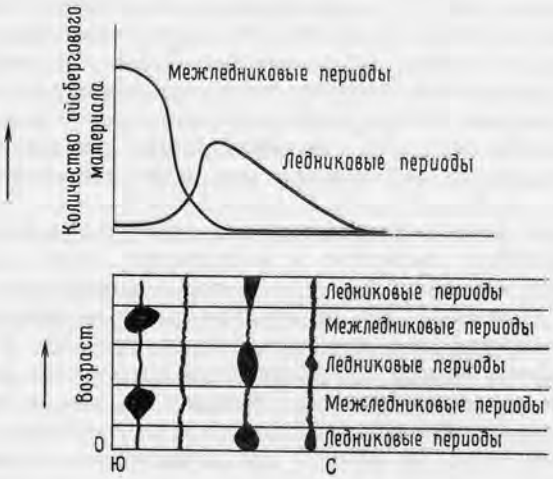


Рис. 6-10.

Вверху: модель, объясняющая распространение во времени и пространстве накоплений айсбергового материала в глубоководных осадках Южного океана в течение ледниковых и межледниковых периодов (мг/см²·тыс. лет). В межледниковые периоды айсберговый материал накапливается близко к источнику вследствие усиления таяния айсбергов. В течение ледниковых периодов айсберговый материал продвигается гораздо дальше на север, что соответствует перемещению изотермы 0° С. *Внизу:* количество айсбергового материала в течение межледниковий максимально на самых южных широтах, а в течение ледниковых периодов – на более северных широтах ([891], стр. 534).

натности в колонках плейстоценовых осадков могут быть интерпретированы как результат крупномасштабных климатических изменений, воздействовавших на океанскую циркуляцию (стр. 114).

в. Глинистые минералы и кварц эолового происхождения вымываются дождями из атмосферной пыли в океан. Они могут адсорбировать рассеянные металлы и затем опускаться на дно и накапливаться в тонкой фракции глубоководных осадков [131]. Вклад эолового материала составляет около 10–30% от валового состава глубоководных осадков [920]. Осаждающиеся аэрозоли располагаются в соответствии с широтной зональностью ветровой деятельности и, таким

Таблица 6-1

Основные характеристики структур поверхности песчаных зерен в ледниковых условиях [476]. В ледниково-флювиальных условиях характеристики те же, но зерна окатаны

1. Большие колебания размера раковистого излома
2. Очень высокий рельеф (по сравнению с литоральными или эоловыми зернами)
3. Полупараллельные уступы
4. Дуговидные уступы
5. Параллельная штриховка различной длины
6. Чешуйчатые блоки излома, которые выглядят как серии крутопадающих грядовых хребтиков
7. Небольшие желобки неправильной формы, которые обычно ассоциируются с раковистым изломом
8. Призматическая структура, состоящая из серии удлиненных призм и включающая в себя очень тонкозернистый фон

образом, отражают климатическую зональность на континентах, причем иногда на большом расстоянии от них. Пыльные бури в Сахаре поставляют пыль, пересекающую Атлантику за 5–6 сут [124].

Как показано на рис. 6-11, глинистые минералы – хлорит, иллит и каолинит – характеризуют различные широтные режимы выветривания [351]. Хлорит наиболее обилен в осадках высоких широт, где механическое выветривание преобладает над химическим. В эоловом обломочном материале хлорит присутствует в виде небольшой, но постоянной примеси, причем в образцах из более высоких широт его концентрация слегка увеличивается (рис. 6-11).

Иллит содержится в наименьшем относительном количестве в эоловом материале экваториальных районов. При этом его концентрация растет с широтой (рис. 6-11). Такое распределение характерно для континентальных массивов, где почвы более низких широт содержат меньше иллита. Каолинит формируется в условиях сильного химического выщелачивания [436] и в больших количествах концентрируется как в эоловом материале (рис. 6-11), так и в глубоководных осадках на экваториальных широтах. Разумеется, эти различия глинистых минералов отражаются в химическом составе осадков. Концентрация Si, Ti и K ниже, а Al выше в осадках низких широт по сравнению с осадками более высоких широт [212]. Представляется, что во всех этих

случаях распределение глинистых минералов отражает условия выветривания источников сноса на близлежащих континентах.

Столь же обычным компонентом эолового материала является кварц, поэтому его распределение в глубоководных осадках отражает зональность ветровой деятельности. Наиболее высокие концентрации кварца в атлантических осадках найдены к западу от Сахары [132]. Во время максимального распространения морских льдов 18 000 лет

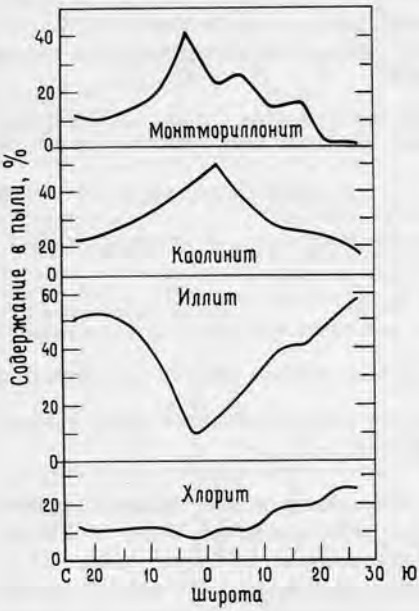


Рис. 6-11. Изменение содержания глинистых минералов в эоловой пыли с широтой ([132], стр. 100).

Значения для фракции <2 мкм усреднены для каждых 5° широты.

назад «эта полоса высоких концентраций кварца была сдвинута к югу на 7—8 °» частично вследствие смещения к югу пояса пассатов [68]. Были описаны также эоловые песчаные турбидиты [712]. В глубоководных осадках Тихого океана обнаружен обломочный кварц с нетипичными значениями $\delta^{18}O$ ($\simeq 18‰$), что позволяет предположить для него эоловое происхождение [134]. При этом между 8 ° ю. ш. и 43 ° с. ш. не наблюдались географические вариации значения $\delta^{18}O$, хотя существуют систематические различия в размере частиц (от 1 до 44 мкм), что предполагает смешение в эоловом резервуаре кварца как из магматических, так и из осадочных источников. В аридные эпохи панцири пресноводных диатомей и остатки наземной растительности («фитолиты») могут выноситься в составе пыли в океан, где их присутствие в осадках является индикатором климатических условий [633].

г. Попадание вулканического пепла в атмосферу может оказать большое влияние на температуру, что было отмечено в гл. 4.

Когда пепел оседает на дно, его можно рассматривать в качестве трассера зональной циркуляции ветров в атмосфере. Итон показал [232], что существует тесная связь между наблюдаемой широтной циркуляцией в нижних слоях атмосферы и направлением длинной оси накоплений пепла как в морских, так и в континентальных отложениях. Данные по эксплозивному вулканизму за последние 200 лет указывают на существование двух широтных поясов поступления вулканических продуктов в стратосферу [174]. Один из них представляет собой широкий пояс, расположенный между 15 ° с. ш. и 8 ° ю. ш. Второй – узкий пояс между 56 и 65 ° с. ш. Вулканический пепел переносится ветром на расстояние свыше 3000 км. При этом он состоит из частиц, которые слишком велики для транспортировки на такое расстояние поверхностными или придонными океанскими течениями [404]. 7 мая 1902 г. при извержении вулкана Суфриер на Сент-Винсенте (Малые Антильские острова) ветры со скоростью 60 км/ч на высотах 7 и 16 км сыграли главную роль в распределении пепла [122]. Осаждение пепла было прослежено на расстоянии 3000 км, а абсолютные массы пепла в осадках составили несколько мг/см$^2 \cdot 10^3$ лет. Могут существовать значительные локальные вариации мощности пеплового прослоя. Так, отмечалось ([217], стр. 1144), что в колонках, расположенных на расстоянии 25 км друг от друга, наблюдаются «большие колебания мощности [пепловых] прослоев (от 0 до 17 см), при этом часть прослоев может отсутствовать» по неизвестным причинам.

Считается, что монтмориллонит указывает на вулканические источники. Его высокое содержание в осадках экваториальной зоны (рис. 6-11) обусловлено интенсивной вулканической деятельностью в этом районе, которая была описана выше. Однако вулканогенные осадки более значимы для формирования маркирующих горизонтов, чем для поставки значительного количества материала в бассейны осадконакопления. «Осадки всех частей океанов являются в конечном счете исключительно терригенными, включая многие осадки, первоначально определенные в качестве вулканогенных» [212].

3. Большое внимание должно быть уделено возможному взаимоотношению между глубоководными и шельфовыми отложениями. Ключевое значение при этом имеет тот факт, что продукция органического вещества, скорость седиментации и привнос элементов имеют очень высокие градиенты при пересечении континентального шельфа, а это сильно влияет на соответствующие параметры в более глубокой части океана. Климатические колебания вместе с эвстатическими изменениями уровня океана контролируют как глубоководную, так и шельфовую седиментацию. Высокое положение уровня моря вызывает задержку в переносе осадочного материала в пелагиаль [180]. С периодами низкого положения уровня моря тесно коррелируются эпохи повышения скорости седиментации глубоководных осадков (и наоборот) в течение последних 48 млн. лет [926]. Это представляется

логичным, однако остается открытым вопрос о том, существует ли причинно-следственная связь между колебаниями уровня моря и климатом, предполагаемая рядом авторов ([179] и [52], стр. 228).

В табл. 6-2 представлено большинство седиментологических индикаторов климата, обсуждавшихся выше. Хемогенные осадки сосредоточены между 40° южной и северной широты, а обломочные осадки доминируют в более высоких широтах. Сходная картина локализации хемогенных шельфовых отложений характерна для среднего девона (палеошироты определены палеомагнитным методом) и для ранней

Таблица 6-2

Климатические критерии, основанные на осадочных образованиях — индикаторах климата [554]

Климат	Осадки внутренних шельфов	Глубоководные осадки
Полярный	1. Ил, небольшое количество глинистых минералов 2. Гравий, если содержится в близлежащем материковом леднике 3. Кварцевые зерна с ледниковой структурой поверхности 4. Некоторые разновидности хлорита в алевритовой и пелитовой фракциях	1. Кварцевые зерна с ледниковой структурой поверхности 2. Терригенные зерна в пелагических осадках, многочисленные; если присутствуют в близлежащем материковом леднике 3. Некоторые разновидности хлорита в алевритовой и пелитовой фракциях
Тропический дождливый	1. Ил, много глинистых минералов 2. Каолинит, в большом количестве около устьевых частей малых рек 3. Много кварца в гравии	1. Каолинит
Сухой	1. Песок, присутствует также в средних широтах 2. Кварцевые зерна с эоловой структурой поверхности	1. Древесный уголь, семена трав, пресноводные диатомеи, опаловые фитолиты и т. п. в пелагических осадках 2. Кварцевые зерна с эоловой структурой поверхности
Промежуточный	1. Песок, также присутствует в зоне перехода к сухому климату	

перми (рис. 6-12). Брайденом было установлено ([92], стр. 442), что «резкая граница области распространения хемогенных осадков по 40° палеошироты представляет собой климатическую границу в системе хорошо выраженной климатической зональности, которую можно ожидать в эпохи существования шапок полярного льда, что

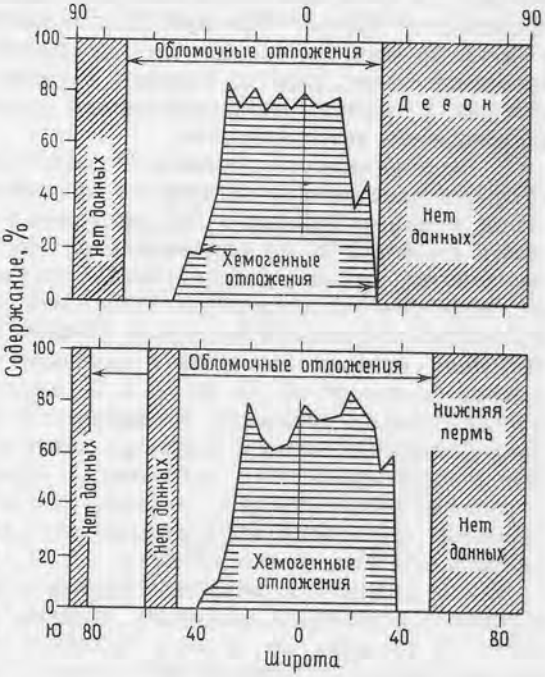


Рис. 6-12. Распространение хемогенных и нехемогенных отложений ([92], стр. 443).

Распространение литофаций в среднем девоне (*вверху*) и нижней перми (*внизу*) показано с учетом палеоширот.

наблюдалось в южном полушарии». В качестве выдающегося примера палеоклиматологического значения геологических данных Зиглер и Хансен с соавторами продемонстрировали изменение широтного положения континента, определенное по расположению литологических индикаторов климата [937]. Казахстан сместился из зоны холодного влажного климата на 60° ю. ш. (в позднем докембрии) последовательно через зоны теплых сухих субтропиков, жарких влажных тропиков в теплые сухие субтропики на 30° с. ш. в пермское время.

Величина твердого стока

Скорость поставки осадков в океан зависит, вероятно, в первую очередь от региональной географии, а во вторую — от климата. Комбинации этих двух факторов определяют изменения количества осадков в геологической истории. В современную эпоху средняя

скорость эрозии должна быть равна средней скорости аккумуляции (или, нестрого выражаясь, седиментации). Ниже представлены данные как по эрозии, так и по седиментации. Тема о количестве поставляемого осадочного материала может быть рассмотрена в следующих аспектах: 1) влияние географических особенностей, 2) влияние климата и 3) геологической истории. Хотя в течение длительных промежутков времени большую роль играет скорость седиментации, в короткие промежутки времени перевзмучивание уже осадившегося материала имеет гораздо большее значение для ежедневной и от прилива к приливу жизнедеятельности морских организмов и для формирования текстур осадков.

1. По количеству поставляемого осадочного материала различные географические регионы отличаются не меньше, чем различные континенты в целом. Примерно 80 % взвешенного вещества выносится в океан из Азии, и по меньшей мере половина этого количества переносится реками, дренирующими Гималаи и лёссовые отложения на севере Центрального Китая [393]. Пять рек, несущих наибольшее количество взвешенного материала (Хуанхэ, Ганг, Брахмапутра, Янцзы, Инд), не являются самыми длинными (по длине они соответственно занимают 6, 40, 25, 5 и 21 место). Самая длинная река в мире (Нил) по количеству взвешенного в ней материала находится на шестнадцатом месте, а вторая по длине река (Амазонка) содержит еще меньше взвешенного материала. В историческом плане влияние локальных географических особенностей и характера взвешенного вещества на количество поставляемого осадочного материала не меньше, чем климата как такового.

Одним из наиболее интересных факторов, определяющих количество сносимого осадочного материала, является размер дренируемой области. У меньших по размеру бассейнов водосбора обычно более крутые склоны и меньшие по площади поймы, чем у больших бассейнов. В результате из небольших бассейнов водосбора в море поступает относительно больше осадочного материала. Кроме того, в больших бассейнах осадочный материал образуется преимущественно за счет химического, а не механического выветривания, так как частицы этого материала более длительное время остаются в пределах больших по размеру бассейнов. На это обстоятельство указывает тот факт, что десятикратное увеличение площади водосбора приводит только к двукратному увеличению количества поставляемого материала ([916], стр. 344).

Существует общее географическое соотношение между площадью водосбора, длиной речной сети [658] и количеством главных рек. На каждые 10×10^6 км^2 суши приходится около 30×10^3 км главных рек на влажных континентах и 7×10^3 км — на сухих континентах (рис. 6-13). Если море покроет 75 % площади современной суши, то площадь оставшейся части составит около $2{,}9 \times 10^7$ км^2, что сравнимо с Азией, территория которой на треть больше, — $3{,}7 \times$

10^7 км^2. Если бы эта гипотетическая суша находилась во влажных условиях, то суммарная длина главных рек составила бы 87×10^3 км, а в современной Азии – 72×10^3 км (что находится между графиками для влажных и сухих континентов, но ближе к первым, см. рис. 6-13).

Можно установить и количество главных речных систем. В современную эпоху существует 60 главных речных систем. Можно

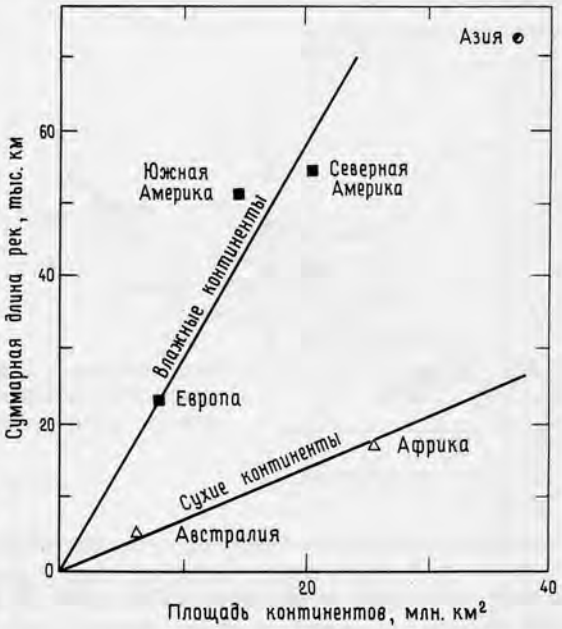


Рис. 6-13. Отношение суммарной длины рек к площади континента (Рабе, персональное сообщение, 1973).

Заметно различие между влажными и сухими континентами. Азия занимает промежуточное положение.

предположить, что на четверти площади современной суши будет находиться 15 систем; в Азии, площадь которой составляет примерно четверть площади суши, расположено 19 речных систем. Было показано [774], что отношение длины главной реки к общей длине данной речной сети изменяется в зависимости от площади водосбора: от 0,6 в бассейнах площадью $1-10^3$ км^2 до 0,5 в бассейнах площадью примерно 10^7 км^2. Таким образом, для данной палеогеографической ситуации можно предсказать длину главных рек и количество основных речных систем. Также можно предсказать расположение основных бассейнов седиментации, дельт и подводных каньонов [658]. Дельты классифицировались по тектоническому режиму [413, 18] и ведущему энергетическому процессу [312]; по климату тщательная классификация пока отсутствует.

Из 60 современных главных речных систем 20 впадают в Атлантический океан, 9 – в Тихий, 9 – в Индийский, и 7 – в Северный

Ледовитый океан. Оставшиеся речные системы распределены между Черным (4), Балтийским (3), Аральским (2), Каспийским (2), Средиземным морями (1) и Гудзоновым заливом (3).

Высокогорный рельеф тихоокеанской окраины Северной и Южной Америки является причиной того, что основные реки этих материков текут к противоположным побережьям. Доминирование Атлантики в качестве конечного бассейна стока сказалось на большом количестве поступающего в нее осадочного материала [619]. Средние скорости

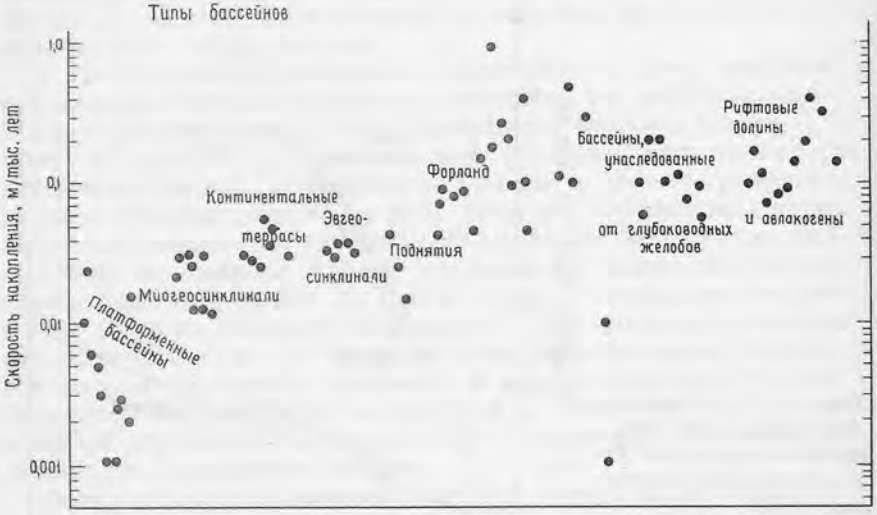


Рис. 6-14. Скорость накопления осадков в бассейнах различных типов ([747], стр. 723).

Заметно, что скорости накопления в платформенных бассейнах значительно ниже, чем в любом другом типе бассейна.

седиментации в Атлантике в 2,5—4,0 раза выше, чем в Тихом океане. Это различие проявляется и во взвеси [249]. Как концентрация терригенной взвеси в поверхностных водах, так и накопление твердой фазы в осадках западных частей океана выше, чем в восточных. Однако концентрация органического вещества выше в областях апвеллингов в восточных частях океанов.

Для предсказания скорости аккумуляции в древних осадочных бассейнах большое значение имеет их тектоническая позиция [747], в частности отношение к открывающемуся или закрывающемуся океану. Скорость накопления осадков в платформенных бассейнах гораздо ниже, чем в любом другом типе бассейнов (рис. 6-14).

2. Климат региона влияет на объем стока и концентрацию осадочного материала в реках, следовательно, и на количество

поставляемого осадочного вещества. По температуре и количеству атмосферных осадков можно выделить шесть климатических режимов, из них три несезонных – ледниковый, пустынный и режим сельвы (круглогодичное доминирование тропических воздушных масс) – и три сезонных – средиземноморский (влажная зима, сухое лето), континентальный (теплое влажное лето и холодная влажная зима или холодная сухая зима) и тропический, с чередованием влажных и сухих сезонов (влажное лето, сухая зима).

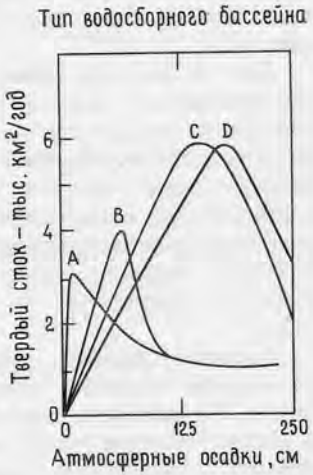


Рис. 6-15. Соотношение твердого стока в четырех типах водосборных бассейнов и среднего ежегодного количества атмосферных осадков ([915], стр. 308).

Кривые A, B, C и D обсуждаются в тексте.

Количество смываемого осадочного материала в каждом из этих шести режимов, вероятно, очень различно. Однако хорошо обоснованные графики зависимости количества смываемого осадочного материала от количества атмосферных осадков известны только для одного климатического режима (континентального) и более или менее для двух других (средиземноморского и сезонного тропического) ([916], стр. 341). В континентальном климате максимальная величина твердого стока наблюдается при выпадении в среднем 70 см атмосферных осадков в год и уменьшается как при уменьшении, так и при увеличении этого параметра (пик *B*, рис. 6-15). Однако если рассматриваются данные по небольшим водосборам, расположенным в лёссовых областях, где отсутствуют сельскохозяйственные угодья, то максимальное количество смываемого осадочного материала соответствует выпадению в среднем 4 см осадков в год (пик *A*, рис. 6-15). Именно этот вариант, по-видимому, более точно отвечает скоростям сноса осадочного материала до появления человека. В обоих случаях сходный вид графика объясняется тем, что сначала возрастающее количество атмосферных осадков вызывает увеличение смыва, однако после точки перегиба кривой возрастающее количество ат-

мосферных осадков стимулирует развитие травы и лесов, которые стабилизируют почву, уменьшая смыв (это явление известно как закон Лангбейна – Шумма).

В средиземноморском климате максимальный смыв осуществляется при выпадении в среднем 130–165 см осадков в год (пик *C*, рис. 6-15). Возможно, интенсивный смыв в климатическом режиме Средиземноморья вызван совпадением влажного сезона с отсутствием развития растительности (зимние условия), что уменьшает возможность стабилизации почвы. В сезонном тропическом режиме максимальный смыв приходится в среднем на 180–190 см осадков в год (пик *D*, рис. 6-15).

Для несезонных климатов данных мало. Вероятно, в условиях круглогодичных дождей (тропические леса) (стр. 199) или полного отсутствия дождей (пустыни или ледниковый режим) происходит относительно слабая эрозия. В общем «скорость флювиальной эрозии намного выше в областях с четко сезонным климатом, чем в областях с несезонными климатами» ([916], стр. 342). В тропиках доля продуктов химического выветривания возрастает и составляет примерно две трети величины твердого стока, независимо от состава выветриваемых силикатных пород (от 0 до 200 см среднего ежегодного стока) [225].

В эпохи широкого распространения эпиконтинентальных морей приморские климаты, вероятно, были развиты гораздо шире, чем сейчас. Современные окраинные моря увеличивают континентальность климата. Различие между континентальным и приморским климатами хорошо выражается разницей летних и зимних температур на восточном побережье Северной Америки ($\simeq 5-10\,^{\circ}C$, континентальный климат) и на западном ($\simeq 1-3\,^{\circ}C$, приморский климат) [282]. Даже крупные области орошаемых территорий могут оказывать влияние на климат через круговорот воды, хотя и в гораздо меньшей степени, чем эпиконтинентальные моря ([804]; оспаривается Фаулером и Хелви [298]).

Общее дренирование региона также является функцией климата. Как было показано на рис. 6-13, на сухих континентах (Африка и Австралия) общая длина рек значительно меньше, чем на влажных, и это отражается на общей величине водного стока [315]. В целом сумма площадей зон семиаридного, аридного и экстрааридного климатов составляет 83% от площади Австралии, 64% от площади Африки, 39% от площади Азии, 17% от площади Южной Америки, 16% от площади Северной Америки и 1% от площади Европы [562]. Скорость химической денудации влажных континентов в общем не зависит от средней их высоты, однако скорость механической денудации увеличивается с ростом среднего превышения (рис. 6-16), возможно, экспоненциально. В среднем для всех областей суши скорость механической эрозии превышает скорость химической эрозии примерно в 6 раз ([398], стр. 145).

Морская абразия сконцентрирована на клифовых берегах. Ежегодная продукция взвешенного вещества за счет абразии клифов составляет порядка 10^6 т по сравнению с 10^9 т, поставляемыми реками (75% твердых веществ и 25% в растворенном состоянии), и чуть больше 10^7 т эолового материала из больших пустынь [249]. Средняя скорость эрозии на Земле близка к 1 см/10^3 лет ([398], стр. 144),



Рис. 6-16.

Химическая денудация не зависит от средней высоты континентов, в то время как механическая денудация в общем возрастает с увеличением высоты. Для Африки характерны чрезмерно низкие значения обоих типов денудации, хотя этот континент обладает чрезмерно большой высотой (рис. 1-5) ([315], стр. 122).

однако существуют значительные ее вариации в различных регионах [563]. Например, на вулканических островах скорость эрозии достигает 40 см/10^3 лет [871].

Было установлено, что для формирования подводных каньонов наиболее важное значение имеет величина твердого стока с континентов [408], при этом существенную роль играет климат.

Зоны высоких скоростей современной седиментации (от 30 до 100 см/10^3 лет) значительно шире в гумидных областях, чем в аридных, и концентрация подводных «каньонов» наибольшая именно в этих местах.

3. Существуют предположения, что в докембрии скорости эрозии были: а) гораздо ниже, чем сейчас, б) примерно такими же или в) гораздо выше.

а. Точка зрения о низких скоростях эрозии в докембрии базировалась на предположении, что Земля была гораздо холоднее, не покрыта растительным покровом (выделявшим органические кислоты)

и содержала *меньшее* количество CO_2 в атмосфере, чем сейчас [210]. Однако, по современным оценкам, докембрий считается более теплой эпохой, а CO_2, вероятно, был главным компонентом атмосферы (стр. 175).

б. Большинство авторов полагают, что скорости эрозии в течение геологической истории практически не менялись. Для того чтобы проверить это предположение, измерили скорость химического выветривания в ряде районов Исландии, лишенных покрова из высших растений. Скорость химического выветривания оказалась в 2—3 раза ниже, чем в районах с растительным покровом. Однако «требуется давление CO_2, превышающее современное не более чем в 5 раз, для того чтобы получить современные средние скорости выветривания в сравнимых климатических и географических условиях до начала развития высших наземных растений» ([126], стр. 392). Поддерживая идею о сходной интенсивности химического выветривания в докембрии и в сравнительно недавние геологические эпохи, Холланд ([395], стр. 648) отметил, что минеральный и химический состав глинистых сланцев, возраст которых 3,4—3,2 млрд. лет, «практически не отличается» от состава глинистых сланцев возрастом 0,5 млрд. лет. Кроме того, на протяжении 3,3 млрд. лет отношение неорганического углерода к органическому в известняках остается на постоянном уровне [720]. Холландом было установлено [397], что если в докембрии скорость эрозии была бы выше из-за значительно более высокого содержания CO_2, то концентрации Mg и Ca, связывающих углекислый газ, были бы гораздо выше, а $\delta^{13}C$ известняков изменялось бы со временем, отражая изменения в источниках углерода. Однако не наблюдаются ни соответствующие колебания $\delta^{13}C$, ни требуемые уменьшения концентраций Ca и Mg, что предполагает отсутствие изменения скорости эрозии во времени.

Но если скорость эрозии в докембрии была приблизительно такой же, как и сейчас, то отсутствие наземной растительности до девона могло иметь (по крайней мере) два последствия. Во-первых, в отсутствие растительности не формируются почвы, поэтому эрозия должна была воздействовать непосредственно на коренные породы. Лепп и Голдич [493] считают, что «в докембрии процесс выветривания, сходный с латеритизацией, сохранял в реголите алюминий, титан и фосфор, однако в отличие от современной латеритизации поставлял в грунтовые воды железо, кремнезем, щелочные земли и щелочи». Эти породы могли частично подвергаться химической эрозии за счет грибов (которые известны уже в докембрии), воздействовавших на базиты и метаморфиты. В лабораторных экспериментах воздействие грибов на горные породы «заметно увеличило содержание Si, Al, Fe и Mg в растворе по сравнению с контрольными растворами» [780]. Лишайники также осуществляют заметную химическую деградацию базальтов [415]. Эти факты подтверждают точку зрения о том, что развитие наземной растительности в среднем палеозое

не слишком изменило скорость эрозии. Холланд ([398], стр. 51), напротив, делает акцент на том, что разлагающееся органическое вещество увеличивает давление CO_2 в почве в 10—100 раз по сравнению с давлением в атмосфере. Если бы не было этого органического вещества и более высокого давления CO_2 в атмосфере, то химическая эрозия была бы гораздо слабее, чем сейчас.

Во-вторых, главным фактором, определенно отличающимся от современных значений, является более высокий смыв в додевонском времени, обусловленный отсутствием такого связующего агента, как почва. Возможно, именно этим объясняется отсутствие отчетливо выраженных береговых линий в толще типично приливно-отливных и лагунных отложений («глубина никогда не превышала 8—10 м») мощностью 2000 м, слагающих кварцито-карбонатный верхний докембрий центральной Индии [783]. Влияние приливов на перераспределение осадков на обширных площадях, уничтожавших хорошо выраженные пляжи, могло быть правилом, а не исключением перед появлением наземной растительности (см. на стр. 92 обзор по области Сундарбан, возможному современному аналогу). Вероятно, ранее смыв осадочного материала был линейно связан с количеством атмосферных осадков в значительно более широком интервале величин, чем сейчас. Возможно, в качестве наиболее заметного эффекта половодий разветвленных рек следует предполагать эпизоды циклической седиментации [746].

В отсутствие наземной растительности ветры также могли быть более активным агентом эрозии и переноса осадочного материала. Доказательством этого является широкое развитие в верхнем докембрии кварцевых и полевошпатовых песчаников с окатанными зернами [129].

в. До широкого принятия концепции осадочных круговоротов доминировавшая точка зрения на скорость поставки осадочного материала заключалась в том, что «если о скоростях осаждения в прошлом судить по видимой максимальной мощности отложений в единицу времени для каждого возрастного периода, то не возникает сомнения в том, что скорость седиментации экспоненциально увеличивалась во времени» [601]. Скорости накопления третичных отложений настолько превосходят мезозойские, а мезозойские — палеозойские и т. д., что историческая, нестационарная точка зрения не могла не признать увеличение скорости эрозии во времени. Скорость эрозии часто интерпретируется и с точки зрения увеличения континентальности (что обсуждалось в гл. 1). Однако, поскольку отсутствуют четко выраженные эволюционные тренды в континентальности, от принятия предположения об увеличении эрозии следует отказаться.

Как показано на рис. 6-17, скорости накопления мелководных осадков выражаются двумя похожими графиками: одним — для интервала времени с позднего докембрия по девон, другим — с карбона по настоящее время. Эти графики означают, что до карбона ско-

рости денудации были в среднем в четыре раза выше, чем впоследствии [349]. Возможно, это уменьшение скорости денудации обусловлено бурным развитием растительности начиная с позднего девона. Альтернативное объяснение состоит в том, что такое несоответствие в объемах осадков может определяться гораздо меньшей возможностью разрушения более древних отложений, вероятно, из-за начала новых крупных тектонических циклов эрозии и отложения [316]. Видимо, в континентальных областях «естественные» (до появления человека)

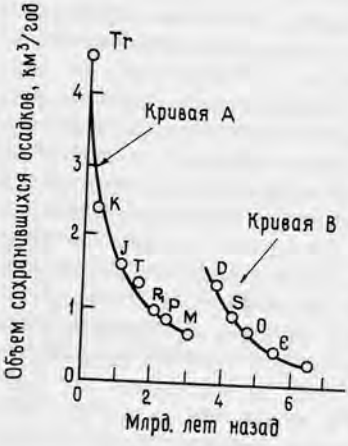


Рис. 6-17. Сохранность осадков как функция их возраста ([350], стр. 274).

Кружки и буквы – обозначения геологических периодов. Объем сохранившихся осадков каждой геологической системы выражен в км³/год (имеется в виду продолжительность геологического периода). Для кривой A $s = 2{,}1\,(e^{-2{,}0t} + e^{-0{,}31t})$. Для кривой B $s = 1{,}4\,(e^{1{,}7(t-3)} + e^{-0{,}44(t-3)})$. Заметно, что степень уничтожения осадков для пяти самых ранних периодов (от позднего докембрия до девона) отличается от более поздних данных и указывает, возможно, на два основных цикла денудации континентов в фанерозое.

скорости эрозии и седиментации не изменялись с карбона по настоящее время.

Скорости седиментации в относительно глубоководных частях океанов в палеоцене и с позднего эоцена по ранний миоцен составляли всего 10–25% от известных современных значений [183, 212]. Очевидно, часть этого дефицита может быть обусловлена естественными вариациями около некоторой средней величины. Пока, однако, нельзя дать исчерпывающего объяснения этим пертурбациям скорости седиментации в 4–5 раз. Частично они скорее обусловлены тем фактом, что на значительную часть времени формирования глубоководных отложений приходятся периоды неосаждения (возможно, вызванного эрозией), чем просто очень низкой скоростью непрерывного осаждения. В Южной Атлантике треть продолжительности геологической летописи приходится на перерывы в седиментации [848]. Обилие перерывов серьезно влияет на расшифровку климатических колебаний продолжительностью 10^3 или 10^4 лет, если происходило вертикальное перемешивание фауны, отложение пепловых прослоев и т. п. Вероятно, не удается различить климатические события на обширных участках Тихого и Индийского океанов, поскольку скорости седиментации составляют менее 1 см/10^3 лет, а в Северной Атлантике, где скорости седимен-

тации превышают 3 см/10^3 лет, они хорошо выделяются ([702], стр. 119).

По-видимому, деятельность человека привела к увеличению скорости денудации в 2–3 раза, в основном за счет превращения залесенных участков суши в безлесные и затем в урбанистические [556, 561]. С территории смежных 48 штатов в США ежегодно реками выносится 4 млрд. т осадков, из них 3 млрд. т – с сельскохозяйственных угодий; еще 1 млрд. т осадков теряется с сельскохозяйственных угодий за счет ветровой эрозии ([648], стр. 150).

Подводя итоги, следует отметить, что нет твердых доказательств ни заметно более низких, ни заметно более высоких скоростей денудации в течение геологической истории, однако все свидетельствует о том, что скорости могли быть значительно выше в докаменноугольное время, до начала эволюции наземных растений. Это особенно справедливо потому, что механическая эрозия гораздо эффективнее химической. В современную эпоху скорости седиментации глубоководных красных глин и кремнистых илов составляют несколько мм/10^3 лет (м/млн. лет), достигая максимума в тропической Атлантике (обобщено Бергером [52], [34]). Считается, что с такой же скоростью осаждались ордовикские и силурийские граптолитовые сланцы предположительно глубоководного происхождения [135]. В прибрежных бассейнах, типа расположенных мористее Южной Калифорнии, или в дельтах скорости седиментации достигают нескольких м/10^3 лет (= сотни м/млн. лет). Скорости седиментации шельфовых отложений или глубоководных карбонатных илов имеют значения, промежуточные между приведенными выше экстремальными цифрами. В течение одного периода времени в разных районах накапливается чрезвычайно различное количество осадков. В шельфовых районах более низкие скорости седиментации присущи трансгрессивным эпохам (как и в настоящее время), более высокие – регрессивным. В качестве средней абсолютной массы осадочного материала, накапливающегося на континентах и шельфах, Барт предложил величину 3 кг/см^2 · млн. лет [39]. Для современной площади суши вычислено, что это означает эрозию 150 км в течение 4 млрд. лет. Поскольку вполне очевидно, что эрозия такого масштаба никогда не происходила, то это «просто означает, что осуществлялся интенсивный круговорот вещества» [39].

Штормы

Почему следует рассматривать редкие события, такие, как ураганы, грандиозные наводнения и другие «ненормальные» происшествия, которые случаются раз в год, в десятилетие или столетие? Дело в том, что эти необычные события скорее, чем гораздо менее энергоемкие ежедневные события, могут определить конечный облик осадков [924, 27]. Например, свыше 90% ежегодного твердого стока Миссисипи переносится в течение менее 10% времени. Основные накопления

глины и алеврита в осадках Мексиканского залива, вероятно, являются результатом чрезвычайно редко осуществляющихся условий. Другой пример. В течение одной недели после того, как прошел ураган Агнес (1972 г.), из реки Саскуэханна в Чесапикский залив поступило больше осадочного материала, чем за несколько последних десятилетий [745]. Важность этих редких ураганов заключается в том, что твердый сток зависит как от речного стока, так и от концентрации взвеси [559], а одновременное повышение *обоих* параметров происходит редко. В качестве биологического примера отметим, что 85 % ежегодной биомассы диатомей в районе побережья Южной Калифорнии

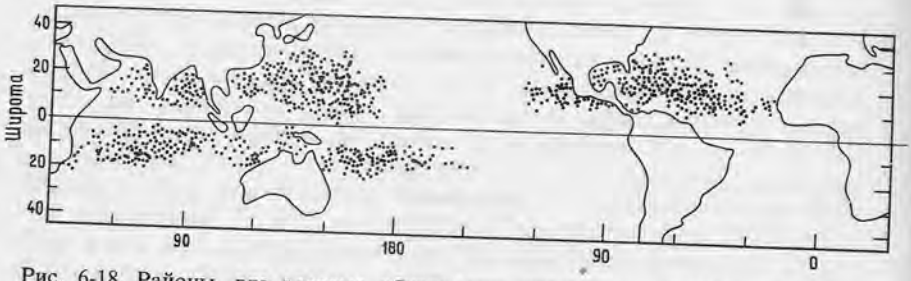


Рис. 6-18. Районы, где впервые обнаружены нарушения атмосферной циркуляции, превратившиеся затем в тропические штормы ([343], стр. 670).

Тропические штормы определяются как циклонически вращающиеся системы ветров с теплым ядром, в которых скорость непрерывных ветров составляет 64 км/ч или больше. В это определение включены также ураганы, тайфуны и циклоны южного полушария. Видно, что тропические штормы не возникают на юго-западе Атлантики и на севере центральной части Тихого океана. Данные основаны на наблюдениях продолжительностью от 20 до 70 лет в зависимости от района.

создается в течение трех основных цветений, совпадающих с апвеллингами [834]. Так кратковременные флуктуации климата контролируют основную массу осадочного материала.

Географическое расположение и время проявления сильных бурь неслучайны. Для тропических штормов как распределение в пространстве (рис. 6-18), так и суммирование участков их зарождения по широте (рис. 6-19) указывают на главную роль зоны между 10 и 20 ° широты. Эти широтные зоны соответствуют обращенным к полюсам сторонам экваториального штилевого трога и могут проявляться то севернее, то южнее экватора в зависимости от сезона (рис. 6-20).

Ураганы мигрируют от места своего зарождения, и основной эффект их воздействия также ограничен широтными поясами (рис. 6-21). Между 1900 и 1963 гг. 86 % ураганов в Северной Атлантике произошли между 15 и 40 ° с. ш. (в среднем на 28 ° с. ш.). Сходным образом 84 % тайфунов в северо-западной части Тихого океана произошли между 10 и 35 ° с. ш. (в среднем на 23 ° с. ш.).

Считается, что лунные приливы увеличивают уже известные метеорологические нарушения в атмосфере (рис. 6-22). Существуют данные по времени развития 1013 ураганов и тайфунов и 2481 тропического шторма в обоих полушариях за последние 78 лет. Новолуния (и менее четко полнолуния) коррелируют с наибольшим количеством штормов по сравнению с другими фазами лунного цикла. В это же время выпадает максимальное количество атмосферных осадков.



Рис. 6-19. Широты, на которых были впервые обнаружены нарушения атмосферной циркуляции, превратившиеся затем в тропические штормы ([343], стр. 672).

Насколько часто происходят штормы и ураганы? В Северной Атлантике ураганы возникают раз в год в полосе их наибольшей встречаемости (между 25 и 30° с. ш.). На северо-западе Тихого океана тайфуны происходят 4—5 раз в год в полосе их наибольшей встречаемости (между 20 и 25° с. ш.). В течение последних 30 лет увеличилась продолжительность и частота штормов, генерирующих высокие волны (а также продолжительность зимних сезонов штормов) [368]. Болл, Шинн и Штокман [29] описали последствия урагана Донна (1960 г.) в южной Флориде и установили, что подобные штормы происходят в среднем 16 раз в столетие, что соответствует 500 000 раз в течение последних 3 млн. лет. В пределах группы явлений, называемых штормами, самые разрушительные из них могут иметь неизмеримо большее значение, чем относительно умеренные [787].

Приливные течения, усиливаемые штормовыми волнами, могут перемещать осадочный материал с такими скоростями и на такие глубины, которые намного превышают обычные условия [770]. На

глубине 6 м у побережья Мексиканского залива скорость движения воды над осадками составляет обычно около 10 см/с, но во время урагана Камилла (15—17 августа 1969 г.) эта скорость достигала 160 см/с [597]. Для шельфа юго-западной Англии была рассчитана

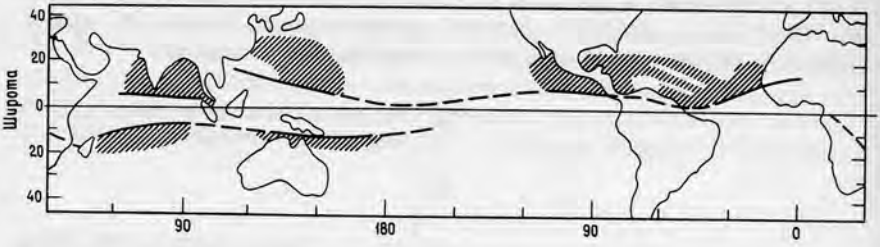


Рис. 6-20.

Заштрихованы области сильного ветрового давления (между 200 и 800 мбар, давление ±10 кт или меньше), которые находятся на обращенных к полюсам сторонах депрессии экваториального трога в августе в северном полушарии и в январе — в южном. Заметно хорошее соответствие заштрихованных областей и областей развития тропических штормов (рис. 6-18), за исключением Северной Атлантики, где штормы приурочены к району, обозначенному пунктирными линиями (а интенсивные нарушения атмосферной циркуляции зарождаются восточнее) ([343], стр. 681).

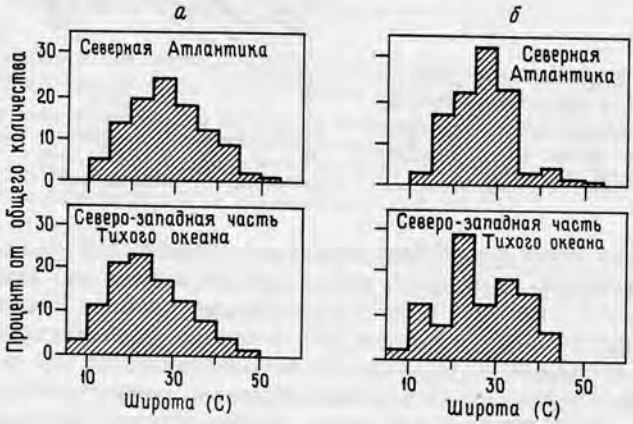


Рис. 6-21.

а. Распространение тропических циклонов (ураганов и тайфунов) по широте в Северной Атлантике (период 1900—1963 гг.) и северо-западной части Тихого океана (период 1958—1962 гг.). *б.* Широты, на которых тропические циклоны пересекают основные массивы суши в Северной Атлантике (период 1900—1963 гг.) и северо-западной части Тихого океана (период 1958—1962 гг.) ([370], стр. 5).

продолжительность интервалов времени (в течение года), когда скорости перемещения взвешенных частиц превышают определенные значения (рис. 6-23). Значения, которые встречаются в течение только 1 % времени на глубине 90 м, на глубине 30 м встречаются уже

на протяжение 40 % времени. Сходные расчеты были сделаны и для побережья южного Техаса. Воздействие редких высокоскоростных течений возрастает на шельфах, прорезанных каньонами, которые канализируют течения за счет отражения волн стенками. Возвратно-поступательные движения воды, очевидно обусловленные приливами, сформировали знаки ряби и другие следы перемещения песка до глубины 200 м у побережья Англии [271] и Орегона [472].

Вне связи с приливами штормовые ветры и сами по себе имеют важное значение для переноса осадочного материала водой. Основываясь на углах наклона слоев в песчаниках древних островов,



Рис. 6-22. Соотношение между количеством штормов (всего 1013) и фазой Луны ([125], стр. 459).

Кривая сглаженная и усредненная.

Дотт [213] установил, что в одном из районов кембрийского моря на расстоянии 500 м от берега глубина составляла около 50 м. Кварцитовые обломки в песчаниках, расположенных ближе к островам, указывают на штормы ураганной силы с бурунами «высотой по меньшей мере 7–8 м». Даже в отсутствие экстремальных условий урагана ветровой эффект может быть существенным. Доказано существование на глубине от 3 до 10 м волн длиной 60 м с периодом 10 с ([452], стр. 13). Очевидно, они не соответствуют условиям «низких энергий» вблизи берега, создаваемым в обычной модели эпиконтинентального моря (гл. 2).

К наиболее геологически значительным результатам сильных штормов приводят штормовые волны на мелководье. При этом уровень воды может быть на несколько метров выше, чем во время нормальных высоких приливов [700]. Раз в столетие могут возникать волны, высота которых в три раза превышает среднюю за пять лет высоту волны (рис. 6-24). Воздействие штормовой волны урагана Карла (1961 г.) на внутреннюю неритическую зону Хейс [370] описал следующим образом: «По мере движения шторма в сторону суши разнообразный донный материал (обломки пород, макробентос, коралловые блоки и т. п.) переносился с глубин, достигавших 15–24 м, на пляж и перекрывал комплекс отложений барьерного острова и равнин, созданных ветровым нагоном. После того как шторм

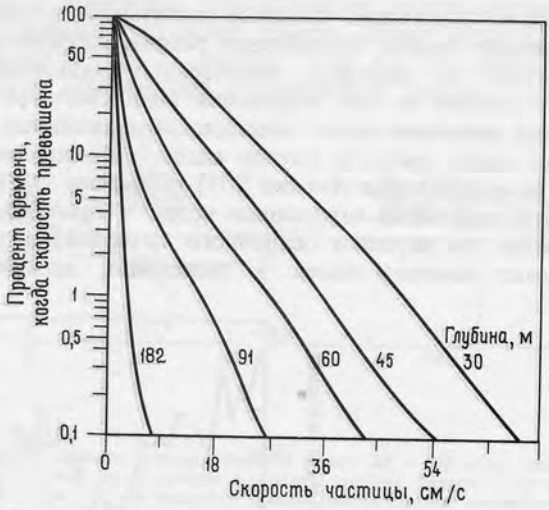


Рис. 6-23. Скорость частицы около Севенстоунза, мористее юго-западного побережья Англии ([219], стр. 137).

Скорость частицы – это наивысшая мгновенная скорость в слое морской воды, которую достигла частица при прохождении каждой волны, равной по высоте значению средней высоты трети самых высоких волн из общего их количества в это время. Процентное значение времени, в течение которого скорость частицы превышает любую данную скорость, показано для глубин 30, 45, 60, 91 и 182 м. Например, около Севенстоунза на глубине 60 м скорость частицы 27 см/с будет превышена в течение 1% времени, или в течение 3–4 дней в году.

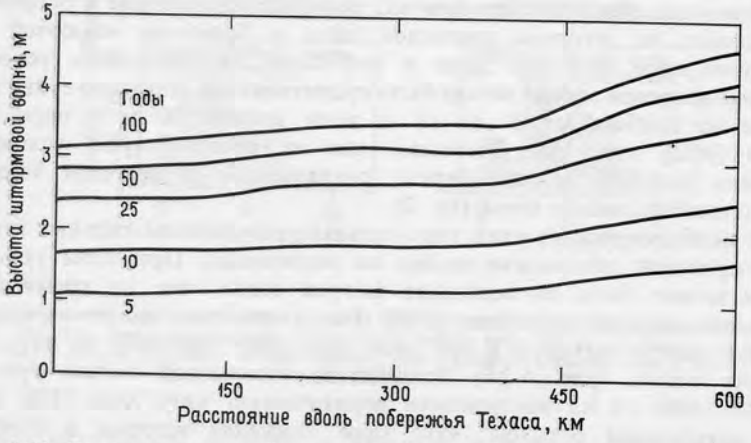


Рис. 6-24. Высота штормовой волны вдоль техасского побережья Мексиканского залива, которую можно ожидать каждые 5, 10, 25, 50 и 100 лет ([72], стр. 22).

Разрез охватывает Порт-Изабел, остров Мустанг, Порт-О'Коннор, Фрипорт, Галвестон и Сабину.

ушел в глубь суши и штормовая волна стала откатываться, сильные течения образовали многочисленные «каналы урагана», прорезавшие барьерный остров во время штормового наводнения. Эти течения, превратившиеся в основном в плотностные потоки, отложили прослой «чистого» песка мощностью 1—3 см, который перекрывал ранее образовавшийся однородный глинистый ил на глубинах 15—18 м, а также залегающий ближе к берегу пласт с градационной текстурой, или турбидит (до 9,0 см мощностью), состоящий из тонкого песка, алеврита и глины». Еще ближе к берегу, в комплексе барьерного острова, фаунистические комплексы были сильно перемешаны, и на поверхности осталась «мостовая» из самых тяжелых раковин. Другой важной особенностью штормов является возрастание концентрации терригенной взвеси над внутренним шельфом [560].

Для выявления деятельности штормов в геологической истории можно использовать несколько критериев общего характера. В основном штормы переотлагают материал, так что эродированные и перенесенные высокоскоростными течениями осадки перемежаются с фоновым материалом, принесенным низкоскоростными течениями. Приведем семь примеров. 1) Крупные обломки пород или грубозернистые пески переносятся в районы с доминирующими нормальными тонкими осадками. Таков гравий, оставшийся на поверхности почвы островков атолла Джалуит в группе Маршалловых островов после тайфуна Офелия 7 января 1958 г. [70, 548]. 2) Большие волны грубозернистого материала встречены в районах, где нормальная приливно-отливная деятельность редуцирована. Примерами являются районы побережья Северной Каролины на глубине 30—50 м [520], Плимута (Англия) на глубине около 50 м и Орегона на глубине 200 м [472]. 3) Остатки морской фауны перемежаются с наземными или солоноватоводными формами, причем почти все раковины сломаны. 4) Необычно большое количество тонкого материала смывается с приливных равнин в море и отлагается на песках. Возникающая при этом слоистость сильно напоминает полосчатую, «флазерную» слоистость (или идентичную ей?) (см. стр. 89). Мак-Кейв [542] показал, что при нормальных условиях отливами не переносится достаточное количество тонкого осадочного материала, чтобы образовать наблюдаемое количество глины в отложениях с флазерной слоистостью. Кроме того, времени между приливом и отливом недостаточно для отложения уже имеющегося в воде тонкого материала. Поэтому Мак-Кейв предположил, что большие количества тонких осадков могут накопиться только во время наводнений, сопровождающих штормы, и что флазерная слоистость указывает, во-первых, на штормовые условия, а во-вторых, на отложение в межприливной обстановке. 5) Необычайно большое количество песка выносится в море и отлагается на глинистых и алевритовых илах. В осадках Балтийского моря такие тонкие песчаные слои были названы «ритмитами» [680]. 6) Заприливные равнины по определению расположены

слишком высоко, чтобы размываться приливами, однако растительность и континентальная фауна здесь не развиты, вероятно, из-за того, что жизнь убивается соленой водой во время штормов. Такие области не обладают способностью самовосстановления без дополнительных штормов. Следовательно, осадки в этой зоне отлагаются лишь в штормовых условиях, как было с ураганом Донна в районе барьерного острова Флориды 9—10 сентября 1960 г. [29], или в муссонных условиях. 7) Эрозионный базальный контакт, перекрытый грубым обломочным материалом (галькой или ракушняком) [932].

Хотя штормы переносят большое количество осадочного материала, конечный результат их проявления может оказаться незначительным, если все быстро возвращается к «нормальным» условиям. В Новой Англии ураган 1938 г. эродировал в течение 3—4 ч от 6 до 12 м на многих клифах, и этот результат не может быть компенсирован. Однако каналы, прорезанные в дне запляжевых лагун штормами, могут «засориться» и заполниться со временем. Пляжевые валы, образующиеся во время штормов, разрушаются, и галька уносится [71]. Огромные объемы отложений намывных дельт, созданные штормами (например, ураганом Белла, 1976 г.), часто переносятся обратно на пляж уже шесть месяцев спустя [280]. Если говорить о подводных областях, то штормовые знаки ряби на дне глубоководных участков могут модифицироваться, даже если они не находятся в равновесии с местным гидрологическим режимом. Наконец, тонкие осадки, снесенные штормами с приливных равнин, не возвращаются на прежнее место, хотя большое количество этого материала перехватывается и возвращается в эстуарии [557, 558, 610].

Древние отложения, образовавшиеся, как полагают, в штормовых условиях, известны в докембрии [391] и в каждом геологическом периоде фанерозоя. Поскольку штормы концентрируются в периоды новолуния и полнолуния, то следует предполагать большую частоту встречаемости сильных штормов и большую силу приливов в более древние геологические эпохи. В докембрии силы приливов и штормы могли быть большими, однако в фанерозое, по-видимому, штормовые отложения не были более распространенными, чем сейчас.

Краткое содержание

Цель настоящей главы заключалась в том, чтобы обратить внимание на три климатологически важных аспекта палеоокеанологии.

1. Из-за широтной зональности распределения количества атмосферных осадков, температуры и биологической продуктивности наблюдается примерно широтное распространение ряда типов осадков и некоторых их компонентов как в шельфовых, так и в глубоководных областях (глинистых илов, песков, гравия, тиллитов, эвапоритов, доломитов, фосфоритов, карбонатов, эолового кварца и глинистых минералов). Была предпринята попытка увязать седиментацию на шельфах и в глубо-

ководных областях. При этом периоды высокого стояния уровня моря соответствуют низким скоростям седиментации пелагических осадков [1] (и наоборот). В палеоклиматических реконструкциях, возможно, наиболее важным является идентификация тропической гумидной зоны и окаймляющих ее субтропических аридных зон.

2. В течение геологического времени, очевидно, существовали большие региональные различия в поставке осадочного материала, которые лишь частично были обусловлены количеством атмосферных осадков и температурой. Общую величину речного стока и скорость механической денудации можно предсказать, исходя из климатического режима и рельефа. Наибольший твердый сток нельзя предсказать, принимая во внимание только климатические данные. В современную эпоху самое большое количество осадочного материала поступает из районов, где на огромной площади развиты плейстоценовые лёссовые отложения и имеются очень большие превышения. Знаний об одном только климате достаточно для того, чтобы предсказать длину главных рек и количество основных речных систем в мировом масштабе. Современные режимы выветривания существуют, возможно, около 3 млрд. лет.

3. Штормы имеют огромное геологическое значение, поскольку переносят колоссальное количество осадочного материала в кратчайшие промежутки времени.

---

[1] Этот вывод автора является дискуссионным. — *Прим. перев.*

Глава 7
БИОЛОГИЯ

Биогеография не может ограничиваться только описанием распространения живых форм, их классификацией по регионам и исследованием экологических причин распределения. Она должна также быть исторической наукой.

С. Экман, 1953

В палеоокеанологических исследованиях биология (как мы видели это в предыдущих главах) имеет важное значение: с точки зрения участия фитопланктона в круговоротах элементов (например, диатомеи); как индикатор приливов (например, сине-зеленые водоросли в строматолитах); как маркер океанских течений (например, фораминиферы); как индикатор батиметрии, солености, температуры и климата (каждый вид обитает в присущем ему диапазоне условий). Короче говоря, данные по биологии уже вошли в состав каждой из предыдущих глав. В этой главе будут рассмотрены три основные темы: продуктивность, картина таксономических изменений и биогеография.

Продуктивность

Я рассмотрю два способа, с помощью которых можно оценить продуктивность в течение геологического времени: 1) сравнение содержаний углерода в глинистых сланцах и 2) исследование величин $\delta^{13}C$. В обоих случаях сделан вывод о том, что продукция органического углерода изменилась примерно в два раза на протяжении от 10 до 100 млн. лет. Кроме того, с 3,3 млрд. лет назад по настоящее время общая продукция органического углерода в единицу времени увеличилась примерно в 10 раз.

1. О продукции органического углерода в течение геологического времени можно судить по ее связи с количеством органического углерода, захороненного в осадках (Гаррелс, персональное сообщение, 1975). Основное выражение для расчета выглядит следующим образом: общее количество продуцированного $C_{орг}$ (в г/см^2·год), помноженное на отношение (в %) захороненного $C_{орг}$ к продуцированному, должно быть равно количеству $C_{орг}$ (в г/см^3 осадка), помноженному на скорость седиментации (в см/год), минус диагенетическая потеря $C_{орг}$.

Для того чтобы применить этот метод определения продукции органического углерода, требуется, чтобы скорости седиментации и потери за счет окисления и диагенеза были бы примерно одинаковыми у сравниваемых отложений, а другие систематические отклонения отсутствовали бы. При этом необходимо сравнивать разновозрастные отложения, принадлежащие к одному литологическому типу.

Таблица 7-1

Расчет процента захороненного органического углерода в современную эпоху в различных фациальных условиях. Числа в третьей колонке возрастут, если учесть среднюю плотность осадка (≃2,7), и уменьшатся, если учесть конечную пористость (≃1 – 0,5), что даст примерно те же значения, что и для первичной фракции осадков

Фациальные условия	Продукция органического углерода (биопродукция)[а], г/см²·год	Часть органического углерода в осадках, г/см³	Скорость седиментации[б] см/год	Рассчитанный процент захороненного органического углерода
Дельты, эстуарии, лагуны	0,0194[в]	1,3[г]	0,100	6,7
Шельф	0,0194	0,12[г]	0,002	0,012
Континентальный склон	0,0183[д]	0,7[г]	0,030	1,12
Абиссальная равнина	0,0033	0,3[е]	0,003	0,27

[а] По Эмери и Учупи ([251], стр. 305–306).
[б] По Эмери и Учупи ([251], стр. 417–418).
[в] Принято то же значение, что и для шельфа.
[г] По Эмери и Учупи ([251], табл. 18, стр. 384).
[д] Принято, что 80% $C_{орг}$ поступает в процессе фотосинтеза на шельфе и далее путем оползней и проч., а 20% – непосредственный вклад за счет фотосинтеза над склоном.
[е] По Сандерсу, Хесслеру и Хомпсону ([710], табл. 2, станции MM, NN, OO).

Таблица 7-2

Рассчитанная продукция органического углерода для глин и глинистых сланцев различного возраста. В дробях: числитель — значения для условий континентального склона, знаменатель — значения для условий дельт

Возраст горных пород	Процент захоронения[а]	Часть в породах[б]			Скорость седиментации[а], см/год	Рассчитанная продукция органического углерода	
		Русская платформа	Среднее значение	Северная Америка		г/см²/год	г/м²/год
>2,4 млрд. лет	1,12 / 6,7	–		0,74	0,030 / 0,10	0,020 / 0,011	200 / 110
2,4–1,7 млрд. лет	1,12 / 6,7	0,17		–	0,030 / 0,10	0,0045 / 0,0025	45 / 25
1,7–0,8 млрд. лет	1,12 / 6,7	0,34		–	0,030 / 0,10	0,0091 / 0,0051	91 / 51
0,8–0,225 млрд. лет	1,12 / 6,7	1,04	0,88	0,72	0,030 / 0,10	0,024 / 0,013	240 / 130
0,225–0,0 млрд. лет	1,12 / 6,7	0,90	1,21	1,52	0,030 / 0,10	0,032 / 0,018	320 / 180
Современный						0,0188 / 0,0194	188 / 194

[а] См. табл. 7-1. [б] Архей (>2,4 млрд. лет) – по Камерону и Бауманну [119]; остальные значения по Ронову [692, стр. 40].

В нашем распоряжении есть данные по продукции углерода, количеству его в осадках и породах и скорости седиментации. Мы можем использовать эти величины для расчета процентного отношения захороненного $C_{орг}$ к продуцированному. В табл. 7-1 приведены величины захороненного $C_{орг}$ (в %) для обстановок седиментации, в которых формировалось большинство глинистых сланцев, известных в геологической летописи, за исключением таких специфических условий, как апвеллинги. Наиболее высок процент захоронения в дельтах ($\simeq$ 7%), затем на континентальном склоне ($\simeq$ 1%); наименьшие значения присущи абиссальным равнинам и континентальным шельфам. Самые высокие значения захороненного $C_{орг}$ (в %) приурочены к обстановкам наибольших скоростей седиментации – фактору, эффективно выводящему углерод из окислительных условий. При 16-кратном увеличении скорости седиментации содержание органического углерода возрастает примерно в 2 раза [593].

Продукцию $C_{орг}$ в древние геологические эпохи можно оценить по содержанию углерода в глинистых сланцах различного возраста. Современными аналогами обстановок накопления глинистых сланцев могут быть или континентальные склоны, или дельты, или и то, и другое! Я использую оба сравнения.

Содержание органического углерода в древних глинистых сланцах известно. Давайте временно допустим, что процент захоронения не изменялся в течение геологического времени. Используя основное выражение, приведенное на предыдущей странице, рассчитаем продукцию органического углерода в прошлом. Результаты этого расчета приведены в табл. 7-2 и нанесены на рис. 7-1. Основной вывод из рис. 7-1 заключается в том, что *с архея* продукция углерода могла увеличиться в 4–8 раз (архей будет рассмотрен ниже). Если дельты были наиболее подходящей обстановкой для накопления древних глинистых сланцев (кривая *B*), то среднее значение продукции $C_{орг}$ составит примерно 100 г/м^2·год, а иногда до 200.

В течение значительной части докембрия могли существовать восстановительные условия (гл.5). При этом процент захороненного органического углерода должен был быть выше, чем в современную эпоху. Возможно, захоронялось до 50% продуцированного $C_{орг}$. Абсолютное количество органического углерода в архейских породах выше, чем в протерозойских (табл. 7-2). Если в архее захоронению подвергался гораздо больший процент $C_{орг}$, чем впоследствии, то это надо иметь в виду при интерпретации других аномально высоких значений для архея.

На рис. 7-2 показано, насколько увеличивается количество органического вещества во времени, если процент захороненного $C_{орг}$ в прошлом был гораздо выше, чем теперь. В общем современная продукция органического вещества в единицу времени должна быть примерно в 50 раз больше, чем в раннем докембрии, если принять процент захоронения в то время равным 50, а в современную эпоху – 1,0.

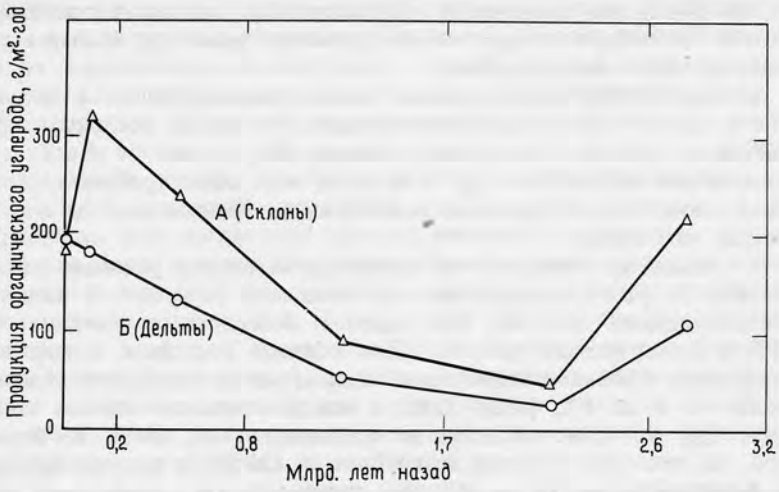


Рис. 7-1. Эволюция продукции органического углерода в геологическом времени для двух контрастирующих ситуаций.

А – древние глинистые сланцы, соответствующие отложениям современных континентальных склонов; *Б* – древние глинистые сланцы, соответствующие отложениям современных дельт.

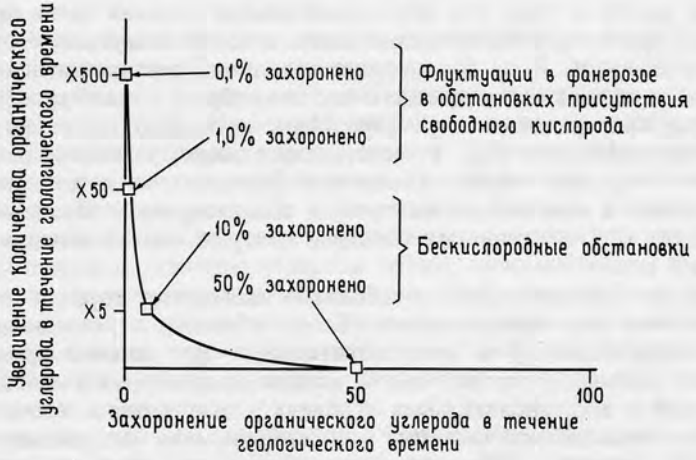


Рис. 7-2. Соотношение между процентом захороненного органического углерода и увеличением его количества в органическом материале в течение геологического времени, необходимого для поддержания «постоянной» концентрации от 0,5 до 1,0 % $C_{орг}$ в глинистых сланцах.

Для докембрия, вероятно, захоронено менее 10%.

Это 50-кратное увеличение продукции $C_{орг}$ от восстановительных условий докембрия до настоящего времени, вероятно, является пределом по двум соображениям.

А. Если лучше сохранившиеся осадки формировались в дельтах, а не в другой обстановке седиментации, то более реальным представляется процент захоронения около 10, а не 1. Тогда для соответствия количеству $C_{орг}$ в осадках всех эпох требуется, чтобы в восстановительных условиях докембрия захоранивалось бы в 5 раз меньше, чем сейчас.

Б. Отнюдь не очевидно, что в восстановительных условиях следует ожидать 50 %-ного захоронения органического углерода. В колоннах восстановленных вод не наблюдается большого увеличения $C_{орг}$ ([687] и более ранние работы). Для осадков бассейнов с восстановительными условиями характерны содержания органического углерода только от 4 до 8 % [686]; даже в исключительных случаях содержание $C_{орг}$ в глинистых илах не превышает 14 % [649]. В Черном море, где кислород исчезает на глубине $\simeq$ 125 м, «в осадках постоянно фиксируется не более 4 % от привнесенного количества» [193]. Каким-то образом органический углерод продолжает окисляться в этом и других бассейнах с восстановительными условиями. После того как свободный кислород израсходован, следующим его источником является редукция нитратов до нитритов и затем до N_2O, как в заливе Саанич [154], и даже до N_2 [918]. После этого осуществляется редукция сульфатов до H_2S [623]. В настоящее время нельзя не сделать вывод о том, что восстановительные условия сами по себе *не приводят* к заметному возрастанию степени *захоронения* органического углерода. Я не знаю, существовали ли реакционноспособные нитраты в течение интересующего нас докембрия, однако сульфатный резервуар был заполнен (стр. 179). Поэтому вместо предполагаемых 50 % захороненного $C_{орг}$ в восстановительных условиях разумнее ожидать 10 % (или менее). Увеличение биомассы от восстановительных условий к окислительным требует сбалансировать эквивалентные количества $C_{орг}$ в глинистых сланцах, которые соответственно были ниже в 5 раз.

При восстановительном метаболизме выделяется гораздо меньше энергии, чем при окислительном. Таким образом, через одинаковую по размеру биомассу в восстановительную эру должно проходить намного меньше углерода, чем в окислительную эру. Уменьшенная продукция в восстановительных условиях может создать впечатление о сильно уменьшенной биомассе в докембрии, если захоронение было примерно пропорционально продукции. Однако тот факт, что различие между восстановительной и окислительной эрами незначительно, согласуется с идеей о том, что продукции углерода в докембрии и фанерозое не слишком отличались друг от друга. Может ли быть, что на протяжении большей части «восстановительного» докембрия существовал кислород (см. также стр. 181)?

Сейчас мы можем указать нижний предел величины продукции органического углерода в интервале от восстановительных условий докембрия до современных окислительных условий. Если в восстановительных условиях захоронялось 10 % $C_{орг}$, а в окислительных – 1 %. то отсюда следует 10-кратное возрастание биомассы для того, чтобы сохранялось постоянное содержание органического углерода в древних и современных глинах. Эти цифры кажутся вполне приемлемыми.

Сценарий изменений продукции органического углерода и его сохранности в геологическом времени выглядит следующим образом. Несколько более высокое содержание $C_{орг}$ в архейских породах может свидетельствовать о более высоком проценте захоронения в восстановительной обстановке архея. Последующее резкое понижение процента захоронения в нижнем протерозое может отражать начало формирования атмосферы и водной колонны, содержащих кислород. Постепенное увеличение концентрации органического углерода в породах с протерозоя по настоящее время вероятно, является следствием десятикратного увеличения продукциии $C_{орг}$.

2. Измерения $\delta^{13}C$ позволяют получить другой способ оценки количества органического углерода, генерируемого в единицу времени. Ниже будет обсуждаться тот факт, что эти данные совпадают с вариациями продукции органического вещества, не превышавшими в течение фанерозоя двухкратного увеличения или уменьшения. Вероятно, большая часть изменений продукции $C_{орг}$ происходила до фанерозоя, в то время, когда в атмосфере стал накапливаться кислород.

В течение последних 3 млрд. лет изотопные значения $\delta^{13}C$ органического углерода были одинаковыми: от −25 до −30‰ (рис. 7-3). На рубеже 3,5 млрд. лет они быстро сменяются значениями около −15‰ [617]. Изотопно-тяжелый углерод из австралийских и гренландских горных пород, возраст которых 3,5 млрд. лет, характерен для «первичного органического вещества» известковистых хондритов. Его присутствие в очень древних породах «может маркировать время начала действия биохимического механизма, способного фракционировать изотопы углерода путем, напоминающим фракционирование современными автотрофами» ([616], стр. 1247). (Согласно альтернативной интерпретации, аномально-тяжелые значения могут быть обусловлены метаморфической термальной переработкой [552].)

$\delta^{13}C$ современных слоевищ сине-зеленых водорослей находятся в основном в интервале от −8 до −16‰ [46, 116]. Это указывает на то, что самый ранний, безусловно, биогенный углерод 3 млрд. лет назад (с $\delta^{13}C$ от −25 до −30‰) не мог формироваться исключительно за счет деятельности сине-зеленых водорослей в современной атмосфере. По альтернативному объяснению, значения $\delta^{13}C$ в результате биогенного фракционирования могли составлять от −15 до −19‰, если в атмосфере содержалось [259] 3‰ CO_2 (характерно для древней атмосферы?), а не 0,3‰ (как сейчас).

Значения $\delta^{13}C$ органического углерода из докембрийских пород соответствуют предположению о более высоком содержании CO_2 в древней атмосфере [317].

Значения $\delta^{13}C$ морских карбонатов заметно отличаются от $\delta^{13}C$ органического углерода и тем самым (рис. 7-3) отражают относительный

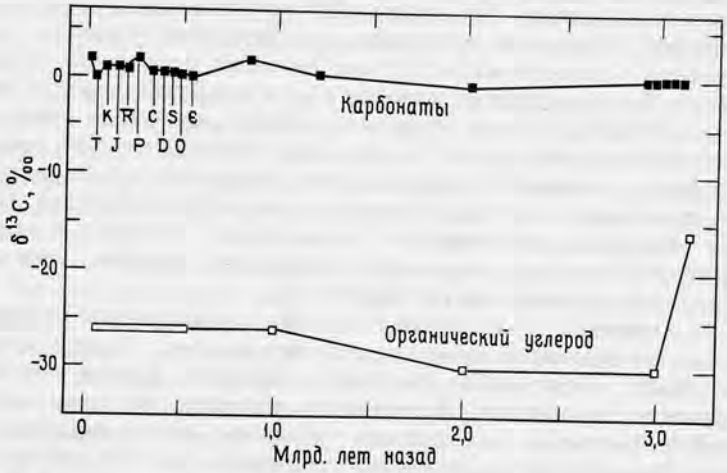


Рис. 7-3. Средние значения $\delta^{13}C$ (‰, стандарт PDB) для известняков [864, 720] (*верхний график*) и органического углерода [317] (*нижний график*) в течение геологического времени.

Заметно, что с возрастом изотопный состав углерода изменяется очень слабо, за исключением состава органического углерода из самых древних пород.

вклад как органического, так и карбонатного углерода в общий резервуар осадочных карбонатов [97]. $\delta^{13}C$ карбонатов в течение последних 3,3 млрд. лет, а может быть, даже и 3,8 млрд. лет [719] практически не изменялись ($0‰ \pm 2‰$, как видно на рис. 7-3).

$\delta^{13}C$ современных карбонатов образуются при фракционировании первичного карбонатного резервуара (с $\delta^{13}C \simeq -5‰$) за счет удаления 20% легкого ^{12}C и обогащения оставшихся карбонатов до более «тяжелых» значений $\delta^{13}C \simeq 0‰$. Следовательно, органический углерод составляет около 20% резервуара осадочного углерода, а неорганический – 80%. Отклонение от 0 до $\pm 2‰$ должно отражать изменение на 50% количества выводимого из резервуара более легкого изотопа (удаляющегося в основном фитопланктоном). Это приводит к двум выводам.

А. Шидловский, Эйхман и Юнге ([720], стр. 1, 2) установили, что значения $\delta^{13}C$ «точно отражают большое количество кислорода, продуцируемого при фотосинтезе... В целом данные по изотопии углерода доказывают чрезвычайно раннее происхождение жизни на

Земле, поскольку включение органического углерода в геохимический цикл углерода можно проследить почти до $3{,}5 \times 10^9$ лет».

Б. В течение последних 3,3 млрд. лет величина продукции органического углерода изменялась на $\pm 50\,\%$ [317].

Для выявления изменений во фракционировании углерода в морской воде по образцам плейстоценовых и третичных карбонатов, незначительно отличающихся по возрасту, вполне пригодна методика анализа изотопов углерода, так как разрешение $\delta^{13}C$ составляет десятые доли промилле. Преимущественное потребление фитопланктоном легкого изотопа ^{12}C (стр. 133) и последующее захоронение и того и другого в илах должны повышать содержание тяжелого изотопа (^{13}C) в остающейся морской воде и в осаждающихся карбонатах. Следовательно, более высокие значения $\delta^{13}C$ характерны для известняков, формировавшихся в периоды предположительно интенсивного захоронения фитопланктона (а пониженные значения $\delta^{13}C$, например в триасе, отмечаются для периодов предположительно слабого захоронения фитопланктона). Таким образом, изменения $\delta^{13}C$ могут отражать изменения продуктивности фитопланктона и/или степени его захоронения [99]. Альтернативно величина привноса CO_2 из атмосферы могла изменяться точно так же, как изменявшийся объем океана в плейстоцене приводил к различным первичным значениям отношения $^{18}O/^{16}O$. Согласно Шеклтону [760], особое влияние на цикл CO_2 оказало расширение и сужение зоны тропических дождевых лесов в плейстоцене. В течение периодов в несколько тысяч лет аридно-плювиальные циклы могли сказаться на изменении ширины зоны тропических лесов от менее трети современной ширины до более чем наполовину большей величины. Переход атмосферного CO_2 в органическое вещество и противоположный процесс рассматриваются Шеклтоном в качестве причин изменений изотопно-углеродных значений плейстоценовых образцов на десятые доли промилле. Это можно считать еще одним примером взаимодействия историко-геологических интерпретаций и моделей равновесия.

В конце этого раздела по продуктивности можно сделать следующие выводы: 1) наиболее приемлемой оценкой изменения биомассы в геологическом времени является ее десятикратное увеличение от докембрийских океанов с их восстановительными условиями до современных океанов; 2) величина продукции органического углерода от одного геологического периода к другому варьировала в пределах $\pm 50\,\%$.

Таксономические изменения

Настоящий раздел посвящен раннему развитию жизни и последовавшему распространению морских беспозвоночных организмов. Мы рассмотрим 1) таксономический состав, 2) таксономическое разнообразие и 3) эпохи вымирания фаун.

1. Наиболее древние из описанных в литературе предполагаемых ископаемых ($\sim$ 3,4 млрд. лет) найдены в системе Свазиленд в Южной Африке [468]. Однако если организмы участвовали в образовании полосчатых железистых кварцитов Гренландии с возрастом $\simeq$ 3,8 млрд. лет, как считается для аналогичных образований в других районах (гл. 5), то по возрасту жизнь конкурирует с самыми древними горными породами Земли.

Достоверные наиболее древние ископаемые ($\sim$ 2,0 млрд. лет) описаны из железистых кварцитов Ганфлинт в южном Онтарио. Они представлены сине-зелеными водорослями и бактериями – двумя главными группами прокариотов, представляющими неформальную группировку организмов, у которых отсутствуют ядерная мембрана, органеллы (такие, как митохондрии) и мейоз при размножении. В современную эпоху такие организмы способны к обмену веществ на основе очень широкого спектра химических соединений. Они живут и размножаются в весьма широком диапазоне условий [578]. В этой связи прокариоты являются более гибкими организмами, чем эукариоты, в которые они эволюционируют.

В протерозое в основном существовали клетки небольших размеров ($\sim$ 20 мкм), однако 1,4 млрд. лет назад в организмах впервые появляются большие клетки (от $\sim$ 40 до 80 мкм). В современных микробиотах клетки такого большого размера характерны только для эукариотов. Это указывает на вероятное появление эукариотов 1,4 млрд. лет назад [731]. Наиболее разнообразная флора эукариотов описана из отложений Биттер-Спрингс в центральной Австралии, возраст которых $\simeq$ 800 млн. лет. Для эукариотов характерны: ядерная мембрана, ограниченные оболочками органеллы (такие, как митохондрии), значительно больший размер клеток, чем у прокариотов, размножение и путем мейоза, и путем митоза. Архей и ранний протерозой могут рассматриваться как эпохи главных эволюционных нововведений, когда происходила эволюция основных биохимических и клеточных механизмов.

Первые многоклеточные организмы (как животные, так и растения) найдены в породах возрастом $\simeq$ 0,7 млрд. лет и впервые описаны из эдиакариевых слоев в южной Австралии [328]; сейчас они известны во многих районах [152]. Многоклеточные животные организмы быстро развивались, и к концу раннего палеозоя уже существовало примерно столько же отрядов, сколько и в конце третичного времени (как показано на рис. 7-7, см. ниже).

Многоклеточные организмы замаскировали расположение своих биохимических и клеточных механизмов за большим количеством внешних морфологических форм. Способ консервации $C_{орг}$ в фанерозое отличается от вида к виду, от рода к роду и т. д., поскольку они в течение геологического времени участвуют в круговоротах (много «эволюционных свидетельств» суммировано в главах книги Хэллема [358]). Документация этого морфологического разнообразия лучше всего

проиллюстрирована в почти 30 опубликованных томах *«Основ палеонтологии беспозвоночных»*.

На рис. 7-4 показаны главные изменения таксономического состава ископаемых многоклеточных беспозвоночных в фанерозое. Существовали четыре основные фауны.

А. Среди общего количества видов морских беспозвоночных в раннем кембрии около 75 % составляли трилобиты, и этот процент оставался высоким на протяжении раннего палеозоя. Во время рас-

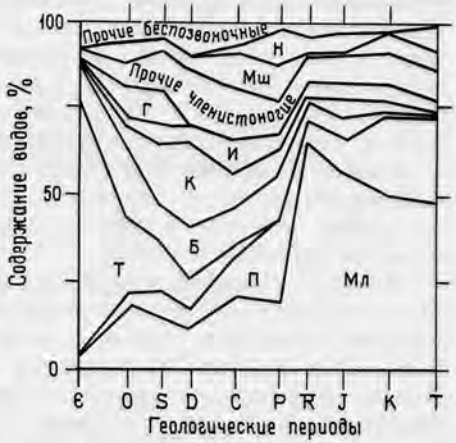


Рис. 7-4. Изменение таксономического состава ископаемых беспозвоночных в фанерозое ([672], стр. 287).

Мл – моллюски, П – простейшие, Т – трилобиты, Б – брахиоподы, К – кишечнополостные, И – иглокожие, Г – граптолиты и прочие членистоногие, Мш – мшанки, Н – насекомые и прочие беспозвоночные. Видно, что в раннем палеозое преобладали трилобиты, а в мезозое происходила экспансия моллюсков.

пространения более поздних фаун особенно типичны организмы со скелетом из фосфата кальция. Длительный интервал времени от кембрия до среднего ордовика (от 570 до ~ 450 млн. лет) был также периодом экстраординарных морфологических экспериментов у древнейших моллюсков и иглокожих.

Б. Вторая основная фауна фанерозоя характеризуется наиболее ранними типичными биогермами и рифами, широким распространением бентосных раковинных фаун, состоявших главным образом из брахиопод, а также стебельчатыми иглокожими (особенно криноидеями), жившими в районах с более высокими скоростями течений. Это вторая характерная фауна появилась с середины ордовика и просуществовала до конца перми (от 450 до 225 млн. лет); в течение перми половина семейств морских беспозвоночных вымерла (рис. 7-6).

В. Мезозойские фауны (от 225 до 65 млн. лет) отмечены обилием двустворок (вместо брахиопод) и фоссилизацией огромного количества представителей главной группы головоногих – аммонитов. Среди общего числа семейств морских беспозвоночных в это время семейства моллюсков составляли свыше 50 %.

Г. В третичное время (с 65 млн. лет по настоящее время) общий характер фауны опять изменяется. Фауны аммонитов исчезают,

и их место занимают комплексы двустворок, улиток, мшанок и кораллов. Они и сейчас характерны для континентальных шельфов. Таким образом, в геологической летописи макрофауны беспозвоночных отражены как их стабильность (на уровне отрядов), так и изменения (на уровне семейств, родов и видов).

Геологическая летопись разнообразия раковинного планктона не столь «монотонна», как для раковинного бентоса. До юры карбонатный или кремнистый фитопланктон практически нераспознаваем. Однако образование палеозойских глубоководных кремней и глубоководных тонкозернистых известняков, весьма вероятно, связано с остатками таких групп, измененных впоследствии диагенезом в формы, не поддающиеся распознаванию. В палеозойских породах относительно обильны остатки большого количества групп планктона с органическим скелетом, включая акритархи, хитинозои, динофлагелляты и зеленые водоросли [838, 823], так же как и фосфатные остатки конодонтов (которые, вероятно, относились к зоопланктону). Хотя конодонты вымерли в триасе, планктон с органическим скелетом остается обильным и сейчас.

Начиная с ранней юры и вплоть до современной эпохи отмечается обилие в основном планктонных водорослей – кокколитофорид, которые поставляют огромные количества карбонатов в глубоководные осадки за счет дезинтеграции их известковых пластинок [666]. Планктонные фораминиферы (простейшие) также обладают кальцитовой раковиной. Хотя эти организмы известны с юры, они, вероятно, не являлись мощным источником осадочного материала вплоть до мела, когда стали главной группой продуцентов карбоната кальция для глубоководных отложений. Тридцать семь современных видов планктонных фораминифер распространены в пяти биогеографических зонах: полярной, субполярной, переходной, субтропической и тропической [43], что характерно для всех организмов открытого океана. Ископаемые остатки организмов каждой из этих зон можно найти в колонках осадков возрастом несколько сотен тысяч лет ([702], стр. 136) и древнее.

Среди кремнистого планктона древнейшие (ордовикские) остатки принадлежат радиоляриям – зоопланктонным представителям простейших. В каждый данный период времени в кайнозое существовало около 200 видов радиолярий [666]. Известное разнообразие радиолярий из палеозойских пород гораздо ниже, чем ожидалось, если бы именно этот зоопланктон был главным источником кремнистого материала (хотя диагенетическое превращение в кремни могло бы быть ответственным за исчезновение их характерных черт). Как и карбонатный фитопланктон, первые остатки кремнистого фитопланктона (в форме диатомей) известны с юры, но начинают играть важную роль лишь в мелу.

2. Изменения *количества* морских беспозвоночных в фанерозое суммированы на уровне родов, семейств и отрядов (рис. 7-5, 7-6

и 7-7). На графиках для родов и семейств видно их сокращение почти в два раза со среднего палеозоя до нижнего триаса и последующий рост до значительно более высоких значений в кайнозое.

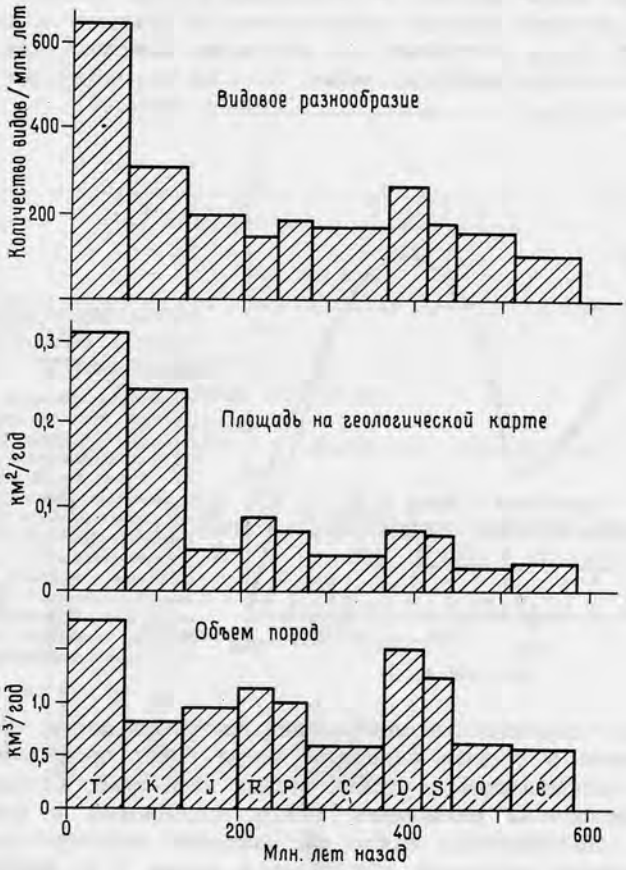


Рис. 7-5.

Верхняя гистограмма: вариации видимого видового разнообразия в фанерозое. *Средняя:* площади, занятые на геологических картах осадочными породами. *Нижняя:* установленные объемы осадков (за исключением океанских отложений) [672, 673].

Количество отрядов многоклеточных беспозвоночных, однако, практически не изменялось во времени (см. ниже). Это позволяет предположить, что количество основных единиц, через которые осуществляется круговорот углерода, не меняется во времени.

Ниже будут рассмотрены три объяснения изменения таксономического разнообразия на уровне родов и семейств: а) различная

степень распространения опробованных отложений; б) увеличение разнообразия в пределах адаптивной зоны; в) изменение разнообразия как следствие биогеографических изменений.

А. Как видно из рис. 7-5, реальная запись *видового* разнообразия во времени хорошо коррелируется с объемом и площадью осадочных пород, доступных для излучения. Следовательно, наблюдаемая картина разнообразия может быть не чем иным, как записью

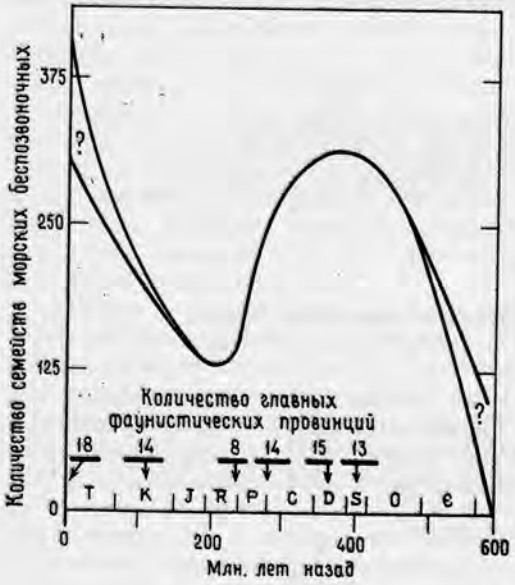


Рис. 7-6. Количество семейств морских беспозвоночных в фанерозое [738].

Буквы внизу – символы геологических периодов; числа над буквами (18, 14, 8, 14, 15, 13) обозначают количество главных фаунистических провинций. Знак вопроса для 600 млн. лет означает отсутствие информации о бесскелетных формах. Вопросительный знак для третичного времени относится к выбору наклона кривой для более адекватного отражения возрастания разнообразия ископаемых беспозвоночных. Количество семейств в 15 девонских провинциях дано по материалам Бамбача (1979, персональное сообщение).

результатов двухвекового опробования доступных пород. «Истинное» разнообразие в течение фанерозоя тогда будет представлено этой записью, исправленной с учетом любых изменений, которые могут быть обусловлены различиями между доступными и первичными данными. По-видимому, любое «исправление» наблюдаемого разнообразия скорее требуется для видов и родов (т. е. таксонов наименьшего географического и стратиграфического диапазонов), чем для отрядов и классов (т. е. таксонов с наиболее широким распространением). Следовательно, на уровне видов разнообразие хорошо коррелируется с количеством доступных пород, а для более высоких таксонов разнообразие находится почти на одном уровне. Описанная модель делает возможным представление о том, что количество таксонов морских беспозвоночных на протяжении большей части фанерозоя практически не менялось [673].

Б. Второе объяснение наблюдаемой картины изменения богатства видов и семейств (рис. 7-5 и 7-6) состоит в том, что эти вариации не только реальны, но и отражают значимую биологическую си-

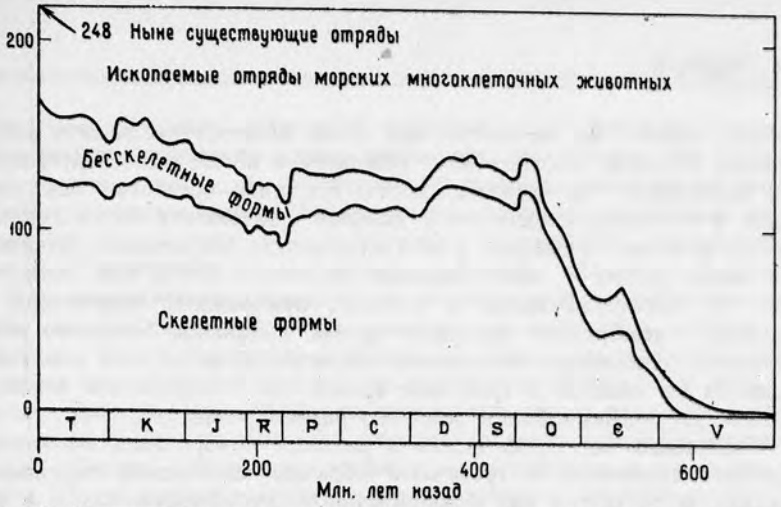


Рис. 7-7. Количество отрядов многоклеточных животных как функция геологического времени [757].

Заметно единообразие после среднего ордовика.

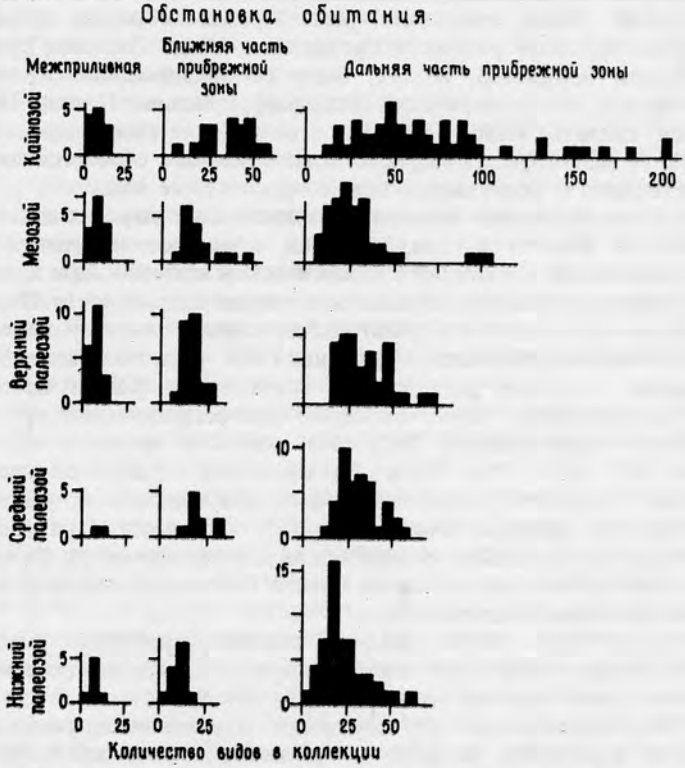


Рис. 7-8. Гистограммы количества видов в ископаемых отложениях, сгруппированных по обстановке обитания и геологическому времени [30].

По вертикали показано количество отложений, по горизонтали – количество видов в отложениях.

туацию. Одним из вариантов при этом является увеличение разнообразия методов освоения мест обитания в новых условиях. Бамбач [30] исследовал такую возможность, оценивая богатство бентосных видов в отложениях ближних и дальних прибрежных вод в геологическом времени. Очевидно, в этих отложениях сохраняется значительная часть фауны с минеральными скелетами [737]. Как видно из рис. 7-8, богатство видов в ближних прибрежных отложениях не меняется с кембрия по настоящее время. Напротив, богатство видов в дальних прибрежных отложениях значительно возрастает с верхнего палеозоя по мезозой и третичное время, что и отражается в наблюдаемом увеличении общего видового разнообразия (рис. 7-5).

Увеличение богатства видов в дальних прибрежных отложениях отражает включение в третичные образцы моллюсков, живущих в осадках, в то время как большинство более древних видов в рассматриваемой зоне обитали *на* осадках. Освоение и учет этого нового способа существования может объяснить тот факт, что изменения разнообразия аппроксимируются уступом, а не постоянно возрастающей кривой. Такие изменения разнообразия морских организмов аналогичны таковым наземных организмов, когда большие пустовавшие области (например, воздух) были колонизированы с помощью новых структурных модификаций (например, крыльев). Подход Бамбача позволил сделать вывод о том, что действительно происходило возрастание разнообразия морских беспозвоночных, обусловленное тем, что занимались и осваивались новые «адаптивные зоны».

В. Третье объяснение изменений разнообразия морских организмов в фанерозое состоит в том, что они отражают изменения числа биогеографических провинций в геологическом времени. При изменении конфигурации континентов изменяется и степень эндемичности. Периодам «сближения» континентов (пермь) соответствуют эпохи существования немногих биогеографических провинций (и низкого разнообразия), а периодам сильного расхождения континентов (как в настоящую эпоху) соответствуют многочисленные биогеографические провинции (и высокое разнообразие) [847]. На рис. 7-6 числа в основании рисунка (18, 14, 8, 14, 15 и 13) означают количество основных провинций морской фауны, известных для различных интервалов геологического времени. Отсюда следует, что высокое разнообразие эмпирически связано с биогеографической дифференциацией. Ниже будет обсуждаться экологическая основа такого биогеографического подхода к фаунистическому разнообразию.

3. Третья часть этого раздела касается проблемы вымирания фаун. Изменения фаун делятся на две группы: зависимые от изменения плотности и независимые от нее [844].

А. Под зависимыми от плотности изменениями разнообразия понимают изменения, в которых разнообразие является функцией количества уже существующих особей или таксонов. Например, зависимые от плотности изменения обычно происходят в тех слу-

чаях, когда область обитания изменяется по размеру, так как последняя контролирует размер популяции. Чем больше эта область, тем больше популяций (и таксонов), которые могут существовать за счет ресурсов области. Изменения разнообразия происходят постепенно до того предела, до которого изменяются постепенно и факторы, контролирующие область обитания (например, климат).

Под независимыми от плотности изменениями разнообразия понимают изменения, которые не зависят от количества особей или таксонов. Такие изменения происходят тогда, когда определенные факторы воздействуют в целом на популяцию. Имеются в виду, например, гипотетические эффекты сверхновых звезд, инверсий магнитного поля Земли, химического отравления моря и другие «специфические события», убивающие особей и виды независимо от их численности. Дополнительные независимые от плотности механизмы вымирания ассоциируются с «врожденной дегенерацией», например многочисленные вариации на тему ортогенеза (направленной эволюции) или старения расы. Общим для всех объяснений независимых от плотности изменений разнообразия является то, что специфическая причина (иногда внешняя, иногда внутренняя) буквально принуждает особи или виды к вымиранию.

Я рассмотрю три общих объяснения, касающиеся вымирания фаун: изменения температуры, изменения в химическом составе океана и в следующем разделе – «Биогеографии» – эффекты изменений в области обитания. Недавно предложены два объяснения независимого от плотности вымирания животных, которые здесь не рассматриваются: это изменения концентрации кислорода и генетическое старение расы. Они уже были отвергнуты ранее [739, 741]. При изучении вымирания фаун мы будем касаться общей картины вымирания всей фауны подобно статистику, оперирующему статистическими свойствами человеческой когорты. Мы не коснемся причин вымирания каких-либо *отдельных* видов (или особей).

I. Предполагалось, что температура была причиной отсутствия многоклеточных до позднего докембрия. Давайте допустим на время возможность, что в течение ранней и промежуточной стадий истории Земли (стр. 148) существовал экстремально высокий температурный режим (от 50 до 60 °С). Как указывалось выше, многоклеточные с высокой степенью сложности организма (остракоды из типа членистоногих) размножаются в горячих источниках с постоянной температурой 50 °С, а другие эукариоты (грибы) – при температурах до 60 °С. Прокариоты существуют в природных горячих источниках с температурой до 100 °С, пока вода сохраняется в жидком виде [95]. Так что, поскольку данная обстановка благоприятна для обитания, неизвестна причина, по которой некоторые эукариотные организмы не могли бы адаптироваться к условиям высокой температуры. Этот отрицательный пример показывает, что повсеместная высокая температура до 50 °С *сама по себе*, по-видимому, не была причиной

отсутствия многоклеточных до рубежа, на котором они появились, так как многоклеточные могут существовать и действительно существуют при таких условиях.

Предполагалось, что происходившие в природе изменения температуры были косвенной или непосредственной причиной вымирания. Этот аргумент обычно встречается тогда, когда, с одной стороны, заметны фаунистические изменения, а с другой – предполагается или наблюдается «резкое» изменение температуры. Например, по отношению к границе эоцена и олигоцена «изотопно-кислородные данные указывают на сильное и резкое понижение температуры поверхностных и глубинных вод около этой границы, совпадающее с глобальным кризисом океанского планктона. Очень резкое понижение температуры глубинных вод вызвало обширный кризис глубоководной бентосной фауны, повлиявший как на остракод, так и на бентосных фораминифер» ([423], стр. 70).

Давайте рассмотрим это требование связи между изменением температуры и вымиранием фауны. Несомненно, резким понижением температуры было бы ее изменение на 10 °С в течение миллиона лет. И все-таки это – только изменение на 1 °С в течение 100 000 лет, полностью соответствующее адаптивным способностям любого вида, который когда-либо изучался, а возможно, и любого вида, существующего сейчас или существовавшего в прошлом. Период времени 100 000 лет соответствует смене от 50 000 до 100 000 поколений почти всех видов, о которых идет речь. Однако, для того чтобы приспособиться к *гораздо* более суровым условиям существования, требуется только около 10 поколений [500]. Даже если произошло изменение на 10 °С всего за 10 000 лет, это составляет только 1 °С на каждую тысячу лет – опять тривиально слабое изменение температуры для природных популяций рассматриваемых организмов. Для сравнения можем заметить, что растения и животные в канале Кейп-Код (к северу от Вудс-Хола) поздним летом подвергаются изменению температуры на 10 °С: в течение получаса вода с температурой 22 °С на одном конце канала длиной 36 км сменяется водой с температурой 12 °С, пришедшей с другого конца канала, и наоборот 12,5 ч спустя. Фауна и флора канала представляют собой обильную смесь как северных, так и южных видов. Сейчас хорошо известно также, что глубоководные виды, обитающие в наиболее стабильной среде, которая только существует на Земле, генетически столь же изменчивы, как и мелководные виды, а может быть, даже и более [741, 338]. Существует достаточная генетическая изменчивость для приспособления к любому широко распространенному режиму обитания, который существовал на Земле.

Все имеющиеся физиологические и генетические доказательства – и весьма значительные – указывают на огромные адаптационные возможности организмов (см., например, [528], стр. 113; [177], стр. 375–376). Температура, как и кислород, соленость или любой другой

независимый от плотности фактор среды, просто обеспечивает фон, на котором действуют важные причины вымирания – те, которые зависят от плотности. Возможно, истинное значение таких вычурных пояснений как, например «... существует хорошая корреляция между флуктуациями разнообразия и изотопной температуры в течение последних «х» миллионов лет», заключается в том, что *и* температура, *и* разнообразие являются прослеживаемыми изменениями в водных массах с различающимися характеристиками. Мой главный вывод заключается в том, что температура как таковая имела слабое отношение к *любой* картине появления или вымирания любой группы видов животных или растений.

II. Многие считают, что уменьшение солености обусловило массовые вымирания в перми (например, [800]). В течение поздней перми вымерла примерно половина семейств морских организмов (рис. 7-6). Этот химический механизм вымирания видов не зависит от количества организмов и основан на врожденном свойстве (физиологической реакции на изменение среды).

Однажды было проведено сравнение между изменениями разнообразия в эстуариях и предполагавшимися изменениями разнообразия, если бы весь океан имел такую же низкую соленость, как в эстуариях [486]. Однако океан не является эстуарием с точки зрения неустойчивости во времени – наиболее важного фактора ограничения разнообразия в эстуариях (стр. 156). Просто условия в эстуариях недостаточно стабильны, чтобы обеспечить *детальную* морфологическую и физиологическую адаптацию того типа, которая обычно существует в физиологически стабильных пресноводных и морских условиях. Сравнение изменений разнообразия в неустойчивой во времени и в пространстве ситуации, существующей от одного конца эстуария до другого, с медлительностью и обширностью изменения, которое должно сопровождать *любое* изменение океана, является ошибкой. Быстрое изменение солености океана должно составить $\pm 5‰$ в миллион лет. Это всего-навсего $1‰$ в 200 000 лет, что соответствует смене примерно 200 000 поколений. При изучении селекции в лабораториях каждый месяц осуществляются гораздо более масштабные адаптации [500]. Я полагаю, что нет причины, которая помешала бы адаптации организма к изменению солености примерно от 40 до $25‰$ при условии достаточно медленного изменения (относительно продолжительности жизни особи). Многие виды, продолжительность жизни особей у которых составляет от 0,1 до 100 лет, живут в процессе изменения солености на $1-3{,}5‰$ в течение от 10^3 до 10^6-10^7 лет без каких-либо наблюдаемых неблагоприятных последствий.

Объяснения вымирания животных за счет изменения температуры или солености полностью потеряли научную основу с открытием огромной генетической изменчивости организмов из всех сред обитания [500]. Короче, мне представляется, что никакие независимые от

плотности механизмы вымирания не подходят в качестве главной причины общей картины расцвета и угасания жизни в геологическом времени.

Биогеография

Биогеография будет трактоваться как синтез трех точек зрения: 1) реконструкции фаунистического равновесия; 2) реконструкции количества и размера фаунистических провинций; 3) связи этих реконструкций с наблюдаемыми изменениями фаунистического разнообразия.

1. Сущность идеи, что изменения площади среды обитания контролируют общее фаунистическое разнообразие, состоит в существовании равновесия между количеством таксонов, приходящихся на единицу площади. Общее разнообразие может измениться либо за счет увеличения или уменьшения количества ареалов обитания (т. е. количества фаунистических провинций), либо за счет изменения размера каждого ареала. С одной стороны, если регион открыт для колонизации, то скорость заселения ареала высока; но впоследствии она должна понизиться, когда возрастет фаунистическое разнообразие и все пространство будет занято. С другой стороны, на пустовавшей территории начальная скорость вымирания будет очень низкой, однако по мере возрастания фауны скорость вымирания должна потом увеличиться. Существует некий рубеж, на котором фауна в регионе достаточно многочисленна и скорость прибавления особей (или таксонов) должна быть равна скорости вымирания особей (или таксонов). Достижение этого рубежа дает основу идее о равновесии фауны и флоры в течение экологического времени и, суммируя для эонов, основу для равновесия биоты в течение геологического времени.

Фаунистическое разнообразие как функция площади ареала было описано для многих таксонов. Это соотношение использовалось для таких различных примеров, как виды десятиногих ракообразных на вершинах коралловых построек разного размера [2], клещи на грызунах разного размера [222], виды грибов на «материнских» деревьях разного размера [808], а также и для таких широко известных примеров, как амфибии и рептилии на островах различного размера [519]. Отношение таксона к площади ареала было определено уже свыше ста раз [283, 162]. Эти данные касаются видов, родов и семейств, причем как отдельных таксонов, так и всей биоты. Площадь ареала сама по себе является хорошим индикатором фаунистического разнообразия.

Существуют три основных объяснения того, почему должно работать отношение таксона к площади ареала. Каждое из них доказывается, причем доказательства не исключают друг друга [162]. Первое объяснение состоит в том, что увеличение площади ареала обитания позволяет увеличиваться размеру популяций всех реально

или потенциально обитающих видов. Поскольку размер популяции для каждого вида возрастает, возможность вымирания для каждого из них уменьшается и поэтому общее разнообразие увеличивается. Второе объяснение заключается в том, что когда происходит увеличение площади ареала обитания, увеличивается и набор способов обитания, что делает возможным заселение большего количества экологических ниш и, следовательно, возрастание таксономического разнообразия.

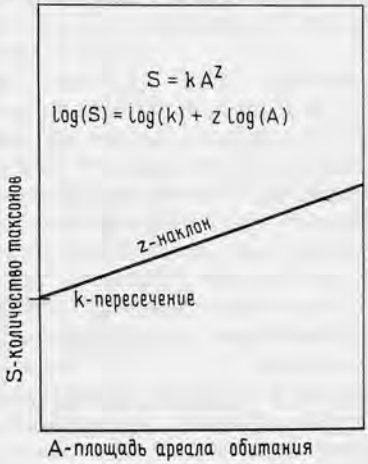


Рис. 7-9. График количества таксонов (S) в зависимости от площади ареала обитания (A).

Показаны типичная форма графика и соответствующие константы (k – отрезок оси ординат от нуля до места ее пересечения с графиком, z – наклон графика). Масштаб логарифмический.

Третье объяснение заключается в том, что больший ареал обитания просто представляет возможность для большей степени разнообразия животного и растительного мира.

В приведенных выше примерах площадь ареала обитания варьировала более чем на пять порядков – это гораздо больше известных вариаций таксономического разнообразия. Поэтому наклон обычного графика таксон/площадь ареала должен быть гораздо меньше 1,0. Хотя наблюдается широкий диапазон значений (в основном между 0,2 и 0,5), средняя величина очень близка к 0,3. Это главное соотношение показано на рис. 7-9. $S = kA^z$, или $\log S = \log k + z\log A$, где S – количество таксонов, A – площадь ареала, а k (отрезок оси ординат от нуля до места ее пересечения с графиком) и z (угол наклона графика) – соответствующие константы.

Когда мы имеем дело и с современным, и с ископаемым материалом, то все равно, какой график соотношения использовать: логарифмического масштаба к логарифмическому, логарифмического к арифметическому, арифметического к логарифмическому или даже арифметического к арифметическому [162]. Однако представляется, что отношение логарифмического масштаба к логарифмическому приложимо к большему разнообразию данных, чем любой другой график отношений.

Глобальное фаунистическое разнообразие современных мелководных морских фаун на континентальном шельфе в основном отражает высокое разнообразие в тропиках, которое существует по двум причинам: 1) в среднем суммарная площадь тропических фаунистических провинций более чем в два раза превышает площади умеренных или бореальных провинций [740], а разнообразие коррелируется с размером и 2) в тропиках существует больше провинций, чем в любой другой широтной зоне, из-за широкого распространения

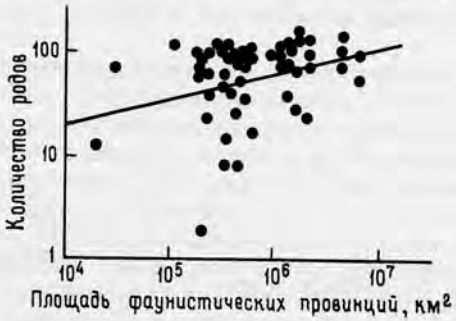


Рис. 7-10. График количества родов (двустворок, фораминифер и кораллов) в зависимости от площади фаунистических провинций континентального шельфа [740].

$y = 1{,}19 \times A^{0{,}25}$; $r = 0{,}37$; $n = 57$ (имеет значение на 5%-ном уровне).

мелководных морей в низких широтах, где окружность Земли наибольшая. В масштабе геологического времени сведения о количестве и размере тропических провинций, вероятно, гораздо важнее аналогичных данных по умеренным или полярным зонам.

В современных морях существует заметная корреляция между количеством морских родов, приходящихся на фаунистическую провинцию (для двустворок, фораминифер и кораллов), и размером последней (рис. 7-10). Разброс точек значительный, однако не больше, чем во многих других графиках отношения таксона к площади ареала. Кроме того, корреляция гораздо лучше для тропических и умеренных провинций и значительно хуже для бореальных и полярных (Мак-Кой, персональное сообщение, 1978). В этом состоит еще один довод в пользу фокусирования внимания на тропических и умеренных регионах при изучении древних фаунистических провинций.

Мы можем оценить относительную важность изменения количества фаунистических провинций по сравнению с изменением их размера. Если предположим, что размер данной провинции увеличился в 5 раз, то новое значение разнообразия составит 5^z (считая, что $S = kA^z$). При $z = 0{,}3$ разнообразие возрастет в $5^{0{,}3}$, или в 1,6 раза. Если

размер провинции будет удвоен, то новое значение разнообразия увеличится в $2^{0,3}$, или в 1,2 раза. Сходным образом уменьшение площади ареала обитания в 2—5 раз приведен к уменьшению первичного разнообразия на 20—40 %. При изменении положения уровня моря в плейстоцене, так же как и в другие эпохи материковых оледенений, а также в периоды значительных изменений скорости спрединга, размер отдельных фаунистических провинций, вероятно, изменялся в 2—5 раз. Эти изменения положения уровня моря должны были вызвать изменения размера провинций, что в свою очередь связано с изменениями разнообразия.

Существенное изменение разнообразия является, более вероятно, результатом изменения *количества* фаунистических провинций, а не их *размера*. Единая фаунистическая провинция может разделиться на две провинции, если районы континентального шельфа станут отодвигаться друг от друга. Если сумма площадей двух новых провинций такая же, как площадь старой провинции, тогда разнообразие в каждой новой провинции изменится в $(1/2)^z$. Если, как и ранее, мы примем $z = 0{,}3$, то разнообразие в *каждой* новой провинции составит 80 % первичного значения разнообразия. Если, как это происходит в геологическом времени, в фаунистических провинциях образуются абсолютно различные фауны, то общее разнообразие этих двух провинций в 1,6 раза превысит первичное разнообразие. Последующий рост площади каждой провинции до первоначального размера увеличит общее разнообразие примерно в 2 раза по сравнению с тем, что было до разделения первичной провинции. Таким образом, представляется, что *количество* провинций является главным фактором, контролирующим разнообразие на протяжении периодов в десятки миллионов лет, а *размер* провинций становится более важным в этом плане, когда период времени составляет от нескольких до многих тысяч лет.

2. При использовании отношений таксон/площадь ареала необходимо иметь способ реконструирования количества провинций в геологическом времени. В любой данный момент времени мировая морская фауна организована в совокупность фаунистических провинций, размер которых определяется океанскими течениями и географией прибрежных районов. Обычно в современной провинции содержится от 30 до 50 % эндемичных для нее видов [738]. При детальном изучении выявляется смещение границ фаунистических провинций. Однако поскольку площадь большинства провинций составляет порядка $10^5—10^6$ км^2, то конкретные изменения положения границ почти не влияют на общий размер.

Для того чтобы прогнозировать границы современных фаунистических провинций, лучше всего знать течения, так как течения открытого океана и континентальных шельфов «охраняют» район сочетающихся температур, соленостей и других физических и химических условий, а также распространяют личинки в пределах этого специфического района [678]. Доминирующая роль течений в контролировании фаунисти-

ческих провинций известна океанографам уже в течение десятилетий (например, [238], стр. 2, 22]). Так, Бэ ([43, стр. 32) писал, что «многочисленные специалисты по биогеографии планктона... заметили тесную связь между планктонными сообществами и основными гидрографическими районами Мирового океана». Более конкретно – в открытой Атлантике происходят изменения сообществ фитопланктона, зоопланктона и рыб при движении от экватора к северу по направлению к Бермудам и затем к Гренландии [20, 416, 539]. Очевидно, не существует физических барьеров, делающих отчетливыми фаунистические провинции. В дополнение к этому в рамках Гольфстрима содержатся флоры и фауны, которые заметно отличаются от негольфстримских [911]. Сидящие (сипункулиды и погонофоры) на континентальном склоне организмы также разделены по районам в результате «воздействия придонных течений на распределение личинок» [176]. Действительно, точно такой же эффект наблюдается и в распределении глинистых минералов, которые тоже переносятся системами течений [367].

Короче говоря, виды более или менее ограничены отдельными системами течений и, вероятно, образуют дискретные популяции не потому, что специфический физический фактор представляет собой серьезный физиологический барьер для их распределения, а потому, что течения ограничивают распространение видов данными регионами. (Альтернативная точка зрения заключается в том, что крутизна термического градиента как такового имеет фундаментальное значение для регулирования таксономического разнообразия; см. [845] и более ранние работы). В настоящей книге поддерживается идея о том, что течения контролируют и прогнозируют фаунистические провинции и что необходимо сосредоточить усилия палеонтологов при реконструкции фаунистических провинций прошлого как в открытом океане, так и на дне на оконтуривании древних систем течений.

Наиболее устойчивые океанографические индикаторы, пригодные для реконструкции древних систем течений, показаны на рис. 7-11. Они включают в себя существование: 1) направленного к западу экваториального течения; 2) интенсификации течений вдоль западных окраин океанов, которые отворачивают к востоку между 30 и 40° широты аналогично Гольфстриму; 3) более бореальных смещенных к западу круговоротов, которые могут сливаться в полярные круговороты с перемещением водных масс по часовой стрелке вокруг полюса, что наблюдается сегодня в Арктике [625]. Конечно, местные географические условия будут влиять на полученную картину, однако основные системы течений сами по себе являются результатом атмосферной циркуляции на сфере, комбинирующейся с законами баланса масс, и эти два фактора, по-видимому, в течение фанерозоя существенно не изменялись. Поэтому для начала я рекомендую использование этой системы для реконструкции древних океанских течений и сопутствующих фаунистических провинций.

В простейшем из всех географических миров мы можем представить себе единый континент, типа Пангеи, и можем реконструировать океанские течения, окружающие его (гл. 3), и соответствующие биогеографические провинции (как на рис. 7-11). Такой мир с системами течений, отмеченными в предыдущем абзаце, будет состоять

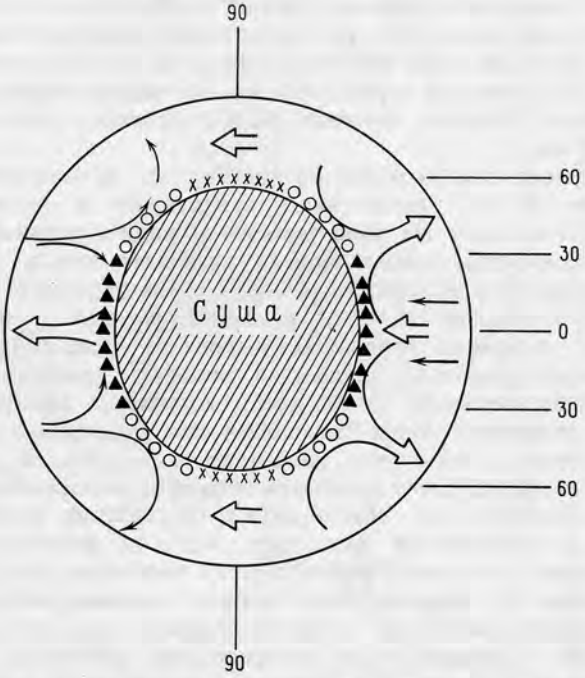


Рис. 7-11. Гипотетическая суша, окруженная Мировым океаном, как иллюстрация картины течений и фаунистических провинций [738].

Указаны восемь фаунистических провинций: две тропические (треугольники), четыре умеренные (кружки) и две полярные (крестики).

из восьми главных фаунистических провинций: северной и южной полярных, восточной и западной тропических и четырех промежуточных провинций (по одной с каждой стороны континента как в северном, так и в южном полушарии). Эти восемь провинций (со своей температурой воды и ее химическим составом) являются результатом океанской циркуляции.

Существуют и два дополнительных индикатора при определении фаунистических провинций: 1) по аналогии с современностью водная масса величиной со Средиземное море образует отдельную провинцию; 2) морские виды не в состоянии сохранять генетическое

единство на бесконечно большом расстоянии. Тропический район Индийского океана и западной части Тихого океана, протягивающийся от Сомали до Соломоновых островов (примерно на 15000 км), вероятно, может быть подразделен на три фаунистические провинции, несмотря на «непрерывную» водную связь. Причина такого биотического разделения состоит в том, что рассеивание на очень большом расстоянии является слишком слабым, чтобы одного лишь потока генов оказалось достаточно для поддержания репродуктивной непрерывности. Поэтому, хотя перенос личинок на большие расстояния и *возможен* [718], местная и региональная биогеографические дифференциации имеют большее значение, если расстояние превышает примерно 4000 км.

Такой способ рассмотрения фаунистического разнообразия ничего не говорит о том, *какие* виды существуют в любой данной провинции, поскольку это явно зависит от индивидуальной физиологической адаптации. Однако модель позволяет делать следующее: 1) реконструировать количество фаунистических провинций; 2) так как видовое разнообразие является функцией размера фаунистических провинций, то график отношения таксона к площади ареала позволяет реконструировать количество видов в каждой провинции; 3) в принципе несложно суммировать количество провинций и их размеры и установить общее таксономическое разнообразие; 4) можно сделать вывод о том, что изменения в количестве и размере провинций «контролируют» изменения общего разнообразия во времени.

Если применить этот общий метод определения фаунистических провинций к современной эпохе (рис. 7-12), то можно предсказать существование 18 основных фаунистических провинций. Эти провинции очень похожи на реально существующие современные провинции, а их количество, вероятно, является минимальным, которое может существовать при современном распределении материков и океанов. Для сравнения на рис. 7-13 показаны эмпирически установленные современные фаунистические провинции для мшанок (21 провинция на шельфах). Если учитывать слабые отличия провинций и острова (например, Гавайи), то можно выделять еще более мелкие провинции. Валентайн ([845], стр. 356) перечислил 31 провинцию морских моллюсков на мировом континентальном шельфе, однако многие из них являются более мелкими подразделениями основных провинций, показанных для мшанок, и выделить их в ископаемом состоянии не удалось бы. На распространение основных фаунистических провинций указывает общая океанская циркуляция. Кэмпбелл и Валентайн [120] предположили, что эти провинции очевидны и при анализе фаун прошлого.

Рассмотренная модель реконструированных фаунистических провинций пригодна для большого отрезка фанерозоя, когда размер морских трансгрессий на континентах был менее, скажем, 40%. Некоторые аспекты модели, относящиеся к континентам, служащим барьерами для

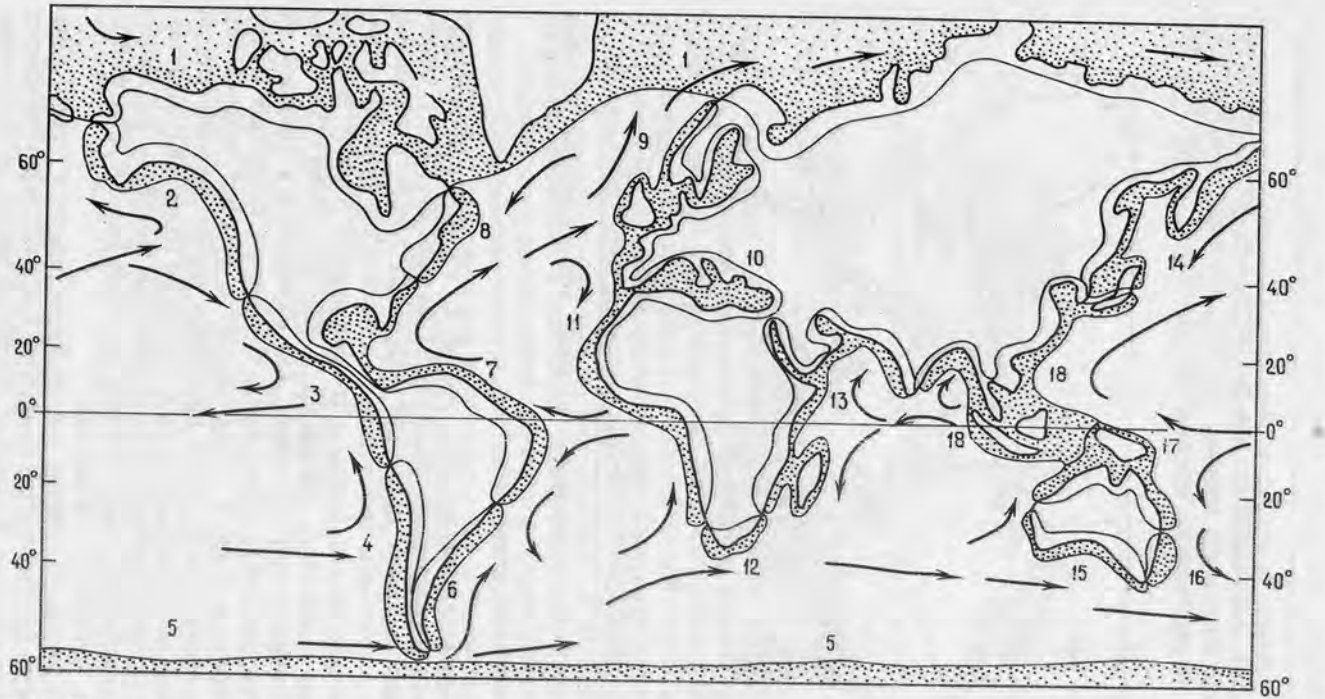


Рис. 7-12. Прогнозируемые фаунистические провинции современных шельфовых областей, соответствующие дедуктивной модели, обсуждаемой в тексте [738].

Видно, что по сравнению с «реальными» фаунистическими провинциями (рис. 7-13) прогнозируемая картина пренебрегает небольшими океанскими островами (например, Гавайскими) и такими географически контролируемыми провинциями, как Виргинская (между мысами Код и Хаттерас). Очертания континентов примерно соответствуют тому, что следует ожидать на палеогеографических реконструкциях.

океанских течений, неприменимы для тех периодов, когда эпиконтинентальные моря занимали, скажем, до 75% площади континентов. Особенно это касается узких континентов (например, менее 5000 км в ширину).

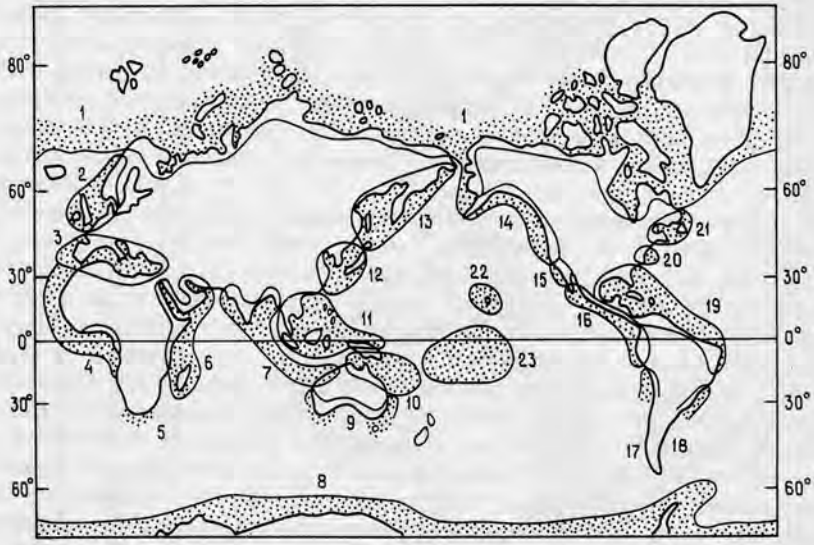


Рис. 7-13. Мшанковые фаунистические провинции континентальных шельфов [738].

Заметна большая детальность по сравнению с рис. 7-12.

Различия между предсказанной и реальной картиной распространения фаунистических провинций обусловлены главным образом 1) отсутствием в прогнозе *малых* провинций умеренных широт и океанских островов и 2) отсутствием информации о точной конфигурации тропических провинций, где на системы течений сильно влияют местные географические особенности (например, в Юго-Восточной Азии). Небольшие провинции умеренных широт, контролируются в основном их географическим положением (например, Виргинская провинция между мысами Хаттерас и Код) и характеризуются резкими градиентами температур с обеих сторон. Такие провинции *могут* являться частью дополнительных провинций, которые, как полагает Валентайн, характерны для эпох с резким температурным градиентом. Подобные небольшие провинции не оказывают такого влияния на общее разнообразие фауны, как основные тропические провинции.

3. Давайте теперь объединим теорию биогеографии и теорию изменений количества фаунистических провинций в общую теорию изменения разнообразия во времени. Я полагаю, что можно раздельно увидеть как эффект изменений эндемизма, так и эффект изменений площади ареалов

во время знаменитых вымираний в перми и триасе. На рис. 7-14 показан в логарифмическом масштабе по обеим осям график отношения разнообразия семейств пермских морских беспозвоночных к площади пермских мелководных морей. Заметен крутой наклон графика для

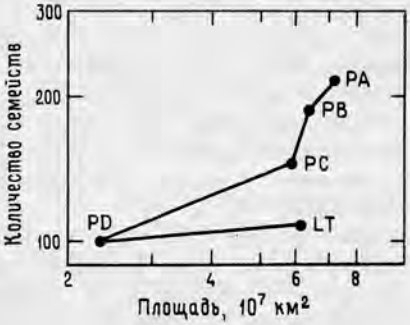


Рис. 7-14. График соотношения количества семейств пермских мелководно-морских беспозвоночных и площади пермских мелководных морей (масштаб по обеим осям логарифмический) [738].

PA – ранняя пермь; PB и PC – середина перми; PD – поздняя пермь; LT – ранний триас.

интервала времени с самого начала перми (PA) до ее середины (PB, затем PC). Эти периоды соответствуют заметно изменявшейся палеогеографии, вызванной присоединением Сибирской плиты к Европе (и формированием Уральских гор), а также Ангарской плиты к южной Азии (палеогеографические карты для этих интервалов времени даны Шопфом [735], рис. 3, 4). Для ранней перми, когда и Сибирская и Ангарская плиты были самостоятельными континентами, я выделил 14 фаунистических провинций, а для конца перми (Пангеи) – 8.

Эмпирическое рассмотрение пангейской фауны брахиопод поздней перми также обнаруживает только несколько провинций: тропические, умеренные и полярные как в северном, так и в южном полушариях [890]. Следовательно, основное уменьшение разнообразия с ранней перми до поздней обусловлено уменьшением числа эндемичных регионов, что совпадает с крутым наклоном графика отношения таксон/площадь ареала.

Последующие изменения разнообразия в самом конце перми и в раннем триасе соответствуют гораздо более пологой части графика (от PC до PD и от PD до LT на рис. 7-14). В это время не было заметных палеогеографических событий. Основное изменение разнообразия приписывается эффекту изменений в размере существовавших провинций (за счет понижения и затем подъема уровня моря). Для раннего триаса не задокументировано значительное увеличение эндемизма; в это время произошло только изменение площади ареала обитания из-за подъема уровня моря приблизительно на 200 м.

Гораздо раньше (в силуре), очевидно, выделялись континентальные области Гондваны, Северного и Южного Китая, Балтики, Сибири, Малайзии, Тибета, Казахстании и Лаврентии [937]. Применение опи-

санных выше принципов позволяет реконструировать около 13 силурийских фаунистических провинций, однако для некоторых из них на сегодня сохранилось слишком мало горных пород. Это число провинций вдвое больше эмпирически определенного [82], хотя эмпирические данные не нанесены при реконструкции с учетом дрейфа материков, что затрудняет оценку провинций. Надежное знание среднепалеозойских провинций в связи с географией этой эпохи является критически важным для проверки того, что мы можем назвать биогеографической теорией фаунистического разнообразия.

Неудивительно, что чисто эмпирические обзоры фаунистических регионов во времени (например, [846]) должны сильно уменьшать количество *провинций*. Согласно комментарию Зиглера и Скотиса с соавторами ([938], стр. 16], «большинство палеобиогеографических единиц, определенных до сих пор в палеозое, имеют размер надрегионов или регионов в смысле, употребляемом биогеографами, работающими с современным материалом. В смысле, употребляемом для современной биоты, провинции должны надежно распознаваться в ископаемом состоянии. Однако это лишь вероятно, поскольку в нашем распоряжении отсутствует адекватная палеогеографическая основа». Некоторые древние фаунистические провинции сегодня почти полностью отсутствуют в породах соответствующего возраста. Поэтому точный эмпирический подсчет провинций, различаемых в геологической летописи, хотя ранее и сильно поддерживался некоторыми исследователями, может не отражать картину первичного разнообразия.

В заключение я утверждаю, что в фанерозое вариации разнообразия, должно быть, отражали изменения количества фаунистических провинций. Для того чтобы полностью проверить эту идею, пока явно недостаточно имеющейся палеогеографической информации. Однако представляется, что количество реконструированных фаунистических провинций и общее разнообразие изменялись параллельно, как показано на рис. 7-6.

Краткое содержание

В этой главе мы в основном рассматривали: 1) продукцию органического углерода в геологическом времени; 2) картину изменений таксономического состава, таксономического разнообразия и вымирания фауны; 3) биогеографию. В течение последних 3,3 млрд. лет продуктивность, вероятно, не изменялась более чем в 2 раза, так как способы перевода солнечной энергии в органический углерод в основном не менялись во времени, хотя таксономические группы изменялись очень сильно. Относительно таксономического состава можно сказать следующее: возраст наиболее древних организмов, вероятно, 3,4 млрд. лет и, несомненно, 2,0 млрд. лет; прокариоты (сине-зеленые водоросли и бактерии) сменились эукариотами 1,4 млрд. лет назад; многоклеточные животные и растения известны начиная с 0,7 млрд.

лет назад. Большая часть главных таксонов беспозвоночных, живших в кембрии, представлена и сейчас. По отношению к картине таксономического разнообразия наши знания биологического разнообразия в геологическом времени являются функцией 1) опробования доступных обнажений, 2) адаптаций к новым условиям обитания и 3) изменений в степени эндемизма вследствие различного палеогеографического расположения. Относительно биогеографии описан способ определения количества и расположения биогеографических провинций. Он может помочь оценить традиционные эмпирические обзоры, в которых фауны группируются вместе независимо от рассмотрения их палеогеографической позиции.

В этой книге принята следующая точка зрения: 1) разнообразие есть функция площади ареала обитания; 2) суммарная площадь ареалов обитания является функцией числа биогеографических провинций и размера каждой из них, обусловленного изменениями уровня моря; 3) можно расшифровать геологическую летопись по отношению к древней палеогеографии и изменениям уровня моря; 4) поэтому биогеографические реконструкции в сочетании с эмпирической документацией способны представить точный «сигнал» изменений разнообразия ($\pm 25\%$) в геологическом времени; 5) на основной геологический контроль биологического разнообразия накладываются «скачки», обусловленные как присоединением новых адаптивных зон, так и увеличением разнообразия до локального насыщения.

Приложение
ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ НОМЕНКЛАТУРА

Осадки классифицированы по гранулометрическому составу в соответствии со схемой Аддена – Уэнтуэрта – Крамбейна (UWK), основанной на показателе «фи»: $\varphi = -\log_2 d/d_0$, где d – диаметр (в мм), а d_0 – стандарт (1 мм). Для размерности осадка, уменьшающейся направо на графике осадок – частота встречаемости, φ имеет свойство увеличиваться слева направо. В зависимости от того, какая классификационная схема используется, к изучаемым осадкам можно применить больше одного названия по гранулометрии (см. табл. А-1).

Таблица А-1

Три обычно применяемые гранулометрические шкалы.
Принятый в США стандартный размер отверстий сит в мешах

Адден–Уэнтуэрт–Крамбейн	Значения φ	Отдел сельского хозяйства и почв Американского научного общества, США	Корпус инженеров, Отдел вооруженных сил США и Бюро мелиорации
Крупная галька (булыжник)		Крупная галька (булыжник)	Валуны
64 мм	−6	80 мм	10 в крупной гальке
	−5		
			3 в
Галька	−4	Гравий	гравии
	−3		
			4,76 мм (= 4 меш)
4 мм	−2		
Гравий			Крупнозернистый песок
2 мм	−1	2 мм	2 мм (= 10 меш)
Очень крупнозернистый песок		Очень крупнозернистый песок	Среднезернистый песок
1 мм	0	1 мм	
Крупнозернистый песок		Крупнозернистый песок	
0,5 мм	+1	0,5 мм	
Среднезернистый песок		Среднезернистый песок	0,42 мм (= 40 меш)
0,25 мм	+2	0,25 мм	
Мелкозернистый песок		Мелкозернистый песок	Мелкозернистый песок
0,125 мм	+3	0,10 мм	
Тонкозернистый песок		Тонкозернистый песок	
0,0625 мм	+4		0,074 мм (= 200 меш)
		0,05 мм	
	+5		
Алеврит		Алеврит	Тонкие осадки
	+6		
	+7		
0,0039 мм	+8	0,002 мм	
Глина		Глина	

Список литературы

1. *Abbott B. M.*, Terminology of stromatoporoid shapes. Journal of Paleontology 47: 805–806, 1973.
2. *Abele L. G.*, Comparative species richness in fluctuating and constant environments: coral-associated decapod crustaceans. Science 192: 461–463, 1976.
3. *Abelson P. H.*, Chemical events on the primitive earth. Proceedings of the National Academy of Sciences 55: 1365–1372, 1966.
4. *Adam D. P.*, The tropical cyclone as a global climatic stabilizing mechanism. Geology 3: 625–626, 1975.
5. *Adey W. H. and Macintyre I. G.*, Crustose coralline algae: a re-evaluation in the geological sciences. Geological Society of America Bulletin 84: 883–904, 1973.
6. *Alexander R. R.*, Morphologic adaptation of the bivalve Anadara from the Pliocene of the Kettleman Hills, California. Journal of Paleontology 48: 633–651, 1974.
7. *Alexandersson E. T.*, Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galata Point, Panama. A discussion. Journal of Sedimentary Petrology 48: 665–688, 1978.
8. *Allen J. R. L.*, Assymetrical ripple marks and the origin of water-laid cosets of cross-strata. Liverpool and Manchester Geological Journal 3: 187–236, 1963.
9. *Allen J. R. L.* A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. Sedimentology 5: 89–191, 1965.
10. *Allen J. R. L.*, Depth indicators of clastic sequences. Marine Geology 5: 429–446, 1967.
11. *Alvarez-Borrego S., Guthrie D., Culberson C. H., and Park P. K.*, Test of Redfields's model for oxygen-nutrient relationships using regression analysis. Limnology and Oceanography 20: 795–805, 1975.
12. *Anderson A. T.*, Chlorine, sulfur and water in magmas and oceans. Geological Society of America Bulletin 85: 1485–1492, 1974.
13. *Anderson A. T.*, Some basaltic and andesitic gases. Reviews of Geophysics and Space Physics 13: 37–55, 1975.
14. *Anderson E. J.*, Environmental models for Paleozoic communities. Lethaia 4: 287–302, 1971.
15. *Arking A.*, Latitudinal distribution of cloud cover from Tiros III photographs. Science 143: 569–572, 1964.
16. *Armstrong R. L. and Hein S. M.*, Computer simulation of Pb and Sr isotope evolution in the Earth's crust and upper mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta 37: 1–18, 1973.
17. *Arrhenius G.*, Sedimentary record of long-period phenomena. Pp. 155–174 *in* Advances in Earth Science, ed. P. M. Hurley. M. I. T. Press, Cambridge, 1966.
18. *Audley-Charles M. G., Curray J. R., and Evans G.*, Location of major deltas. Geology 5: 341–344, 1977.
19. *Aumento F.*, Vesicularity of mid-ocean pillow lavas. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 1315–1319, 1971.
20. *Baskus R. H., Mead G. W., Haedrich R. L., and Ebeling A. W.*, The mesopelagic fishes collected during cruise 17 of the R/V Chain, with a method for analyzing faunal transects. Bulletin of the Museum of Comparative Zoology 134: 139–158, 1965.
21. *Bada J. L. and Miller S. L.*, Ammonium ion concentration in the primitive ocean. Science 159: 423–425, 1968.
22. *Bada J. L. and Schroeder R. A.*, Amino acid racemization reactions and their geochemical implications. Naturwissenschaften 62: 71–79, 1975.

23. *Badham J. P. N. and Stanworth C. W.*, Evaporites from the lower Proterozoic of the East Arm, Great Slave Lake. Nature 268: 516–517, 1977.
24. *Badiozamani K., Mackenzie F. T., and Thorstenson D. C.*, Experimental carbonate cementation: salinity, temperature and vadosephreatic effects. Journal of Sedimentary Petrology 47: 529–542, 1977.
25. *Baes C. F. Jr., Goeller H. E., Olson J. S., and Rotty R. M.*, Carbon dioxide and climate: the uncontrolled experiment. American Scientist 65: 310–320, 1977.
26. *Baker D. J., Jr.*, Models of oceanic circulation. Scientific American 222: 114–121, 1970.
27. *Baker V. R.*, Stream-channel response to floods, with examples from central Texas. Geological Society of America Bulletin 88: 1057–1071, 1977.
28. *Ball M. M.*, Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. Journal of Sedimentary Petrology 37: 556–591, 1967.
29. *Ball M. M., Shinn E. A., and Stockman K. W.*, The geologic effects of Hurricane Donna in south Florida. Journal of Geology 75: 583–597, 1967.
30. *Bambach R. K.*, Species richness in marine benthic habitats through the Phanerozoic. Paleobiology 3: 152–167, 1977.
31. *Bandy O. L.*, General correlation of foraminiferal structure with environment. Pp. 7–19 *in* International Geological Congress, 21st Session, Part no. 22 (Norway), 1960a.
32. *Bandy O. L.*, Planktonic foraminiferal criteria for paleoclimatic zonation. Pp. 1–8 *in* Science Reports, Tohoku University, Sendai, Japan, 2nd Series (Geology), Special Volume no. 4 (Professor Shoshiro Hanzawa Memorial Volume), 1960b.
33. *Bandy O. L.*, Larger living foraminifera of the continental borderland of southern California. Contribution from the Cushman Foundatoin for Foraminiferal Research 14: 121–126, 1963.
34. *Bandy O. L.*, A review of the calibration of deep-sea cores based upon species variation, productivity, and $^{16}0/^{18}0$ ratios of planktonic foraminifera – including sedimentation rates and climatic inferences. Pp. 37–61 *in* Calibration of Hominoid Evolution, ed. W. W. Bishop and J. A. Miller. University of Toronto Press, Toronto, 1972.
35. *Bandy O. L. and Arnal R. E.* Concepts of foraminiferal paleoecology. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 44: 1921–1932, 1960.
36. *Bandy O. L. and Arnal R. E.*, Middle Tertiary basin development, San Joaquin Valley, California. Geological Society of America Bulletin 80: 783–820, 1969.
37. *Banin A. B. and Navrot J.*, Origin of life: clues from relations between chemical compositions of living organisms and natural environments. Science 189: 550–551, 1975.
38. *Barnes S. S.*, Minor element composition of ferromanganese nodules. Science 157: 63–65, 1967.
39. *Barth T. F. W.*, The geochemical evolution of continental rocks. A model. Pp. 587–597 *in* Origin and Distribution of the Elements, ed. L. H. Ahrens. Pergamon Press, Oxford, 1968.
40. *Bates D. R. and Nicolet M.*, The photochemistry of atmospheric water vapor. Journal of Geophysical Research 55: 301–327, 1950.
41. *Bathurst R. G. C.*, Carbonate Sediments and Their Diagenesis. Developments in Sedimentology, no. 12. Elsevier, Amsterdam, 620 pp., 1971.
42. *Bé A. W. H.*, Shell porosity of Recent planktonic foraminifera as a climatic index. Science 161: 881–884, 1968.
43. *Bé A. W. H.*, An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. Pp. 1–100 *in* Oceanic Micropaleontology, ed. A. T. S. Ramsay, vol. 1. Academic Press, New York, 1977.
44. *Bé A. W. H. and Duplessy J. C.*, Subtropical convergence fluctuations and Quaternary climates in the middle latitudes of the Indian Ocean. Science 194: 419–422, 1976.
45. *Becker R. H. and Clayton R. N.*, Carbon isotopic evidence for the origin of

a banded iron-formation in Western Australia. Geochimica et Cosmochimica Acta 36: 557–595, 1972.
46. *Behrens E. W. and Frishman S. A.*, Stable carbon isotopes in blue-green algal mats. Journal of Geology 79: 94–100, 1971.
47. *Bentor Y. K. and Kastner M.*, Notes of the mineralogy and origin of glauconite. Journal of Sedimentary Petrology 35: 155–166, 1965.
48. *Berger W. H.*, Ecologic patterns of living planktonic foraminifera Deep-Sea Research 16: 1–24, 1969.
49. *Berger W. H.*, Biogenous deep-sea sediments: fractionation by deep-sea circulation. Geological Society of America Bulletin 81: 1385–1402, 1970.
50. *Berger W. H.*, Deep sea carbonates: dissolution facies and age-depth constancy. Nature 236: 392–395, 1972.
51. *Berger W. H.*, Deep-sea carbonates: Pleistocene dissolution cycles. Journal of Foraminiferal Research 3: 187–195, 1973.
52. *Berger W. H.*, Deep-sea sedimentation. Pp. 213–241 *in* The Geology of Continental Margins, ed. C. A. Burk and C. L. Drake. Springer-Verlag, New York, 1974. [Имеется перевод: *Бергер В.* Глубоководное осадконакопление.– В кн.: Геология континентальных окраин, т. 1, М., «Мир», 1978, с. 239–271.]
53. *Berger W. H.*, Biogenous deep sea sediments: production, preservation and interpretation. Pp. 265–388 *in* Chemical Oceanography, ed. J. P. Riley and R. Chester, vol. 5, 2nd ed., Academic Press, London, 1976.
54. *Berger W. H.*, Deep-sea carbonate: pteropod distribution and the aragonite compensation depth. Deep-Sea Research 25: 447–452, 1978a.
55. *Berger W. H.*, Oxygen-18 stratigraphy in deep-sea sediments: additional evidence for the deglacial meltwater effects. Deep-Sea Research 25: 473–480, 1978b.
56. *Berger W. H.*, Historical oceanography (review of Oceanic Micropalaeontology, ed. A. T. S. Ramsay, 1977). Science 200: 1475, 1978c.
57. *Berger W. H. and Gardner J. V.*, On the determination of Pleistocene temperatures from planktonic foramifera. Journal of Foraminiferal Research 5: 102–113, 1975.
58. *Berger W. H., Johnson R. F. and Killingley J. S.*, "Unmixing" of the deep-sea record and the deglacial meltwater spike. Nature 269: 661–663, 1977.
59. *Berger W. H. and Parker F. L.*, Diversity of planktonic foraminifera in deep-sea sediments. Science 168: 1345–1347, 1970.
60. *Berger W. H. and von Rad U.*, Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. Intial Reports of the Deep Sea Drilling Project 14: 787–954, 1972.
61. *Berger W. H. and Winterer E. L.*, Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. Pp. 11–48 *in* Pelagic Sediments: On Land and under the Sea, ed. K. J. Hsü and H. C. Jenkyns. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, no. 1, 1974.
62. *Berggren W. A. and Hollister C. D.*, Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean. Pp. 126–186 *in* Studies in Paleo-oceanography, ed. W. W. Hay. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 20, 1974.
63. *Berkner L. V. and Marshall L. C.*, The history of growth of oxygen in the earth's atmosphere. Pp. 102–126 *in* The Origin and Evolution of Atmospheres and Oceans, ed. P. J. Brancazio and A. G. W. Cameron. John Wiley and Sons, New York, 1964.
64. *Berner R. A.*, Principles of Chemical Sedimentology. McGraw-Hill Book Co., New York. 240 pp., 1971.
65. *Berner R. A.*, Sulfate reduction, pyrite formation, and the oceanic sulfur budget. Pp. 347–361 *in* The Changing Chemistry of the Oceans, ed. D. Dyrssen and D. Jagner. Nobel Symposium Proceedings, no. 20. John Wiley and Sons, New York, 1972.
66. *Bewers J. M. and Yeats P. A.*, Oceanic residence times of trace metals. Nature 268: 595–598, 1977.
67. *Birot P.*, The Cycle of Erosion in Different Climates. University of California Press, Berkeley. 144 pp., 1968

68. *Biscaye P. E., Kolla V. R., and Hanley A.*, Quartz abundances and accumulation rates in the sediments of the Atlantic Ocean in relation to climatology. Geological Society of America Abstracts with Programs 9: 899, 1977.
69. *Bluck B. J.*, Particle rounding in beach gravels. Geological Magazine 106: 1–14, 1969.
70. *Blumenstock D. I.*, Typhoon effects at Jaluit Atoll in the Marshall Inslands. Nature 182: 1267–1269, 1958.
71. *Blumenstock D. I., Fosberg F. R., and Johnson C. G.*, The re-survey of typhon effects on Jaluit Atoll in the Marshall Islands. Nature 189: 618–620, 1961.
72. *Bodine B. R.*, Hurricane Surge Frequency Estimated for the Gulf Coast of Texas. U. S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Technical Memorandum no. 26. 32pp., 1969.
73. *Bogdanov D. V.*, Map of the natural zones of the ocean, Deep-Sea Research 10: 520–523. (From Okeanologiya, 1961, 1: 941–943.)
74. *Богоров В. Г., Виноградов М. Е., Воронина Н. М., Канаева И. П., Суетова И. А.* Распределение биомассы зоопланктона в поверхностном слое Мирового океана. – ДАН, 1968, т. 182, вып. 5, с. 1205–1207.
75. *Boltovskoy E.*, Note on the determination of absolute surface water paleotemperature by means of the foraminifer *Globigerina bulloides* d'Orbigny. Paläontologische Zeitschrift 47: 152–155, 1973.
76. *Bond G.*, Evidence for continental subsidence in North America during the Late Cretaceous global submergence. Geology 4: 557–560, 1976.
77. *Bond G.*, Evidence for late Tertiary uplift of Africa relative to North America, South America, Australia and Europe. Journal of Geology 86: 47–65, 1978a.
78. *Bond G.*, Speculations on real sea-level changes and vertical motions of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary Periods. Geology 6: 247–250, 1978b.
79. *Boon J. D. III, and MacIntyre W. G.*, The boron-salinity relationship in estuarine sediments of the Rappahannock River, Virginia. Chesapeake Science 9: 21–26, 1968.
80. *Bordovskiy O. K.*, Accumulation of organic matter in bottom sediments. Marine Geology 3: 33–82, 1965.
81. *Bosellini A., and Winterer E. L.*, Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. Geology 3: 279–282, 1975.
82. *Boucot A. J.*, Silurian and Devonian biogeography. Pp. 165–175 *in* Paleogeographic Provinces and Provinciality, ed. C. A. Ross. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 21, 1974.
83. *Boulos M., and Manuel O. K.*, The xenon record of extinct radioactivities in the earth. Science 174: 1334–1336, 1971.
84. *Bouma A. H.*, Recent and ancient turbidites and contourites. Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies 22: 205–221, 1972.
85. *Bowen H. J. M.*, Trace Elements in Biochemistry. Academic Press, London. 241 pp., 1966.
86. *Bradshaw J. S.*, Ecology of living planktonic foraminifera in the North and equatorial Pacific. Contributions of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research 10: 25–64, 1959.
87. *Bramlette M. N.*, Pelagic sediments. Pp. 345–366 *in* Oceanography, ed. M. Sears. American Association for the Advancement of Science, Publication no. 67, 1961.
88. *Bray J. R.*, Pleistocene volcanism and glacial initiation. Science 197: 251–254, 1977.
89. *Brenner R. L. and Davies D. K.*, Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. Geological Society of America Bulletin 84: 1685–1698, 1973.
90. *Brenner R. L. and Davies D. K.*, Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana: reply. Geological Society of America Bulletin 85: 838, 1974.

91. *Brewer P. G.*, Minor elements in sea water. Pp. 415–496 *in* Chemical Oceanography, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, vol. 1, 2nd ed. Academic Press, London, 1975.
92. *Briden J. C.*, Palaeolatitude distribution of precipitated sediments. Pp. 437–444 *in* Palaeogeophysics, ed. S. K. Runcorn. Academic Press, London, 1970.
93. *Brinkman R. T.*, Dissociation of water vapor and evolution of oxygen in the terrestrial atmosphere. Journal of Geophysical Research 74: 5355–5368, 1969.
94. *Broadhurst F. M and Simpson I. M.*, Bathymetry on a carboniferous reef. Lethaia 6: 367–381, 1973.
95. *Brock T. D.*, Thermophilic Microorganisms and Life at High Temperatures. Springer-Verlag, New York. 465 pp., 1978.
96. *Broecker W. S.*, Radiocarbon dating: a case against the proposed link between river mollusks and soil humus. Science 143: 596–597, 1964.
97. *Broecker W. S.*, A boundary condition on the evolution of atmospheric oxygen. Journal of Geophysical Research. 75: 3553–3557, 1970.
98. *Broecker W. S.*, A kinetic model for the chemical composition of sea water. Quaternary Research 1: 188–207, 1971.
99. *Broecker W. S.*, Factors controlling CO_2 content in the oceans and atmosphere. Pp. 32–50 *in* Carbon and the Biosphere, ed. G. M. Woodwell and E. V. Pecan. Technical Information Center, Office of Information Services, U. S. Atomic Energy Commission, 1973.
100. *Broecker W. S. and Takahashi T.*, The relationship between lysocline depth and in situ carbonate ion concentration. Deep-Sea Research 25: 65–95, 1978.
101. *Broecker W. S., Takahashi T. and Li Y.-H.*, Hydrography of the central Atlantic – I. The twö-degree discontinuity. Deep-Sea Research 23: 1083–1104, 1976.
102. *Brooks R. R., Presley B. J. and Kaplan I. R.* Trace elements in the interstitial water of marine sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 32: 397–414, 1968.
103. *Brosche P. and Sündermann J.*, Tides around Pangaea. Naturwissenschaften 64: 89–90, 1977.
104. *Brown C. W.*, Hurricanes and shore-line changes in Rhode Island. Geographical 29: 416–430, 1939.
105. *Brown H.*, Rare gases and the formation of the earth's atmosphere. Pp. 200–208 *in* The Atmospheres of the Earth and Planets, ed. G. P. Kuiper. University of Chicago Press, Chicago, 1949.
106. *Bryson R. A.*, A perspective on climatic change. Science 184: 753–760, 1974.
107. *Buchardt B.*, Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary Period in the North Sea area. Nature 275: 121–123, 1978.
108. *Buchardt B. and Fritz P.*, Strontium uptake in shell aragonite from the freshwater gastropod *Limnaea stagnalis*. Science 199: 291–292, 1978.
109. *Budyko M. I.*, The effects of solar radiation variations on the climate of earth. Tellus 21: 611–619, 1969.
110. *Budyko M. I.*, The future climate. EOS (American Geophysical Union Transactions) 53: 868–874, 1972.
111. *Burke K.*, Atlantic evaporites formed by evaporation of water spilled from Pacific, Tethyan, and southern oceans. Geology 3: 613–616, 1975.
112. *Burnett W. C.*, Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. Geological Society of America Bulletin 88: 813–823, 1977.
113. *Butler W. A., Jeffery P. M., Reynolds J. H. and Wasserburg G. J.*, Isotopic variations in terrestrial Xenon. Journal of Geophysical Research 68: 3283–3291, 1963.
114. *Byrnes J. G.*, Notes on the nature and environmental significance of the Receptaculitaceae. Lethaia 1: 368–381, 1968.
115. *Cadogen P. H.*, Palaeoatmospheric argon in Phynie chert. Nature 268: 38–41, 1977.
116. *Calder J. A., and Parker P. L.*, Geochemical implications of induced changes

in C^{13} fractionation by blue-green algae. Geochimica et Cosmochimica Acta 37: 133–140, 1973.
117. *Calvert S. E.*, The mineralogy and geochemistry of near-shore sediments. Pp. 188–280 *in* Chemical Oceanography, ed. J. P. Riley and R. Chester. vol. 6, 2nd ed. Academic Press, London, 1976.
118. *Calvert S. E.*, Mineralogy of silica phases in deep-sea cherts and porcelanites. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Part A 286: 239–252, 1977.
119. *Cameron E. M. and Baumann A.*, Carbonate sedimentation during the Archean. Chemical Geology 10: 17–30, 1972.
120. *Campbell C. A. and Valentine J. W.*, Compopability of modern and ancient marine faunal provinces. Paleobiology 3: 49–57, 1977.
121. *Carden J. R., Connely W., Forbes R. B. and Turner D. L.*, Blue schists of the Kodiak Islands, Alaska: an extension of the Seldovia schist terrane. Geology 5: 529–533, 1977.
122. *Carey S. N. and Sigurdsson H.*, Deep-sea evidence for distribution of tephra from the mixed magma eruption of the Soufrière on St. Vincent, 1902: ash turbidites and air fall. Geology 6: 271–274, 1978.
123. *Carey C. W.*, The Expanding Earth. Elsevier, New York. 488 pp., 1976.
124. *Carlson T. N. and Prospero J. M.*, The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. Journal of Applied Meteorology 11: 283–297, 1972.
125. *Carpenter T. H., Holle R. L. and Fernandez-Partagas J. J.*, Observed relationships between lunar tidal cycles and formation of hurricanes and tropical storms. Monthly Weather Review 100: 451–460, 1972.
126. *Cawley J. L., Burruss R. C. and Holland H. D.*, Chemical weathering in central Iceland: an analogy of pre-Silurian weathering. Science 165: 391–392, 1969.
127. *Chan K. M. and Manheim F. T.*, Interstitial water studies on small core samples, deep sea drilling project, leg 2. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 2: 367–371, 1970.
128. *Charney J., Stone P. H. and Quirk W. J.*, Drought in the Sahara: insufficient biogeographical feedback? Science 191: 100–102, 1976.
129. *Chaudhuri A.*, Influence of eolian processes on Precambrian sandstones of the Godavari Valley, South India. Precambian Research 4: 339–360, 1977.
130. *Cherry R. D., Higgo J. J. W. and Fowler S. W.*, Zooplankton fecal pellets and elements residence times in the ocean. Nature 274: 246–248, 1978.
131. *Chester R.*, Geological, geochemical and environmental imlications of the marine dust veil, Pp. 291–305 *in* The Changing Chemistry of the Ocenas, ed. D. Dyrsser and D. Jagner. Nobel Symposium Proceedings, no. 20. John Wiley and Sons, New York, 1972.
132. *Chester R., Elderfield H., Griffin J. J., Johnson L. R., Padgham R. C.*, Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean. Marine Geology, 13: 91–105, 1972.
133. *Chilingar G. V.*, Ca/Mg and Sr/Ca ratios of calcareous sediments as a function of depth and distance from shore. Journal of Sedimentary Petrology 33: 236, 1963.
134. *Churchman G. J., Clayton R. N., Sridhar K., Jackson M. L.*, Oxygen isotopic composition of aerosol size quartz in shales, Journal of Geophysical Research 81: 381–386, 1976.
135. *Churkin M., Jr., Carter C., Johnson B. R.*, Subdivision of Ordovician and Siluratian time scale using accumulation rates of graptolitic shale, Geology 5: 452–456, 1977.
136. *Ciesielski P. F., Weaver F. M.*, Early Pliocene temperature changes in the Antarctic seas, Geology 2: 511–515, 1974.
137. *Cifelli R.*, On the temperature relationships of planktonic foraminifera, Journal of Foraminiferal Research 1: 170–177, 1971.
138. *Cifelli R., Bernier C. S.*, Planktonic foraminifera from near the West African

coast and a consideration of faunal parcelling in the North Atlantic, Journal of Foraminiferal Research 6: 258–273, 1976.
139. *Cifelli R., Smith R. K.*, Problems in the distribution of recent planktonic foraminifera and their relationships with water mass boundaries in the North Atlantic. Pp. 68–81 *in* Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, ed. P. Brönnimann and H. H. Renz, vol. 2. E. J. Brill, Leiden, 1969.
140. *Cin R. D.*, Climatic significance of roundness and percentage of quartz in conglomerates, Journal of Sedimentary Petrology 38: 1094–1099, 1968.
141. *Clarke F. W., Wheeler W. C.*, The Inorganic Constituents of Marine Invertebrates. U. S. Geological Survey Professional Paper 124, 62 pp., 1922.
142. *Clarke W. B., Beg M. A., Craig H.*, Excess ^{3}He in the sea: evidence for terrestrial primordial helium, Earth and Planetary Science Letters 6: 213–220, 1969.
143. *Clarkson E. N. K.*, Environmental significance of eye-reduction in trilobites and recent arthropods, Marine Geology 5: 367–375, 1967.
144. CLIMAP Project Members, The surface of the ice-age earth. Science 191: 1131–1137, 1976.
145. *Cline R. M., Hays J. D., eds.*, Investigation of Late Quarternary Paleoceanography and Paleoclimatology, Geological Society of America, Memoir 145, 464 pp., 1976.
146. *Cloud P. E., Jr.*, Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive earth. Science 160: 729–736.
147. *Cloud P. E., Jr.*, Precambrian of North America, Geotimes 16: 13–18, 1971a.
148. *Cloud P. E., Jr.*, The Precambrian. Science 173: 851–854.
149. *Cloud P. E., Jr.*, Paleoecological significance of the banded iron-formation, Economic Geology 68: 1135–1143, 1973.
150. *Cloud P. E., Jr.*, Evolution of ecosystems. American Scientist 62: 54–66, 1974a.
151. *Cloud P. E., Jr.*, Rubey conference on crustal evolution. Science 183: 878–881, 1974b.
152. *Cloud P. E., Jr.*, Beginnings of biospheric evolution and their biogeochemical consequences, Paleobiology 2: 351–387, 1976a.
153. *Cloud P. E., Jr.*, Major features of crustal evolution, Geological Society of South Africa, Annexure to vol. 79, pp. 1–33, 1976b.
154. *Cohen Y.*, Consumption of dissolved nitrous oxide in an anoxic basin, Saanich Inlet, British Columbia Nature 272: 235–237, 1978.
155. *Collins D.*, A coiled nautiloid preserved in life orientation ftrom the Middle Ordovician of Ontario, Canadian Journal of Earth Sciences 15: 1661–1664, 1978.
156. *Condie K. C.*, A plate tectonics evolutionary model of the South Pass Archean greenstone belt, southwest Wyoming. Pp. 104–112 *in* International Geological Congress, 24th Session, Section I (Montreal), 1972.
157. *Condie K. C.*, Archean magnetism and crustal thickening, Geological Society of America Bulletin 84: 2981–2992, 1973.
158. *Condie K. C.*, Plate Tectonics and Crustal Evolution, Pergamon Press, New York, 288 pp., 1976.
159. *Condie K. C., Potts M. J.*, Calc-alkaline volcanism and the thickness of the early Precambrian crust in North America, Canadian Journal of Earth Sciences 6: 1179–1184, 1969.
160. *Connolly J. R., Ewing M.*, Ice-rafted detritus as a climatic indicator in Antarctic deep-sea cores. Science 150: 1822–1924, 1965a.
161. *Connoly J. R., Ewing M.*, Pleistocene glacial-marine zones in North Atlantic deep-sea sediments, Nature 208: 135–138, 1968b.
162. *Connor E. F., McCoy E. D.*, The statistics and biology of the species-area relationship. American Naturalist 113: 791–833, 1979.
163. *Cook H. E., Enos P., eds.*, Deep-Water Corbonate Environments, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 25. 336 pp., 1977.

164. *Cook P. J.*, Loss of boron from shells during weathering and possible implications for the determination of palaeosalinity. Nature 268: 426–427, 1977.
165. *Couch E. L.*, Calculation of paleosalinities from boron and clay mineral data. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 55: 1829–1837, 1971.
166. *Craig H.*, Standard for reporting concertrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters, Science 133: 1833–1834, 1961.
167. *Craig H.*, The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. Pp. 161–182 *in* Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures (Spoleto, 1965), ed. E. Tongiorgi, Consiglio Nazionale Delle Richerche Laboratorio Di Geologia Nucleare, Pisa, 1965.
168. *Craig H., Gordon L. I.*, Isotopic oceanography: deutrium and oxugen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. Pp. 277–374 *in* Symposium on Marine Geochemistry, ed. D. R. Schink and J. T. Corless, Narragansett Marine Laboratory, University of Rhode Island, Occasional Publication, no. 3, 1965.
169. *Craig H., Lupton J. E.*, Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters, 31: 369–385, 1976.
170. *Cram J. M.*, The influence of continental shelf width on tidal range: paleoceanographic implications, Jornal of Geology 87, 1979.
171. *Creager J. S., Sternberg R. W.*, Some specific problems in under-standing bottom sediment distribution and dispersal on the continental shelf. Pp. 347–362 *in* Shelf Sediment Transport, ed. D. J. P. Swift, D. B. Duane, and O. H. Pilkey, Dowden, Hutchenson and Ross, Stroudsburg, Pa., 1972.
172. *Crimes T. P., Harper J. C., eds.*, Trace Fossils, Seel House Press, Liverpool, 547 pp., 1970.
173. *Crimes T. P., Harper J. C., eds.*, Trace Fossils 2. Seel House Press, Liverpool, 351 pp. 1977.
174. *Cronin J. F.*, Recent volcanism and the stratosphere. Science 172: 847–849, 1971.
175. *Crook K. A. W.*, Weathering and roundness of quartz sand grains, Sedimentology 11: 171–182, 1968.
176. *Cutler E. B.*, Zoogeographical barrier on the continental slope off Cape Lookout, North Carolina, Deep-Sea Research 22: 893–902, 1975.
177. *Dales R. P., Mangum C. P., Tichy J. C.*, Effects of changes in oxygen and carbon dioxide concentrations on ventilation rhythms in Onuphid polychaetes, Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom 50: 365–380, 1970.
178. *Daly R. A.*, First calcareous fossils and the evolution of the limestones, Geological Society of America Bulletin 20: 153–170, 1909.
179. *Damon P. E.*, The relationship between terrestrial factors and climate. Meteorological Monographs 8: 106–111, 1968.
180. *Damuth J. E.*, Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. Geological Society of America Bulletin, 88: 695–710, 1977.
181. *Dansgaard W.*, Stable isotopes in precipitation. Tellus 16: 436–468, 1964.
182. *Davies R. D., Allsopp H. L.*, Strontium isotopic evidence relating to the evolution of the lower Precamprian granitic crust in Swaziland, Geology 4: 553–556, 1976.
183. *Davis T. A., Hay W. W., Southam J. R., Worsley T. R.*, Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates. Science 197: 53–55, 1977.
184. *Dearborn D. S. P., Newman M. J.*, Efficiency of convection and time variation of the solar constant. Science 201: 150–151, 1978.
185. *Deelman J. C.* On mechanisms causing birdseye structures, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte no. 10, pp. 582–595, 1972.
186. *Defant A.* Ebb and Flow, University of Michigan Press, Ann Arbor. 121 pp., 1958.
187. *Degens E. T.* Stable isotope distribution in carbonates. PP. 193–208 *in* Carbonate Rocks: Physical and Chemical Aspects, ed. G. V. Chilingar, H. J. Bissell, and R. W. Fairbridge, Elsevier, Amsterdam, 1966.

188. *Degens E. T.* Biogeochemistry of stable carbon isotopes. Pp. 304–329 *in* Organic Chemistry, ed. G. Englinton and M. T. J. Murphy, Springer-Verlag, Berlin, 1969.
189. *Degens E. T., Epstein S.* Relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting carbonates, cherts, and diatomites, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 46: 534–542, 1962.
190. *Degens E. T., Hunt J. M., Reuter J. H., Reed W. E.* Data on the distritution of amino acids and oxygen isotopes in petroleum brine waters of various geologic ages. Sedimentology 3: 199–225, 1964.
191. *Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L.* Environmental studies of carboniferous sediments. Part II. Application of geochemical criteria, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 42: 981–997, 1958.
192. *Delaca T. E., Lipps H. J.* The mechanism and adaptive significance of attachment and substrate pitting in the foraminiferan *Rosalina globularis* d'Orbigny. Journal of Foraminiferal Research 2: 68–72, 1972.
193. *Deuser W. G.*, Organic-carbon budget of the Black Sea, Deep-Sea Research 18: 995–1004, 1971.
194. *Deuser W. G.* Reducing environments. Pp. 1–37 *in* Chemical Oceanography, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, vol. 3, 2nd ed. Academic Press, London, 1975.
195. *Deuser W. G., Degens E. T.*, Carbon isotope fractionation in the system CO_2 (gas) – CO_2 (aqueous) – HCO_3^- (aqueous). Nature 215: 1033–1035, 1967.
196. *Deuser W. G., Degens E. T., Guillard R. R. L.*, Carbon isotope relationships between plancton and sea water. Geochimica et Cosmochimica Acta 32: 657–660, 1968.
197. *Deuser W. G., Ross E. H., Mlodzinska Z. L.* Evidence for and rate do denitrification in the Arabian Sea, Deep-Sea Research 25: 431–445, 1978.
198. *Dewis F. J., Levinson A. A., Bayliss P.* Hydrogeochemistry of the surface waters of the Mackenzie River drainage basin, Canada. IV. Boron-salinity-clay mineralogy relationships in modern deltas. Geochimica et Cosmochimica Acta 36: 1359–1375, 1972.
199. *Dietz R. S.* A re-cycled hydroshere? Nature 201: 279–218, 1964a.
200. *Dietz R. S.* Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces: reply. Geological Society of America Bulletin. 75: 1275–1282, 1964b.
201. *Dietz R. S.* Earth's original crust – lost quest? Tectonophysics 6: 515–520, 1965.
202. *Dietz R. S., Holden J. C.* Earth and moon: tectonically constrasting realms, Annals of the New York Academy of Science 123: 631–640, 1965.
203. *Dingle R. V.* Sand waves in the North Sea mapped by continuous reflection profiling, Marine Geology 3: 391–400, 1965.
204. *Дистанов У. Г., Сорокин В. И.*, О двух генетических типах глауконитов Поволжья. – ДАН, 1973, т. 213, вып. 1, с. 194–196.
205. *Dodd J. R.* Magnesium and strontium in calcareous skeletons: a review, Journal of Paleontology 41: 1313–1329, 1967.
206. *Dodd J. R., Schopf T. J. M.* Approches to biogeochemistry. Pp. 46–60 *in* Models in Paleobiology, ed. T. J. M. Schopf. Freeman, Cooper and Co., San Francisco, 1972.
207. *Dodd J. R., Stanton R. J., Jr.* Paleosalinities within a Pliocene bay, Kettleman Hills, California: a study of the resolving power of isotopic and faunal techniques. Geological Society of America Bulletin 86: 51–64, 1975.
208. *Doemel W. N., Brock T. D.*, Bacterial stromatolites: origin of laminations, Science 184: 1083–1085, 1974.
209. *Dole M.* The history of oxygen. Science 109: 77–81, 96, 1949.
210. *Donn W. L., Donn B. D., Valentine W. G.* On the early history of the earth, Geological Society of America Bulletin 76: 287–306, 1965.
211. *Donn W. L., Shaw D. M.* Model of climate evolution based on continental drift and polar wandering. Geological Society of America Bulletin 88: 390–396, 1977.

212. *Donnelly T. W.* Chemistry of Cenozoic sedimentation in the world ocean. Geological Society of America Abstracts with Programs 9: 953, 1977.
213. *Dott R. H., Jr.* Cambrian tropical storm waves in Wisconsin: reply. Geology 2: 613, 1974.
214. *Douglas I.* Erosion of granite terrains under tropical rain forest in Australia, Malaysia, and Singapore. Pp. 31–40 *in* Symposium on River Morphology, General Assembly of Bern, 25 Sept. – 7 Oct. 1967. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Publication no. 75, 1967.
215. *Douglas R. G., Savin S. M.* Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the central North Pacific, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 17: 591–605, 1973.
216. *Douglas R. G.*, Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 32: 509–520, 1975.
217. *Dowding L. G.*, Sediment dispersal within the Cocos Gap, Panama Basin, Journal of Sedimantary Petrology 47: 1132–1156, 1977.
218. *Drake C. L., Burk C. A.* Geological significance of continental margins. Pp. 3–10 *in* The Geology of Continental Magrins, ed. C. A. Burk and C. L. Drake, Springer-Verlag, New York, 1974. [Имеется перевод: *Дрейк Ч. Л., Берк К. А.* Геологическая роль подводных континентальных окраин.– В кн.: Геология континентальных окраин, т. 1, М., «Мир», 1978, с. 9–17.]
219. *Draper L.* Wave activity at the sea bed around northwestern Europe, Marine Geology 5: 133–140, 1967.
220. *Drever J. I.* Geochemical model for the origin of Precambrian banded iron formations, Geological Society of America Bulletin 85: 1099–1106, 1974.
221. *Drewry G. E., Ramsay A. T. S., Smith A. G.* Climatically controlled sediments, the geomagnetic field, and trade wind belts in Phanerozoic time, Journal of Geology 82: 531–553, 1974.
222. *Dritschilo W., Cornell H., Nafus D., O'Connor B.*, Insular biogeography: of mice and mites. Science 190: 467–469, 1975.
223. *Drury S. A.*, Were Archaean continental geothermal gradients much steeper than today? Nature 274: 720–721, 1978.
224. *Duffield W. A.* Vesicularity of basalt erupted at Reykjanes Ridge cerst. Nature 274: 217–220, 1978.
225. *Dunne T.* Rates of chemical denudation of silicate rocks in tropical catchments, Nature 274: 244–246, 1978.
226. *Duplessy J. C., Chenouard L., Vila F.*, Weyl's theory of glaciation supported by isotopic study of Norwegian core K 11. Science 188: 1208–1209, 1975.
227. *Duplessy J. C., Lalou C., Vinot A. C.*, Differential isotopic fractionation in benthic foraminifera and paleotemperatures reassessed. Science 168: 250–251, 1970.
228. *Durazzi J. T., Stehli F. G.* Average generic age, the planetary temperature gradient, and pole location. Systematic Zoology 21: 384–389, 1972.
229. *Durum W. H., Haffty J.* Implications of the minor element content of some major streams of the world. Geochimica et Cosmochimica Acta 27: 1–11, 1963.
230. *Dvořák J.* Shallow-water character of the nodula limestones and their paleogeogrphic interpretation. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte 1972, no. 9, pp. 509–511, 1972.
231. *Dymond J., Hogan L.* Factors controlling the nobel gas abundance patterns of deep-sea basalts. Earth and Planetary Sciente Letters 38: 117–128, 1978.
232. *Eaton G. P.* Volcanic ash deposits as a guide to atmospheric circulation in the geologic past. Journal of Geophysical Research 68: 521–528, 1963.
233. *Eddy J. A.*, The Maunder minimum. Science 192: 1189–1202, 1976.
234. *Eddy J. A.*, Climate and the changing sun. Climatic Change 1: 173–190, 1977.
235. *Eddy J. A., Gilman P. A., Trotter D. E.* Anomalous solar rotation in the early seventeenth century, Science 198: 824–829, 1977.
236. *Eichelberger J. C.* Andesitic voltanism and crustal evolution. Nature 275: 21–27, 1978.

237. *Einsele G., Wiedmann J.* Faunal and sedimentological evidence for upwelling in the Upper Cretaceous coastal basin of Tarfaya, Morocco, Pp. 67–74 *in* IXth International Congress of Sedimentology (Nice, 1975).
238. *Ekman S.* Zoogeography of the Sea. Sidwick and Jackson, London, 417 pp. 1952.
239. *El-Hinnawi E. E., Loukina S. M.* On the distribution of strontium in some Egyptian carbonate rocks. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, no. 2, pp. 72–77, 1972.
240. *Elias M. K.* Depth of deposition of the Big Blue (Late Paleozoic) sediments in Kansas, Geological Society of America Bulletin 48: 403–432, 1937.
241. *Elias M. K.* Depth of Late Paleozoic sea in Kansas and its megacyclic sedimentation. Pp. 87–106 *in* Symposium on Cyclic Sedimentation, ed. D. F. Merriam, vol. 1. Geological Survey of Kansas Bulletin 169, 1964.
242. *Ellis H. T., Pueschel R. F.* Solar radiation: absence of air pollution trends at Mauna Loa. Science 172: 845–846, 1971.
243. *Emery K. O.* Grain size of marine beach gravels. Journal of Geology 63: 39–49, 1955.
244. *Emery K. O.* Characteristics of continental shelves and slopes. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 49: 1379–1384, 1965.
245. *Emery K. O.* Atlantic Continental Shelf and Slope of the United States. Geologic Background. Pp. A1-A23 in U. S. Greological Survey, Professional Paper 529-A, 1966.
246. *Emery K. O.* Relict sediments on continental shelves of world. American Association of Petroleum Geologists Bullein 52: 445–464, 1968.
247. *Emery K. O.* Continental margins of the world. Pp. 7–29 *in* The Geology of the East Atlantic Continental Margin, 1. General and Economic Papers, ICSU/SCOR, Working Party 31, Symposium, Cambridge, Rept. 70/13, 1970.
248. *Emery K. O., Csanady G. T.* Surface circulation of lakes and nearly land-locked seas, Proceedings of the National Academy of Sciences 70: 93–97, 1973.
249. *Emery K. O., Milliman J. D.* Suspended matter in surface waters: influence of river discharge and of upwelling. Sedimentology 25: 125–140, 1978.
250. *Emery K. O., Orr W. L., Rittenberg S. C.* Nutrient budgets in the ocean. Pp. 147–157 *in* Essays in the Natural Sciences in Honor of Captain Allan Hancock. University of Southern California Press, Los Angeles, 1955.
251. *Emery K. O., Uchupi E.* Western North Atlantic Ocean: Topography, Rocks, Structure, Water, Life and Sediments. American Association of Petlroeum Geologists, Memoir 17, 532 pp., 1972.
252. *Emiliani C.* Temperatures of Pacific bottom waters and polar superficial waters during the Tertiary, Science, 119: 853–855, 1954.
253. *Emiliani C.* Pleistocene temperatures, Journal of Geology 63: 538–578, 1955.
254. *Emiliani C.* Isotopic paleotemperatures, Science 154: 851–857, 1966.
255. *Emiliani C.* The amplitude of Pleistocene climatic cycles at low latitudes and isotopic composition of glacial ice. Pp. 183–197 *in* The Late Cenozoic Glacial Ages, ed. K. K. Turekian. Yale University Press, New Haven, 1971.
256. *Emiliani C.* Oxygen isotopic analysis of the size fraction between 62 and 250 micrometers in Caribbean cores P6304-8 and P6304-9, Science 198: 1255–1256, 1977.
257. *Emiliani C., Shackleton N. J.* The Brunhes Epoch isotopic paleotemparatures and geochronology, Science 183: 511–514, 1974.
258. *Engel A. E. J.* The Barberton Mountain Land: clues to the differentiation of the Earth. Geological Society of South Africa, Annexure to vol. 71 (Symposium on Rhodesian Basement Complex), pp. 255–270, 1969. (Reprinted in Adventures in Earth History, ed. P. E. Cloud, Jr. [W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1970] pp. 431–445.
259. *Epstein S.* Distribution of carbon isotopes and their biochemical and geochemical significance. Pp. 5–14 *in* CO_2: Chemical, Biochemical and Physiological Aspects, ed. R. E. Forster, J. Edsall, A. B. Otis, and F. J. W. Rounghton. NASA Office of Technology Utilization Symposium at Haverford, Pa., 1968.

260. *Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H. A., Urey H. C.*, Revised carbonate-water isotopic temperature scale. Geological Society of America Bulletin 64: 1315–1326, 1953.
261. *Epstein S., Mayeda T.* Variation of O^{18} content of waters from natural sources. Geochimica et Cosmochimica Acta: 4, 213–224, 1953.
262. *Epstein S., Sharp R. P., Gow A. J.*, Antarctic ice sheet: stable isotope analyses of Byrd station cores and interhemispheric climatic implications, Science, 168: 1570–1572, 1970.
263. *Epstein S., Thompson P., Yapp C. J.*, Oxygen and hydrogen isotopic ratios in plant cellulose. Science, 198: 1209–1215, 1977.
264. *Erez J.* Vital effect on stable-isotope composition seen in foraminifera and coral sheletons. Nature 273: 199–202, 1978.
265. *Ericsson B.* The chlorinity of clays as a criterion of the palaeosalinity, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 94: 5–21, 1972.
266. *Eriksson K. A., Hobday D. K., Klein G. de V.* Tidal sedimentation. Geotimes 21: (10): 19–20, 1976.
267. *Eriksson K. A. McCarthy T. S., Truswell J. F.* Limestone formation and dolomitization in a Lower Proterozoic succession from South Africa, Journal of Sedimentary Petrology 45: 604–614, 1975.
268. *Eugster H. P., Chou I.-M.* The depositional environments of Precambrian banded iron-formations, Economic Geology 68: 1144–1168, 1973.
269. *Eugster H. P., Munoz J.*, Ammonium micas: possible sources of atmospheric ammonia and nitrogen, Science 151: 683–686, 1966.
270. *Evans R.* Origin and significance of evaporites in basins around Atlantic margin, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 62: 223–234, 1978.
271. *Ewing J. A.* Wave-induced bottom currents on the outer shelf. Marine Geology 15: M31–M35, 1973.
272. *Fairbridge R. W.*, The importance of limestone and its Ca/Mg content to paleoclimatology. Pp. 431–478, 521–530 *in* Problems in Paleoclimatology, ed. A. E. M. Nairn. Interscience Publishers, London, 1964. [Имеется перевод: *Фэйрбридж Р. В.* Значение известняков и их Ca/Mg-отношения для палеоклиматологии.– В сб.: Проблемы палеоклиматологии, под ред. А. Э. М. Нэйрна, М., «Мир», 1968, с. 258–308.]
273. *Fanale F. P.* A case for catastrophic early degassing of the earth. Chemical Geology 8: 79–105, 1971.
274. *Fanale F. P., Cannon W. A.* Physical adsorption of rare gas on terrigenous sediments, Earth and Plentary Science Letters, 11: 362–368, 1971.
275. *Faure G., Assereto R., Tremba E. L.* Strontium-isotope composition of marine carbonates of Middle Triassic to Early Jurassic age, Lombardic Apls, Italy, Sedimentology, 25: 523–543, 1978.
276. *Faure G., Powell J. L.* Strontium Isotope Geology, Springer-Verlag, Heidelberg, 188 pp., 1972. [Имеется перевод: *Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии.– М.: «Мир», 1974.]
277. *Ferris J. P., Joshi P. C.*, Chemical evolution from hydrogen cyanide: photochemical decarboxylation of orotic acid add orotate derivatives. Science, 201: 361–362, 1978.
278. *Ferris J. P., Nicodem D. E.*, Ammonia photolysis and the role of ammonia in chemical revolution, Nature 238: 268–269, 1972.
279. *Fischer A. G.*, Latitudinal variations in oragnic diversity, Evolution 14: 50–74, 1960.
280. *Fisher J. S., Stauble D. K.*, Impact of Hurricane Belle on Assateague Island washover, Geology 5: 765–768, 1977.
281. *Fleagle R. G., Businger J. A.* The "Greenhouse effect". Science 190: 1042–1043, 1975.
282. *Fleming R. H., Elliott F. E.*, Some physical aspects of the inshore environment of the coastal waters of the United States and Mexico. Pp. 409–416 *in* Proceedings Eighth General Assembly and Seventeenth International Congress

of the International Geographical Union, Washington, D. C., August 8–15, 1952.
283. *Flessa K. W., Sepkoski J. J., Jr.*, On the relationship between Phanerozoic diversity and changes in habitable area, Paleobiology 4: 359–366, 1978.
284. *Flohn H.* Climate and Weather, trans. B. V. de G. Walden. McGraw-Hill Book Co., New York, 253 pp., 1969.
285. *Floran R. J., Papike J. J.*, Petrology of the low-grade rocks of the Gunflint Iron-Formation, Ontario, Minnesota. Geological Society of America Bulletin 86: 1169–1190, 1975.
286. *Flörke O. W., Hollmann R., von Rad U., Rösch H.*, Intergrowth and twinning in opal-CT lepispheres, Contributions to Mineralogy and Petrology 58: 235–242, 1976.
287. *Foerste A. F.* The colar patterns of fossil cephalopods and brachiopods, with notes on gastropods and pelecypods, Contributions from the Museum of Paleontology (University of Michigan) 3: 109–150, 1930.
288. *Folk R. L.*, Stages of textural maturity in sedimentary rocks, Journal of Sedimentary Petrology 21: 127–130, 1951.
289. *Folk R. L.* A review of grain-size parameters, Sedimentology 6: 73–93, 1966.
290. *Folk R. L.*, The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. Journal of Sedimentary Petrology 44: 40–53, 1974.
291. *Folk R. L., Land L. S.*, Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 59: 60–68, 1975.
292. *Folk R. L., Robles R.*, Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Reef Complex, Yucatan. Journal of Geology 72: 255–292, 1964.
293. *Folk R. L., Siedlecka A.* The "Schizohaline" environment: its de sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by Late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard, Sedimentary Geology 11: 1–15, 1974.
294. *Fontugne M., Duplessy J. C.*, Carbon isotope ratio of marine plankton related to surface water masses. Earth and Planetary Science Letters 41: 365–371, 1978.
295. *Forchhammer G.* On the composition of sea-water in the different parts of the ocean, Philosophical Transactions of the Royal Society of London 155: 203–262, 1865.
296. *Forney G. G.* Permo-Triassic sea-level change, Journal of Geology 83: 773–779, 1975.
297. *Fortey R. A.* Early Ordovician trilobite communities. Fossils and Strata 4: 339–360, 1975.
298. *Fowler W. B., Helvey J. D.* Irrigation increases rainfall? Science 188: 281, 1975.
299. *Fox W. T., Davis R. A., Jr.* Weather patterns and coastal processes, Pp. 1–23 *in* Beach and Nearshore Sedimentation, ed. R. A. Davis, Jr., and R. L. Ethington, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication no. 24, 1976.
300. *Frank R. W.* Latitudinal variation in the life history features of the black turban snail *Tegula funebralis* (Prosobranchia: Trochidae). Marine Biology, 31: 181–192, 1975.
301. *French B. M.* Some geological implications of equilibrium between graphite and a C—H—O gas phase at high temperatures and pressures, Review of Geophysics 4: 223–253, 1966.
302. *Frerichs W. E., Heiman M. E., Borgman L. E., Be A. W. H.*, Latitudinal variations in planktonic foraminiferal test porosity: Part I. Optical studies, Journal of Foraminiferal Research 2: 6–13, 1972.
303. *Frey R. W., ed.* The Study of Trace Fossils, Springer-Verlag, New York, 562 pp., 1975.
304. *Friedman G. M.* Dynamic processes and statistical parameters compared for

size frequency distribution of beach and river sands, Journal of Sedimentary Petrology, 37: 327–354, 1967.
305. *Frölich C.* Contemporary measures of the solar constant, Pp. 93–109 *in* The Solar Output and Its Variation, ed. O. R. White, Colorado Associated University Press, Boulder, 1977.
306. *Fryer B. J.* Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states, Geochimica et Cosmochimica Acta 41: 361–367, 1977.
307. *Füchtbauer H.* Zum Einfluss des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen, Fortschritte der Geologie Rheinland und Westfalen 10: 331–336, 1963.
308. *Fullard H., ed.*, World Patterns: The Aldine College Atlas, Aldine Publishing Co. and Scott, Foresman and Co., Chicago, 128 pp., 1971.
309. *Furnes H.*, Variolitic structure in Ordovician pillow lava and its possible significance as an environmental indicator. Geology 1: 27–30, 1973.
310. *Furst M., Lowenstam H. A., Burnett D. S.*, Radiographic study of the distribution of boron in recent mollucs shells. Geochimica et Cosmochimica Acta 40: 1381–1386, 1976.
311. *Galimov E. M., Kuznetsova N. G., Prokhorov V. S.*, The composition of the former atmosphere of the earth as indicated by isotopic analysis of Precambrian carbonates. Geochemistry International 5: 1126–1131, 1968.
312. *Galloway W. E.*, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, Pp. 87–98 *in* Deltas, ed. M. L. Broussard, Houston Geological Society, Houston, 1975.
313. *Garlick S., Oren A., Padan E.* Occurrence of facultative anoxygenic photosynthesis among filamentous and unicellular Cyanobacteria, Journal of Bacteriology 129: 623–629, 1977.
314. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.*, Sedimentary rock types: relative proportions as a function of geological time, Science, 163: 570–571, 1969.
315. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.*, Evolution of Sedimentary Rocks, W. W. Norton, New York, 397 pp., 1971a. [Имеется перевод: *Гаррелс Р. М., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород.– М.: «Мир», 1974.]
316. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.*, Gregor's denudation of continents, Nature 231: 382–383, 1971b.
317. *Garrels R. M., Perry E. A., Jr.* Cycling of carbon, sulfur, and oxygen through geologic time, Pp. 303–336 *in* The Sea, ed. E. D. Goldberg, vol. 5, John Wiley and Sons, New York, 1974.
318. *Garrison R. E.*, Radiolarian cherts, pelagic limestones, and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages, Pp. 367–399 *in* Pelagic Sediments: On Land and under the Sea, ed. K. J. Hsü and H. C. Jenkyns, Special Publications of the International Association of Sedimentologists, no. 1, 1974.
319. *Gartner S., Keany J.*, The terminal Cretaceous event a geologic problem with an oceanographic solution, Geology, 6: 708–712, 1978.
320. *Gates E. L.*, Modeling the ice-age climate, Science 191: 1138–1144, 1976.
321. *Gibbs R. J.*, Mechanisms of trace metal transport in rivers, Science 180: 71–73, 1973.
322. *Gibbs R. J., Matthews M. D., Link D. A.*, The relationship between sphere size and settling velocity, Journal of Sedimentary Petrology 41: 7–18, 1971.
323. *Gibson L. B.*, Some unifying characteristics of specias diversity, Contribution from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research 17: 117–124, 1966.
324. *Gibson T. G.*, Stratigraphy and paleoenvironment of the phosphatic Miocene strata of North Carolina, Geological Society of America Bulletin 78: 631–650, 1967.
325. *Gibson T. G.*, Stratigraphy and paleoenvironment of the phosphatic Miocene strata of North Carolina: reply, Geological Society of America Bulletin 79: 1437–1448, 1968.
326. *Ginsburg R. N., ed.*, Tidal Deposits, Springer-Verlag, New York, 428 pp., 1975.
327. *Ginsburg R. N., Hardie L. A.*, Tidal and storm deposits, north-western Andros

Island, Bahamas, Pp. 201–208 *in* Tidal Deposits, ed. R. N. Ginsburg, Springer-Verlag, New York, 1975.
328. *Glaesner M. F., Wade M.*, The late Precambrian fossils from Ediacara, South Australia, Palaeontology, 9: 599–628, 1966.
329. *Glasby G. P.*, Effect of pressure on deposition of manganese oxides in the marine environment, Nature Physical Science, 237: 85–86, 1972a.
330. *Glasby G. P.*, The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments, Marine Geology, 13: 57–72, 1972b.
331. *Glennie K. W.*, Desert Sedimentary Environments, Development in Sedimentology, no. 14, Elsevier, Amsterdam, 222 pp., 1970.
332. *Glennie K. W., Evans G.*, A reconnaissance of the Recent sediments of the Ranns of Kutch, India, Sedimentology 23: 625–647, 1976.
333. *Goldberg E. D.*, Minor elements in sea water, Pp. 163–196 *in* Chemical Oceanography, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, vol. 1, Academic Press, London, 1965.
334. *Goldich S. S.*, A study in rock weathering, Joural of Geology 46: 17–58, 1938.
335. *Goldich S. S., Hedge C. E., Stern T. W.*, Age of the Morton and Montevideo gneisses and related rocks, southwestern Minnesota, Geological Society of America Bulletin 81: 3671–3696, 1970.
336. *Goldring R., Bridges P.* Sublittoral sheet sandstones, Journal of Sedimentary Petrology 43: 736–747, 1973.
337. *Gonfiantini R.* Standards for stable isotope measurements in natural compounds, Nature 271: 534–536, 1978.
338. *Gooch J. L., Schopf T. J. M.* Genetic variability in the deep sea: relation to environmental variability. Evolution 26: 545–552, 1972.
339. *Goodwin A. M.* Archean iron-formations and tectonic basins of the Canadian Shield, Economic Geology 68: 915–933, 1973.
340. *Goodwin P. W., Anderson E. J.*, Associated physical and biogenic structures in environmental subdivision of a Cambrian tidal sand body. Journal of Geology 82: 779–794, 1974.
341. *Gramberg I. S., Spiro N. S.* Evolution of the composition of water of the Arctic Ocean basin during the Upper Paleozoic and Mesozoic. Pp. 511–521 *in* Chemistry of the Earth, ed. A. P. Vinogradov, vol. 2, 1964.
342. *Grandstaff D. E.*, Uraninite oxidation and the Precambrian atmosphere, Transactions of the American Geophysical Union, 55: 457, 1974.
343. *Gray W. M.*, Global view of the origin of tropical dusturbances abd storms. Monthly Weather Review 96: 669–700, 1968.
344. *Grazzini C. V.*, ^{18}O changes in foraminifera carbonates during the last 10^5 years in the Mediterranean Sea, Science 190: 272–274, 1975.
345. *Green D. H.*, Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics, Geology 3: 15–18, 1975.
346. *Green D. H., Nicholls I. A., Viljoen M. J., Viljoen R. P.*, Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. Geology 3: 11–14, 1975.
347. *Greene H. G.*, Microrelief on an arctic beach. Journal of Sedimentary Petrology 40: 419–427, 1970.
348. *Gregor C. B.*, The geochemical behavior of sodium with special reference to post-Algonkian sedimentation, Koninklijk Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Afdeeling Naturkunde, Verhandelingen 24: 1–67, 1967.
349. *Gregor C. B.*, The rate of denudation in Post-Algonkian time, Proceedings of the Koninkijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen; Series B, Physical Sciences 71: 22–30, 1968.
350. *Gregor C. B.*, Denudation of the continents. Nature 228: 273–275, 1970.
351. *Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D.*, The distribution of clay minerals in the world ocean, Deep-Sea Research 15: 433–459, 1968.
352. *Gross M. G.* Oceanography. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J. 581 pp., 1972.
353. *Gulbrandsen R. A.* Physical and chemical factors in the formation of marine apatite. Economic Geology 64: 365–382, 1969.

354. *Hagan G. M., Logan B. W.*, Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark Bay, Western Australia. American Association of Petroleum Geologists Memoir 22: 61–139, 1974.
355. *Hakansson E., Bromley R., Perch-Nielsen K.* Maastrictian chalk of northwest Europe – a pelagic shelf sediment. Pp. 211–233 *in* Pelagic Sediments: On Land and under the Sea, ed. J. K. Hsü and H. C. Jenkyns. Special Publications of the International Association of Sedimentologists, no. 1, 1974.
356. *Hallam A.* Jurassic Environments. Cambridge University Press, Cambridge, 269 pp., 1975.
357. *Hallam A.* Axonic events in the Cretaceous ocean, Nature 268: 15–16, 1977a.
358. *Hallam A., ed.*, Patterns of Evolution As Illustrated by the Fossil Record, Elsevier, Amsterdam. 591 pp., 1977b.
359. *Halley R. B.*, Ooid fabric and fracture in the Great Salt Lake and the geologic record, Journal of Sedimentary Petrology 47: 1099–1120, 1977.
360. *Hanks T. C., Anderson D. L.*, The early thermal history of the earth. Physics of the Earth and Planetary Interiors 2: 19–29, 1969.
361. *Hare P. E.*, Amino acid dating – limitations and potential. Geological Society of America Abstracts with Programs 9: 1004–1005, 1977.
362. *Hargraves R. B.*, Sedimentologic evidence of strong tidal currents in the Early Proterozoic. Pp. 471–478 *in* Palaleogeophysics, ed. S. K. Runcorn. Acadeomic Press, London, 1970.
363. *Harland W. B., Herod K. N.*, Glaciations through time, Pp. 189–216 *in* Ice Ages: Ancient and Modern, ed. A. E. Wright and F. Moseley, Seel House Press, Liverpool, 1975.
364. *Harris L. D.*, Dolomitization model for Upper Cambrian and Lower Ordovician carbonate rocks in the eastern United States, Journal of Research 1: 63–78, 1973.
365. *Harriss R. C.*, Boron regulation in the oceans, Nature 223: 290–291, 1969.
366. *Hart R. A.*, Geochemical and geophysical implications of the reaction between seawater and the oceanic crust, Nature 243: 76–78, 1973.
367. *Hathaway J. C.*, Regional clay mineral facies in estuaries and continental margin of the United States east coast. Pp. 293–316 *in* Environmental Framework of Coastal Plain Estuaries, ed. B. W. Nelson, Geological Society of America Memoir 133, 1972.
368. *Hayden B. P.*, Storm wave climates at Cape Hatteras, North Carolina: recent secular variations, Science 190: 981–983, 1975.
369. *Hayes M. O.*, Lognormal distribution of inner continental shelf widths and slopes. Deep-Sea Research 11: 53–78, 1964.
370. *Hayes M. O.*, Hurricaes as Geological Agents: Case Studies of Hurricanes Carla, 1961, and Cinjy, 1963, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations, no. 61, University of Texas, 54 pp., 1976a.
371. *Hayes M. O.*, Relationship between coastal climate and bottom sediment type on the inner continental shelf, Marine Geology 5: 111–132, 1967b.
372. *Haynes J.*, Symbiosis, wall structure and habitat in foraminifera. Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research 16: 40–43, 1965.
373. *Heath G. R.*, Dissolved silica and deep-sea sediments, Pp. 77–93 *in* Paleo-Oceanography, ed. W. W. Hay, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications no. 20, 1974.
374. *Hecht A. D.* A model for determining Pleistocene paleotemperatures from planktonik foraminiferal assemblages, Micropaleontology 19: 68–77, 1973a.
375. *Hecht A. D.*, Faunal and oxygen isotopic paleotemperatures and the amplitude of glacial/interglacial temperature changes in the equatorial Atlantic, Caribbean Sea and Gulf of Mexico, Journal of Quaternary Research 3: 671–690, 1973b.
376. *Hecht A. D.*, Intraspecific variation in recent populations of *Globigerinoides ruber* and *Globigerinoides trilobius* and their application to paleoenvironmental analysis, Journal of Paleontology 48: 1217–1234, 1974a.
377. *Hecht A. D.*, Quantitative micropaleontology and the amplitude of glacial/interglacial temperature changes in the Caribbean Sea, Gulf of Mexico and

Equatorial Atlantic, Colloques Internationaux de Centre National de la Recherche Scientifique, 219: 211–220, 1974b.
378. *Hedges J. I., Parker P. L.*, Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico, Geochimica et Cosmochimica Acta 40: 1019–1029, 1976.
379. *Heezen B. C.*, Turbidity currents, Pp. 742–775 *in* The Sea, ed. M. N. Hill, vol. 3, Wiley Interscience, New York, 1963.
380. *Heezen B. C., Hollister C. D.*, Deep-sea current evidence from abyssal sediments, Marine Geology 1: 141–174, 1964.
381. *Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F.*, Shaping of the continental rise by deep geostrophic currents, Science, 152: 502–508, 1966.
382. *Hein J. R., Scholl D. W., Miller J.*, Episodes of Aleutian ridge explosive volcanism, Science 199: 137–141, 1978.
383. *Heinrichs T. K., Reimer T. O.*, A sedimentary barite deposit from the Archean Fig Tree Group of the Barberton Mountain Land (South Africa), Economic Geology 72: 1426–1441, 1977.
384. *Heling D.*, Relationships between initial porosity of Tertiary argillaceous sediments and paleosalinity in the Rheintalgraben (SW-Germany), Journal of Sedimentary Petrology 39: 246–254, 1969.
385. *Henderson L. J.*, The Fitness of the Environment. Beacon Press, Boston, 317 pp., 1913.
386. *Hertweck G.* Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer), V. Abfolge der Biofaziesbereiche in den Vorstand- und Shelfsedimenten, Senckenbergiana Maritima 3: 247– 276, 1971.
387. *Hess H. H.*, History of ocean basins, Pp. 599–620 *in* Petrologic Studies: A Volume to Honor A. F. Buddington, ed. A. E. J. Engel, H. L. James and B. F. Leonard. Geological Society of America, 1962. [Имеется перевод: *Хесс Г.* История океанических бассейнов. – В кн.: Новая глобальная тектоника, М., «Мир», 1974, с. 9–26.]
388. *Hirst D. M.*, Relationships between minor elements, mineralogy and depositional environment in carboniferous sedimentary rocks from a borehole at Rookhope (northern Pennines). Sedimentary Geology 2: 5–12, 1968.
389. *Hjulström P. F.* Transportation of detritus by moving water. Pp. 5–31 *in* Recent Marine Sediments, ed. P. D. Trask, 1939.
390. *Hobbs P. V., Harrison H.*, Solar energy absorption, Science 185: 101, 1974.
391. *Hobday D. K.*, Reading H. G., Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the Late Precambrian of Finmark, north Norway, Journal of Sedimentary Petrology 42: 318–324, 1972.
392. *Hoffman P.* Shoaling-upward shale-to-dolomite cycles in the Rocknest Formation (Lower Proterozoic), Northwest Territories, Canada. Pp. 257–265 *in* Tidal Deposits, ed. R. N. Ginsburg, Springer-Verlag, New York, 1975.
393. *Holeman J. N.*, The sediment yield of major rivers of the world, Water Resources Research 4: 737–747, 1968.
394. *Holland H. D.* The abundance of CO_2 in the Earth's atmosphere through geologic time, Pp. 949–954 *in* Origin and Distribution of the Elements, ed. L. H. Ahrens, Pergamon Press, London, 1968.
395. *Holland H. D.*, The geologic history of sea water – an attempt to solve the peroblem, Geochimica et Cosmochimica Acta, 36: 637–651, 1972.
396. *Holland H. D.*, Systematics of the isotopic composition of sulfur in the oceans during the Phanerozoic and its implications for atmospheric oxygen, Geochimica et Cosmochimica Acta 37: 2607–2616, 1973.
397. *Holland H. D.*, The evolution of seawater, Pp. 559–567 *in* The Early History of the Earth, ed. B. F. Windley, John Wiley and Sons, New York, 1976. [Имеется перевод: *Холланд Г. Д.* Эволюция морской воды. – В кн.: Ранняя история Земли, под ред. Б. Уиндли, М., «Мир», 1980, с. 556–565.]
398. *Holland H. D.*, The Chemistry of the Atmosphere and Oceans, Wiley Interscience, New York, 351 pp., 1978.

399. *Holser W. T.*, Catastrophic chemical avents in the history of the ocean, Nature 267: 403–408, 1977.
400. *Howard J. D.*, Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in stratigraphic record, Pp. 215–225 *in* Recognition of Ancient Sedimentary Environments, ed. J. K. Rigby and W. K. Hamblin, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 16, 1972.
401. *Hoyle F.*, The history of the earth, Quarterly Journal of the Royal Astronomical Society 13: 328–345, 1972.
402. *Hsü K. J.* Paleoceanography of the Mesozoic Alpine Tethys, Geological Society of America, Special Paper 170, 44 pp., 1976.
403. *Hsü K. J., Montadert L., Bernoulli D., Cita M. B., Erickson A., Garrison R. E., Kidd R. B., Mèlierès F., Müller C., Wright R.*, History of the Mediterranean salinity crisis, Nature 267: 399–403, 1977.
404. *Huang T. C., Watkins N. D., Shaw D. M., Kennett J. P.*, Atmospherically transported volcanic dust in South Pacific deep sea sedimentary cores at distabces over 3000 km from the eruptive source, Earth and Planetary Science Letters 20: 119–124, 1973.
405. *Hunten D. M.*, The escape of light gases from planetary atmospheres, Journal of the Atmospheric Sciences 30: 1481–1494, 1973.
406. *Hutchins L. W.*, The bases for temperature zonation in geographical distribution, Ecological Monographs 17: 325–335, 1947.
407. *Idso S. G., Brazel A. J.*, Climatological effects of atmospheric particulate pollution, Nature 274: 781–782, 1978.
408. *Ильин А. В., Лисицын А. П.* О происхождении подводных каньонов в связи с особенностями их распространения в Атлантическом океане.– ДАН, 1968, т. 183, вып. 3, с. 693–696.
409. *Imbrie J., Buchanan H.*, Sedimentary structure in modern carbonate sands of the Bahamas, Pp. 149–172 *in* Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation, ed. G. V. Middleton, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 12, 1965.
410. *Imbrie J., Kipp N. G.*, A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a Late Pleistocene Caribbean core. Pp. 72–118 *in* The Late Cenozoic Glacial Ages, ed. K. K. Turekian, Yale University Press, New Haven, 1971.
411. *Imbrie J., van Donk J., Kipp N. G.*, Paleoclimatic investigation of a Late Pleistocene Caribbean deep-sea core: comparisons of isotopic and faunal methods, Quaternary Research 3: 10–38, 1973.
412. *Inman D. L., Brush B. M.*, The coastal challenge, Science, 181: 20–32, 1973.
413. *Inman D. L., Nordstrom C. E.*, On the tectonic and morphologic classification of coasts, Journal of Geology, 79: 1–22, 1971.
414. *Irwin M. L.*, General theory of epeiric clear water sedimentation, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 49: 445–459, 1965.
415. *Jackson T. A., Keller W. D.*, A comparative study of the role of lichens and "inorganic" processes in the chemical weathering of recent Hawaiian lava flows, American Journal of Science 269: 446–466, 1970.
416. *Jahn A. E., Backus R. H.*, On the mesopelagic fish faunas of slope water, Gulf Stream, and northern Sargasso Sea, Deep-Sea Research 23: 223–234, 1976.
417. *Jakeš P., White A. J. R.*, Composition of island arcs and continental growth, Earth and Planetary Science Letters 12: 224–230, 1971.
418. *Jenkins W. J., Beg M. A., Clarke W. B., Wangersky P. J., Craig H.*, Excess ^{3}He in the Atlantic Ocean, Earth and Planetary Science Letters 16: 122–126, 1972.
419. *Jenkins W. J., Edmond J. M., Corliss J. B.*, Excess ^{3}He and ^{4}He in Galapagos submarine hydrothermal waters, Nature 272: 156–158, 1978.
420. *Jenkyns H. C.*, Fossil nodules, Pp. 87–108 *in* Marine Manganese Deposits, ed. G. P. Glasby, Elsevier, Amsterdam, 1977.

421. *Johannes R. E. et al.*, The metabolism of some coral reef communities: a team study of nutrient and energy flux at Eniwetok, BuoScience 22: 541–543, 1972.
422. *Johnson T. C., Hamilton E. L., Berger W. H.*, Physical properties of calcareous ooze: control by dissolution at depth. Marine Geology 24: 259–277, 1977.
423. JOIDES Executive Committee, The Future of Scienfitic Drilling, Department of Oceanography, University of Washington, Seattle, Wash., 92 pp., 1977.
424. *Jones J. B., Segnit E. R.*, The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases, Journal of the Geological Society of Australia 18: 57–68, 1971.
425. *Jones J. G.*, Pillow lavas as depth indicators, American Journal of Science 267: 181–195, 1969.
426. *Jones J. G., Nelson P. H. H.* The flow of basalt lava from air into water – its structural expression and stratigraphic significance, Geological Magazine 107: 13–19, 1970.
427. *Jones M. L., Dennison J. M.*, Oriented fossils as paleocurrent indicators in Paleozoic lutites of southern Appalachians, Journal of Sedimentary Petrology 40: 642–649, 1970.
428. *Joyner W. B.*, Basalt-eclogite transition as a cause for subsidence and uplift, Journal of Geophysical Research 72: 4977–4998, 1967.
429. *Junge C. E.*, The cycle of atmospheric gases – natural and man made. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 98: 711–729, 1973.
430. *Kahle C. F., Floyd J. C.*, Stratigraphic and environmental significance of sedimentary structures in Cayugan (Silurian) tidal flat carbonates, northwestern Ohio, Geological Society of America Bulletin 82: 2071–2098, 1971.
431. *Kastner M., Keene J. B., Gieskes J. M.*, Diagenesis of siliceous oozes. I. Chemical controls of siliceous oozes. I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation – an experimental study, Geochemica et Cosmochimica Acta 41: 1041–1059, 1977.
432. *Казаков А. В.*, Фосфоритные фации и генезис фосфоритов. – Тр. НИУИФ, 1937, вып. 142, Л., с. 110–119.
433. *Keary R.*, Coastal climate and shelf-bootom sediments: a comment, Marine Geology 8: 363–365, 1970.
434. *Keene J. B.*, Cherts and porcellanites from the North Pacific, DSDP Leg 32, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 32: 429–507, 1975.
435. *Keith M. L., Degens E. T.*, Geochemical indications of marine and fresh-water sediments, Pp. 38–61 *in* Research in Geochemistry, ed. P. H. Abelson, John Wiley and Sons, New York, 1959.
436. *Keller W. D.*, Clay minerals as influenced by environments of their formation, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 40: 2689–2710, 1956.
437. *Kellogg W. W., Cadle R. D., Allen E. R., Lazruz A. L., Martell E. A.*, The sulfur cycle. Science 175: 587–596, 1972.
438. *Kellog W. W., Schneider S. H.*, Climate stabilization: for better or for worse? Science 186: 1163–1171, 1974.
439. *Kemp P. H.*, The Chemistry of Borates. Part I. Borax Consolidated, London, 90 pp., 1956.
440. *Kendall C. G. St. C.*, An environmental reinterpretation of the Permian evaporite/carbonate shelf sediments of the Guadalupe Mountains, Geological Society of America Bulletin 80: 2503–2526, 1969.
441. *Kennett J. P.*, Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctica. Science 153: 191–193, 1966.
442. *Kennett J. P., Globorotalia truncatulinoides* as a paleo-oceanographic index, Science 159: 1461–1463, 1968a.
443. *Kennett J. P.*, Latitudinal variation in *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) in surface sediments of the southwest Pacific Ocean, Micropalenotology 14: 305–318, 1968b.
444. *Kennett J. P.*, Phenotypic variation in some Recent and late Cenozoic

planktonik foraminifera. Pp. 1–60 *in* Foraminifera, ed. R. H. Hedley and C. G. Adams, Vol. 2. Academic Press, London, 1976.
445. *Kennett J. P., Burns R. E., Andrews J. E., Churkin M., Jr., Davies T. A., Dumitrica P., Edwards A. R., Galehouse J. S., Packham G. H., van der Lingen G. J.*, Australian-Antarctic continental drift, palaecirculation changes and Oligocene deep-sea erosion, Nature Physical Sciences, 239: 51–55, 1972.
446. *Kennett J. P., Huddlestun P., Clark H. C.*, Paleoclimatology, paleomagnetism and tephrochronology of Late Pleistocene sedimentary cores, Gulf of Mexico, Colloques Internationaux du Centre Nationale de la Recherche Scientifique, 219: 239–250, 1974.
447. *Kennett J. P., McBirney A. R., Thunell R. C.*, Episodes of Cenozoic volcanism in the circum-Pacific region. Journal of Volcanology and Geothermal Research 2: 145–163, 1977.
448. *Kennett J. P., Shackleton N. J.*, Laurentide ice sheet meltwater recorded in Gulf of Mexico deep-sea cores, Science 188: 147–150, 1975.
449. *Kennett J. P., Thunell R. C.*, On explosive Cenozoic volcanism and climatic implications, Science 196: 1231–1234, 1977.
450. *Kennett J. P., Watkins N. D.*, Deep-sea erosion and manganese nodule development in the southeast Indian Ocean, Science 188: 1011–1013, 1975.
451. *Keulegan G. H., Krumbein W. C.*, Stable configuration of bottom slope in a shallow sea and its bearing on geological processes, Transactions American Geophysical Union 30: 855–861, 1949.
452. *King C. A. M.*, Beaches and Coasts. Edward Arnold, London, 403 pp., 1959.
453. *King K., Jr.*, γ-carboxyglutamic acid in fossil bones and its significance for amino acid dating, Nature 273: 41–43, 1978.
454. *Kinsman D. J. J.*, Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Pesrian Gulf. Pp. 302–326 *in* Second Symposium on Salt, ed. J. L. Rau, vol. 1, The Northern Ohio Geological Society, 1966.
455. *Kinsman D. J. J.* Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 53: 830–840, 1969.
456. *Kinsman D. J. J.*, Salt floors geosynclines, Nature 255: 375–378, 1975.
457. *Kinsman D. J. J.*, Evaporites: relative humidity control of primary mineral facies, Journal of Sedimentary Petrology, 46: 273–279, 1976.
458. *Kipp N. G.*, New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. Pp. 3–41 *in* Investigations of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology, ed. R. M. Cline and J. D. Hays, Geological Society of America Memoir 145, 1976.
459. *Klein C., Bricker O. P.*, Some aspects of the sedimentary and diagenetic environment of Proterozoic banded iron-formation, Economic Geology 72: 1457–1470, 1977.
460. *Klein G. de V.* Tidal origin of a Precambrian Quartzite – the lower fine-grained quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland. Journal of Sedimentary Petrology 40: 973–985, 1970.
461. *Klein G. de V.* A sedimentary model for determining paleotidal range, Geological Society of America Bulletin 82: 2585–2592, 1971.
462. *Klein G. de V.* Sedimentary model for determining paleotidal range: reply, Geological Society of America Bulletin 83: 539–546, 1972.
463. *Klein G. de V.*, Estimating water depths from analysis of barrier island and deltaic sedimentary sequences. Geology 2: 409–412, 1974.
464. *Klein G. de V.* Clastic Tidal Facies. Continuing Education Publication Co., Champaign Ill., 149 pp., 1977.
465. *Klein G. de V., Ryer T. A.*, Tidal circulation patterns in Precambrian, Paleozoic, and Cretaceous epeiric and mioclinal shelf seas, Geological Society of America Bulletin 89: 1050–1058, 1978.
466. *Knauth L. P., Epstein S.*, Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. Geochimica et Cosmochimica Acta 40: 1095–1108, 1976.

467. *Knauth L. P., Lowe D. R.*, Oxygen isotopic composition of cherts from the Onverwacht Group (3, 4 b. yrs.), South Africa, with implications for secular variations in the isotopic composition of cherts, Geological Society of America Abstracts with Programs 10: 436, 1978.
468. *Knoll A. H., Barghoorn E. S.*, Archean microfossils showing cell division from the Swaziland System of South Africa, Science 198: 396–398, 1977.
469. *Kobayashi K., Nomura M.*, Iron Sulfides in the sediment cores from the sea of Japan and their geophysical implications, Earth and Planetary Science Letters 16: 200–208, 1972.
470. *Kolehamainen S. E., Morgan T. O.*, Mangrove root communities in a thermally altered bay in Puerto Rico, *In* Abstract of Papers for 35th Annual Meeting of American Society of Limnology and Oceanography, Tallahassee, Florida, 1972.
471. *Kolodny Y., Epstein S.*, Stable isotope geochemistry of deep sea cherts, Geochimica et Cosmochimica Acta 40: 1195–1209, 1976.
472. *Komar P. D., Neudeck R. H., Kulm L. D.*, Observations and significance of deep-water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf. Pp. 601–619 *in* Shelf Sediment Transport: Process and Pattern, ed. D. J. P. Swift, D. B. Duane and O. H. Pilkey. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., 1972.
473. *Kozary M. T., Dunlap J. C., Humphrey W. E.*, Incidence of saline deposits in geological time, Geological Society of America Special Paper 88: 43–57, 1968.
474. *Kramer J. R.*, History of sea water: constant temperature-pressure equilibrium models compared to liquid inclusion analyses. Geochimica et Cosmochimica Acta 29: 921–945, 1965.
475. *Kriausakul N., Mitterer R. M.*, Isoleucine epimerization in peptides and proteins: kinetic factors and application to fossil proteins. Science 201: 1011–1014, 1978.
476. *Krinsley D. H., Donahue J.*, Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. Geological Society of America Bulletin 79: 743–748, 1968.
477. *Krinsley D. H., Friend P. F., Klimentidis R.*, Eolian transport textures on the surfaces of sand grains of Early Triassic age. Geological Society of America Bulletin 87: 130–132, 1976.
478. *Ku T. L.*, Rates of accretion. Pp. 249–267 *in* Marine Mangenese Deposits, ed. G. P. Glasby, Elsevir, Amsterdam, 1977.
479. *Kuenen P. H.*, Marine Geology, John Wiley and Sons, New York. 568 pp., 1950.
480. *Kukal Z.*, Geology of Recent Sediments, Academic Press, London, 490 pp., 1971.
481. *LaBarbera M.*, Precambrian geological history and the origin of the Metazoa, Nature 273: 22–25, 1978.
482. *Labeyrie L., Jr.*, New approach to surface seawater palaotemperatures using $^{18}O/^{16}O$ ratios in silica of diatom frustules, Nature 248: 40–42, 1974.
483. *Lafon G. M., Mackenzie F. T.*, Early evolution of the oceans – a weathering model, Pp. 205–218 *in* Paleo-Oceanography, ed. W. W. Hay, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 20, 1974.
484. *Landergren S.*, Contribution to the geochemistry of boron. II. the distribution of boron in some Swedish sediments, rocks, and iron ores. The boron cycle in the upper lithosphere, Arkiv för Kemi, Mineralogy och Geologi 19A (26): 1–31, 1945.
485. *Landergren S., Manheim F. T.*, Über die Abhängigkeit der Verteilung von Schwermetallen von der Fazies, Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen 10: 173–192, 1963.
486. *Lantzy R. J., Dacey M. F., Mackenzie F. T.*, Catastrophe theory: application to the Permian mass extinction, Geology 5: 724–728, 1977.

487. *Lavelle J. W., Keller G. H., Clarke T. L.*, Possible bottom current response to surface winds in the Hudson Shelf Channel. Journal of Geophysical Research 80: 1953–1956, 1975.
488. *Ledbetter M. T., Johnson D. A.*, Increased transport of Antarctic bottom water in the Vema Channel during the last ice age. Science 194: 837–839, 1976.
489. *Leeder M. R., Zeidan R.*, Giant late Jurassic sabkhas of Arabian Tethys, Nature 278: 42–44, 1977.
490. *Lees A., Buller A. T.*, Modern temperature-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. Marine Geology 13: M67–M73, 1972.
491. *Leetmaa A.*, Effetcs of the winter 1976–1977 on the northwestern Sargasso Sea, Science 198: 188–189, 1977.
492. *Le Pichon X., Melguen M., Sibuet J. C.*, A schematic model of the evolution of the South Atlantic, Pp. 1–48 *in* Advances in Oceanography, ed. H. Charnock and G. Deacon, Plenum Press, New York, 1978.
493. *Lepp H., Goldich S. S.*, Chemistry and origin of iron formations, Geological Society of America Bulletin 70: 1637, 1959.
494. *Lepp H., Goldich S. S.*, Origin of Precambrian iron formations, Economic Geology 59: 1025–1060, 1964.
495. *Lerman J. C.*, Isotope "paleothermometers" on continental matter: assessment, Colloques Internationaux du Centre National de la Recherce Scientifique 219: 163–181, 1974.
496. *Leutze W. P.*, Stratigraphy and paleoenvironments of the phosphatic Miocene strata of North Carolina: discussion, Geological Society of America Bulletin 79: 1433–1436, 1968.
497. *Lewis K. B.*, Size of fossil animals as an indicator of paleotemperatures. Tuatara 16: 62–68, 1968.
498. *Lewis K. B.*, Slumping on a continental slope inclined at 1°–4°, Sedimentology 16: 97–110, 1971.
499. *Lewis W. M., Jr.*, Surface/volume ratio: implications for phytoplankton morphology, Science 192: 885–887, 1976.
500. *Lewontin R. C.*, The Genetic Basis of Evolutionary Change, Columbia University Press, New York, 346 pp., 1974.
501. *Linacre E. T.*, Further notes on a feature of leaf and air temperatures, Archiv für Meteorologie, Greophysik und Bioklimatologie, Serie B, Allgemeine und Biologische Klimatologie 15: 422–436, 1967.
502. *Lisitzin A. P.*, Sedimentation in the World Ocean, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication no. 17, 218 pp., 1972.
503. *Livingston W. C.*, Cooling ofthe sun's photosphere coincident with increased sunspot activity, Nature 272: 340–341, 1978.
504. *Lloyd R. M.*, Variations in the oxygen and carbon isotope ratios of Florida Bay mollusks and their environmental significance, Journal of Geology 72: 82–111, 1964.
505. *Lloyd R. M.*, Oxygen isotope enrichment of sea water by evaporation. Geochimica et Cosmochimica Acta 30: 801–814, 1966.
506. *Lloyd R. M.*, Oxygen-18 composition of oceanic sulfate, Science 156: 1228–1231, 1967.
507. *Lochman-Balk C.*, The Cambrian of the Craton of the United States, Pp. 79–167 *in* Cambrian of the New World, ed. C. H. Holland, Wiley-Interscience, London, 1971.
508. *Lockwood G. W.* Planetary brightness changes: evidence for solar variability, Science 190: 560–562, 1975.
509. *Lohmann K. C.*, Lower Dresbachian (Upper Cambrian) platform-tobasin transition in eastern Nevada and western Utah: an evaluation through lithologic cycle correlation. Brigham Young University Geology Studies 23: 111–122, 1976.
510. *Longinelli A., Craig H.*, Oxygen-18 variations in sulfate ions in sea water and saline lakes, Science 156: 56–59, 1967.
511. *Longinelli A., Nuti S.*, Revised phosphate-water isotopic temperature scale, Earth and Planetary Science Letters 19: 373–376, 1973.

512. *Lovelock J. E., Lodge J. P., Jr.* Oxygen in the contemporary atmosphere, Atmospheric Environment 6: 575–578, 1972.
513. *Lowenstam H. A.*, Biogeochemistry of hard tissues, their depth and possible pressure relationships, Pp. 19–32 *in* Barobiology and the Experimental Biology of the Deep Sea, ed. R. W. Brauer, University of North Carolina Press, Chapel Hill, 1972.
514. *Lucia F. J.*, Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation. Pp. 160–191 *in* Recognition of Ancient Sedimentary Environments, ed. J. K. Rigby and W. K. Hamblin. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 16, 1972.
515. *Ludwick J. C.*, Sand Waves in the tidal entrance to Chesapeake Bay: preliminary observations, Chesapeake Science 11: 98–110, 1970.
516. *Lupton J. E., Weiss R. F., Craig H.*, Mantle helium in hydrothermal plumes in the Galapagos Rift, Nature 267: 603–604, 1977a.
517. *Lupton J. E., Weiss R. F., Craig H.*, Mantle helium in the Red Sea brines, Nature 267: 244–246, 1977b.
518. *Luyedyk B. P., Forsyth D., Phillips J. D.*, Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface waters, Geological Society of America Bulletin 83: 2649–2664, 1972.
519. *MacArthur R. H., Wilson E. O.*, The Theory of Island Biogeography, Princeton University Press, Princeton, N. J., 203 pp., 1967.
520. *Macintyre I. G., Pilkey O. H.*, Preliminary comments on linear sand-surface features, Onslow Bay, North Carolina continental shelf: problems in making detailed sea-floor observations, Maritime Sediments, 5: 26–29, 1969.
521. *Mack G. H., Suttner L. J.*, Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range, Journal of Sedimentary Petrology 47: 89–100, 1977.
522. *Mackenzie F. T.*, Chemistry of seawater. Pp. 106–112 *in* The Encyclopedia of Marine Resources, ed. F. E. Firth, Van Nostrand Reinhold Co. New York, 1969.
523. *Mackenzie F. T.*, Oceans, development of Encyclopedia Britannica, 476–482, 1974.
524. *Mackenzie F. T.*, Sedimentary cycling and the evolution of sea water, Pp. 309–364 *in* Chemical Oceanography, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, vol. 1, 2nd ed. Academic Press, London, 1975.
525. *Mackenzie F. T., Stoffyn M., Wollast R.*, Aluminum in seawater: control by biologic activity, Science 199: 680–682, 1978.
526. *Malmgren B. A., Kennett J. P.*, Test size variation in *Globigerina bulloides* in response to Quaternary palaeoceanographic changes, Nature 275: 123–124, 1978.
527. *Manabe S., Bryan K., Spelman M. J.*, A global ocean-atmosphere climate model, Part I. The atmospheric circulation, Journal of Physical Oceanography 5: 3–29, 1975.
528. *Mangum C. P.*, Temperature sensitivity of metabolism in offshore and intertidal Onuphid polychaetes. Marine Biology 17: 108–114, 1972.
529. *Manheim F. T.*, Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment. Pp. 217–276 *in* Symposium on Marine Geochemistry, ed. D. R. Schink and J. T. Corless, Narragansett Marine Laboratory, University of Rhode Island, Occasional Publication no. 3, 1965.
530. *Manheim F. T., Chan K. M.*, Interstitial waters of Black Sea sediments: new data and review. American Association of Petroleum Geologists Memoir 20: 155–180, 1974.
531. *Manheim F. T., Hathaway J. C., Uchupi E.*, Suspended matter in surface waters of the northern Gulf of Mexico, Limnology and Oceanography 17: 17–27, 1972.
532. *Manheim F. T., Horn M. K.*, Composition of deeper subsurface waters along the Atlantic continental margin. Southeastern Geology 9: 215–236, 1968.

533. *Manheim F. T., Rowe G. T., Jipa D.*, Marine phosphorite formation off Peru, Journal of Sedimentary Petrology 45: 243–251, 1975.
534. *Manheim F. T., Sayles F. L.*, Brines and interstitial brackish water in drill cores from the deep Gulp of Mexico, Science 170: 57–61, 1970.
535. *Margolis S. V., Kennett J. P.*, Cenozoic paleoglacial history of Antarctica recorded in subantarctic deep-sea cores, American Journal of Science 271: 1–36, 1971.
536. *Margolis S. V., Kroopnick P. M., Goodney D. E., Dudley W. C., Mahoney M. E.* Oxygen and carbon isotopes from calcareous nanofossils as palaeoceanographic indicators, Science 189: 555–557, 1975.
537. *Mason C. C., Folk R. L.*, Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas, Journal of Sedimentary Petrology 28: 211–226, 1958.
538. *Mason T. R., von Brunn V.*, Three-Gyr-old stromatolites from South Africa, Nature 266: 47–49, 1977.
539. *Maynard N. G.*, Relationship between diatoms in surface sediments of the Atlantic Ocean and the biological and physical oceanography of overlying waters. Paleobiology 2: 99–121, 1976.
540. *Mazor E.*, Paleotemperatures and other hydrological parameters deduced from noble gases dissolved in groundwaters; Jordan Rift Valley, Israel, Geochimica et Cosmochimica Acta 36: 1321–1336, 1972.
541. *McAleste A. L., Rhoads D. C.*, Birvalves as bathymetric indicators, Marine Geology 5: 383–388, 1967.
542. *McCave I. N.*, Deposition of fine-grained suspended sediment from tidal currents. Journal of Geophysical Research 75: 4151–4159, 1970.
543. *McCave I. N.*, Sand waves in the North Sea off the coast of Holland, Marine Geology 10: 199–225, 1971.
544. *McClennen C. E.*, Sands on continental shelf off New Jersey move in response to waves and currents, Maritimes 17: 14–16, 1973.
545. *McElhinny M. W., Taylor S. R., Stevenson D. J.*, Limits to the expansion of Earth, Moon, Mars, and Mercury and to changes in the gravitational constant, Nature 271: 316–321, 1978.
546. *McGovern W. E.*, The primitive earth: thermal models of the upper atmosphere for a methane-dominated environment, Journal of the Atmospheric Sciences 26: 623–635, 1969.
547. *McIntyre A., Ruddiman W. F., Jantzen R.*, Southward penetrations of the North Atlantic polar front: faunal and floral evidence of large-scale surface water mass movements over the last 225 000 years, Deep-Sea Research 19: 61–77, 1972.
548. *McKee E. D.*, Storm sediments on a Pacific atoll, Journal of Sedimentary Petrology 29: 354–364, 1959.
549. *McKee E. D., Chronic J., Leopold E. B.*, Sedimentary belts in lagoon of Kapingamarangi atoll, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 43: 501–562, 1959.
550. *McKerrow W. S., ed.* The Ecology of Fossils, M. I. T. Press, Cambridge. 383 pp., 1978.
551. *McKerrow W. S.*, Ordovician and Silurian changes in sea level, Journal of the Geological Society of London 136: 137–146, 1979.
552. *McKirdy D. M., Powell T. G.*, Metamorphic alteration of carbon isotopic composition in ancient sedimentary organic matter: new evidence from Australia and South Africa, Geology 2: 591–595, 1974.
553. *McLellan H. J.*, Elements of Physical Oceanography, Pergamon Press, Oxford, 150 pp., 1965.
554. *McManus D. A.*, Criteria of climatic change in the inorganic components of marine sediments, Quarternary Research 1: 72–102, 1970.
555. *Meade R. H.*, Removal of Water and Rearrangement of Particles during the Compaction of Clayey Sediments – Review, Pp. B1–B23 in U. S. Geological Survey, Professional Paper 497-B, 1964.

556. *Meade R. H.*, Errors in using modern stream-load data to estimate natural rates of denudation, Geological Society of America Bulletin 80: 1265–1274, 1969.
557. *Meade R. H.*, Transport and deposition of sediments in estuaries, Pp. 91–120. Environmental Framework of Coastal Plain Estuaries, ed. B. W. Nelson, Geological Society of America Memoir 133, 1972.
558. *Meade R. H.*, Net transport of sediment through the mouths of estuaries: seaward or landward? International symposium on interrelationships of estuaries and continental shelf sedimentation. Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine 7: 207–213, 1974.
559. *Meade R. H.*, Sediment problems in the Savannah River basin. Pp. 105–129 *in* The Future of the Savannah River, (proceedings of a symposium held at Hickory Knob State Park), ed. B. L. Dillman and Stepp J. M. Water Resources Research Institute, Clemson University, 1976.
560. *Meade R. H., Sachs P. L., Manheim F. T., Hathaway J. C., Spencer D. W.*, Sources of suspended matter in waters of the middle Atlantic Bight, Journal of Sedimentary Petrology 45: 171–188, 1975.
561. *Meade R. H., Trimble S. W.*, Changes in sediment loads in rivers of the Atlantic drainage of the United States since 1900. Pp. 99–104 *in* Effects of Man on the Interface of the Hydrological Cycle with the Physical Environment – Symposium (proceedings of the Paris Symposium, September 1974), IAHS-AISH Publication no. 113, 1974.
562. *Meigs P.*, Arid and semiarid climatic types of the world. Pp. 135–138 *in* Proceedings Eighth General Assembly and Seventeenth International Congress of the International Geographical Union, Washington D. C., August 8–15, 1952.
563. *Menard H. W.*, Some rates of regional erosion, Journal of Geology 69: 154–161, 1961.
564. *Menard H. W.*, Epeirogeny and plate tectonics, EOS (American Geophysical Union Transactions) 54: 1244–1255, 1973.
565. *Menard H. W., Smith S. M.*, Hypsometry of ocean basin provinces, Journal of Geophysical Research 71: 4305–4325, 1966.
566. *Menzel D. W.*, Primary productivity, dissolved and particulate organic matter, and the sites of oxidation of organic matter. Pp. 659–678 *in* The Sea, ed. E. D. Goldberg, vol. 5, John Wiley and Sons, New York, 1974.
567. *Merifield P. M., Lamar D. L.*, Sand waves and early earth-moon history. Journal of Geophysical Research 73: 4767–4774, 1968.
568. *Merifield P. M., Lamar D. L.*, Paleotides and the geologic record, Pp. 31–40 *in* Palaeogeophysics, ed. S. K. Runcorn, Academic Press, London, 1970.
569. *Merriam M. F.*, Solar energy absorption. Science 185: 101, 1974.
570. *Meyerson A. L.*, Pollen and paleosalinity analyses from a Holocene tidal marsh sequences, Cape May County, New Jersey, Marine Geology 12: 335–357, 1972.
571. *Michel R., Williams P. M.*, Bomb-produced tritium in the Antarctic Ocean, Earth and Planetary Science Letters 20: 381–384, 1973.
572. *Middleton G. V.*, Johannes Walther's law of the correlation of facies, Geological Society of America Bulletin 84: 979–988, 1973.
573. *Middleton G. V.*, Hydraulic interpretation of sand size distributions, Journal of Geology 84: 405–426, 1976.
574. *Mikkelsen N.*, Preservation of diatoms in glacial to Holocene deep-sea sediments of the equatorial Pacific, Geology 6: 553–555, 1978.
575. *Mikkelsen N., Labeyrie L., Jr., Berger W. H.*, Silica oxygen isotopes in diatoms: a 20 000 year record in deep-sea sediments, Nature 271: 536–538, 1978.
576. *Milliman J. D.*, Atlantic Continental Shelf and Slope of the United States, Petrology of the Sand Fraction of Sediments, Northern New Jersey to Southern Florida, Pp. J1–J40 *in* U. S. Geological Survey Professional Paper 529-J, 1972.
577. *Milliman J. D., Müller J.*, Characteristics and genesis of shallow-water and deep-sea limestones. Pp. 655–672 *in* The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans, ed. N. R. Andersen and A. Malahoff, Plenum Press, New York, 1977.

578. *Mitchell R.*, The evolution of thermophily in hot springs, The Quarterly Review of Biology 49: 229–242, 1974.
579. *Mohr P. A., Wood C. A.*, Volcano spacings and lithospheric attenuation in the eastern rift of Africa, Earth and Planetary Science Letters 33: 126–144, 1976.
580. *Möller F.*, On the influence of changes in the CO_2 concentration in air on the radiation balance of the earth's surface and on the climate, Journal of Geophysical Research 68: 3877–3886, 1963.
581. *Mook W. G.*, Paleotemperatures and chlorinities from stable carbon and oxygen isotopes in shell carbonate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 9: 245–263, 1971.
582. *Mook W. G., Bommerson J. C., Staverman W. H.*, Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. Earth and Planetary Science Letters 22: 169–176, 1974.
583. *Mook W. G., Vogel J. C.*, Isotopic equilibrium between shells and their environment. Science 159: 874–975. 1968.
584. *Moorbath S.*, Age and isotope constraints for the evolution of Archean crust. Pp. 351–360 *in* The Early History of the Earth, ed. B. F. Windley, John Wiley and Sons, London, 1976. [Имеется перевод: Мурбат С. Граничные условия эволюции архейской коры по возрастным и изотопным данным. – В кн.: Ранняя история Земли, под ред. Б. Уиндли, М., «Мир», 1980, с. 356–366.]
585. *Moorbath S.*, Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust, Chemical Geology 20: 151–187, 1977.
586. *Moorbath S., Wilson J. F., Goodwin R., Humm M.*, Further Rb–Sr age and isotope data on early and late Archaean rocks form the Rhodesian craton. Precambrian Research 5: 229–239, 1977.
587. *Moore A. E.*, Controls of post-Gondwanaland alkaline volcanism in southern Africa, Earth and Planetary Science Letters 31: 291–296, 1976.
588. *Moore J. G.*, Submarine basalt from the Revillagedo Islands region, Mexico, Marine Geology 9: 331–345, 1970.
589. *Mörner N. A.*, Eustasy and geoid changes, Journal of Geology 84: 123–151, 1976.
590. *Muehlenbachs K., Clayton R. N.*, Oxygen isotope composition of the oceanic crust and its bearing on seawater. Journal of Geophysical Research 81: 4365–4369, 1976.
591. *Müller G.*, Sedimentary phosphate method for estimating paleosalinities: limited applicability. Science 163: 812–813, 1969.
592. *Müller P. J.*, C/N rations in Pacific deep-sea sediments: effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. Geochimica et Cosmochimica Acta 41: 765–776, 1977.
593. *Müller P. J., Suess E.*, Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic carbon content in the oceans, Deep-sea Research: 1979.
594. *Murray J. W.*, Living foraminiferids of tidal marshes: a review. Journal of Foraminiferal Research 1: 153–161, 1971.
595. *Murray J. W.*, Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. Crane, Russak and Co., New York, 274 pp., 1973.
596. *Murray J. W.*, A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. Marine Geology 22: 103–119, 1976.
597. *Murray S. P.*, Bottom currents near the coast during Hurricane Camille, Journal of Geophysical Research 75: 4579–4582, 1970.
598. *Myers J. S.*, Granitoid sheets, thrusting, and Archean crustal thickening in West Greenland. Geology 4: 265–268, 1976.
599. *Nagle J. S.* Wave and current orientation of shells, Journal of Sedimentary Petrology 37: 1124–1138, 1967.
600. *Nance W. B., Taylor S. R.*, Rare earth element patterns and crustal evolution – II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia, Geochimica et Cosmochimica Acta 41: 225–231, 1977.

601. *Nanz R. H., Jr.* Chemical composition of pre-Cambrian slates with notes of the geochemical evolution of lutites, Journal of Geology 61: 51–64, 1953.
602. *Nagvi S. M., Rao V. D., Narain H.*, The primitive crust: evidence from the Indian Shield, Precambrian Research 6: 323–345, 1978.
603. *Nelson B. W.*, Sedimentary phosphate method for estimating paleosalinities, Science 158: 917–920, 1967.
604. *Newell N. D., Imbrie J., Purdy E. G., Thurber D. L.*, Organism-communities and bottom facies, Great Bahama Bank. American Museum of Natural History Bulletin 117: 177–228, 1959.
605. *Newell R. E.*, Modification of stratospheric properties by trace constituent changes. Pp. 697–699 *in* Man's Impact on the Climate, ed W. H. Matthews, W. W. Kellogg, Robinson G. D., M. I. T. Press, Cambridge, 1971a.
606. *Newell R. E.*, The global circulation of atmospheric pollutants. Scientific American 224: 32–42, 1971b.
607. *Newell R. E., Weare B. C.*, Factors governing troposperic mean temperature. Science 194: 1413–1414, 1976.
608. *Newman M. J., Rood R. T.*, Implications of solar evolution for the earth's early atmosphere. Science 198: 1035–1037, 1977.
609. *Nicholls G. D.*, Trace elements in sediments: an assessment of their possible utility as depth indicators. Marine Geology 5: 539–555, 1967.
610. *Nichols M. M.*, Response and recovery of an estuary following a river flood. Journal of Sedimentary Petrology 47: 1171–1186, 1977.
611. *Nicol D.* Some characteristics of coldwater marine pelecypods. Journal of Paleontology 41: 1330–1340, 1967.
612. *Niino H., Emery K. O.*, Continental shelf off northeastern Asia, Journal of Sedimentary Petrology 36: 152–161, 1966.
613. *Николаева И. В.* Глауконит и палеогеографические реконструкции.– Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 51–57.
614. *Ninkovich D., Donn W. L.*, Explosive Cenozoic volcanism and climatic implications, Science 194: 899–906, 1976.
615. *Odum E. P.*, Earth as a productive system (revier of Primary Productivity of the Biosphere, ed. H. Leith and R. H. Whittaker, 1975). Science 193: 138, 1976.
616. *Oehler D. Z., Schopf J. W., Kvenvolden K. A.*, Carbon isotopic studies of organic matter in Precambrian rocks. Science 175: 1246–1248, 1972.
617. *Oehler D. Z., Smith J. W.*, Isotopic composition of reduced and oxidized carbon in Early Archean rocks from Isua, Greenland, Precambrian Research 5: 221–228, 1977.
618. *Off T.*, Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 47: 324–341, 1963.
619. *Olausson E.*, Le climat au Pleistocene et la circulation des océans, Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique 11: 251–264, 1969.
620. *Olson W. S.*, Sedimentary model for determining paleotidal range: discussion. Geological Society of America Bulletin 83: 537–538, 1972.
621. *Olsson R. K.*, Pleistocene paleoceanography and *Globigerina pachyderma* (Ehrenberhg) in site 36, DSDP, northeastern Pacific, Journal of Foraminiferal Research 4: 47–60, 1974.
622. *Öpik E. J.*, Climatic change and the onset of the ice ages. Irish Astronomical Journal 8: 153–157, 1968.
623. *Orr W. L., Gaines A. G., Jr.*, Observations on rate of sulfate reduction and organic matter oxidation in the bottom waters of an estuarine basin: the upper basin of the Pettaquamscutt River (Rhode Island), Pp. 791–812 *in* Advances in Organic Geochemistry, 1973 (proceedings of the 6th International Congress of Organic Geochemistry, France), 1973.
624. *Orr W. N.*, Secondary calcification in the foraminiferal genus *Globorotalia*. Science 157: 1554–1555, 1967.
625. *Ostenso N. A.*, Arctic Ocean. Pp. 49–55 *in* The Encyclopedia of Oceanography, ed. R. W. Fairbridge. Van Nostrand Rheinhold Co., New York, 1966.

626. *Östlund H. G., Dorsey H. G., Rooth C. G.*, GEOSECS North Atlantic radiocarbon and tritium results, Earth and Planetary Science Letters 23: 69–86, 1974.
627. *Oversby V. M.*, Lead isotopes in Archaean plutonic rocks, Earth and Planetary Science Letters 38: 237–248, 1978.
628. *Owens J. P., Sohl N. F.*, Glauconites from New Jersey – Maryland coastal plain: their K-Ar ages and application in stratigraphic studies, Geological Society of America Bulletin 84: 2181–2838, 1973.
629. *Ozima M.*, Ar isotopes and earth-atmosphere evolution models. Geochimica et Cosmochimica Acta 39: 1127–1134, 1975.
630. *Pannella G.*, Paleontological evidence on the earth's rotational history since early Precambrian. Astrophysics and Space Science 16: 212–237, 1972.
631. *Pannella G.*, Geophysical inferences from stromatolite lamination. Pp. 673–685 *in* Stromatolites, ed. M. R. Walter. Developments in Sedimentology, no. 20, Elsevier, Amsterdam, 1976.
632. *Parker R. J., Siesser W. G.*, Petrology and origin of some phosphorites from the South African continental margin, Journal of Sedimentary Petrology 42: 434–440, 1972.
633. *Parmenter C., Folger D. W.*, Eolian biogenic detritus in deep sea sediments: a possible index of equatorial ice age aridity, Science 185: 695–697, 1974.
634. *Parsons B., Sclater J. G.*, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. Journal of Geophysical Research 82: 803–827, 1977.
635. *Passega R.*, Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensions, Sedimentology 24: 723–733, 1977.
636. *Patrick W. H., Jr., Gotoh S., Williams B. G.*, Strengite dissolution in flooded soils and sediments, Science 179: 564–565, 1973.
637. *Patterson C., Tatsumoto M.*, The significance of lead isotopes in detrital feldspar with respect to chemical differentiation within the earth's mantle, Geochimica et Cosmochimica Acta 28: 1–22, 1964.
638. *Perry E. A., Jr.*, Diagenesis and the validity of the boron paleosalinity technique. American Journal of Science 272: 150–160, 1972.
639. *Perry E. C., Jr.*, The oxygen isotope chemistry of ancient cherts. Earth and Planetary Science Letters 3: 62–66, 1967.
640. *Perry E. C., Jr., Ahmad S. N., Swulius T. M.*, The oxygen isotope composition of 3 800 m. y. old metamorphosed chert and iron formation from Isukasia, West Greenland, Journal of Geology 86: 223–239, 1978.
641. *Perry E. C., Jr., Monster J., Reimer T. O.*, Sulfur isotopes in Swaziland system barites and the evolution of the earth's atmosphere. Science 171: 1015–1016, 1971.
642. *Perry E. C., Jr., Tan F. C.*, Significance of oxygen and carbon isotope variations in early Precambrian cherts and carbonate rocks of southern Africa, Geological Society of America Bulletin 83: 647–664, 1972.
643. *Peters K. E., Sweeney R. E., Kaplan I. R.*, Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter, Limnology and Oceanography 23: 598–604, 1978.
644. *Petterssen S.*, Introduction to Meteorology, 3rd ed. McGraw-Hill Book Co., New York, 333 pp., 1969.
645. *Phleger F. B.*, Foraminiferal ecology and marine geology, Marine Geology 1: 16–23, 1964.
646. *Pilkey O. H., Blackwelder B. W.*, Mineralogy of the sand size carbonate fraction of some recent marine terrigenous and carbonate sediments, Journal of Sedimentary Petrology 38: 799–810, 1968.
647. *Pilkey O. H., Trumbull J. V. A., Busgh D. M.*, Equilibrium shelf sedimentation, Rio de la Plata shelf, Puerto Riro, Journal of Sedimentary Petrology 48: 389–400, 1978.
648. *Pimentel D., Terhune E. C., Dyson-Hudson R., Rochereau S., Samis R., Smith E. A., Demnan D., Reifschneider D., Shepard M.*, Land degradation: effects on food and energy resources, Science 194: 149–155, 1976.

649. *Piper D. Z., Codispoti L. A.*, Marine phosphorite deposits and the nitrogen cycle. Science 188: 15–18, 1975.
650. *Playford P. E., Cockbain A. E., Druce E. C., Wray J. L.*, Devonian stromatolites from the Canning Basin, Western Australia. Pp. 543–563 *in* Stromatolites, ed. M. R. Walter Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology, no. 20, 1976.
651. *Plumley W. J., Risley G. A., Graves R. W., Jr., Kaley M. E.*, Energy index for limestone interpretation and classification. Pp. 85–107 *in* classification of Carbonate Rocks, ed. W. E. Ham. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 1962.
652. *Pocklington R.* Climatic trends in the North Atlantic, Nature 273: 407, 1978.
653. *Pollack J. B., Toon O. B., Sagan C., Summers A., Baldwin B., Van Camp W.*, Volcanic explosions and climatic change: a theoretical assessment. Journal of Geophysical Research 81: 1071–1083, 1976.
654. *Pople W., Mensah M. A.*, Evaporation as the upwelling mechanism in Ghanaian coastal maters, Nature Physical Science 234: 18–20, 1971.
655. *Porrenga D. H.*, Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. Marine Geology 5: 495–501, 1967a.
656. *Porrenga D. H.*, Influence of grinding and heating of layer silicates on boron sorption, Geochimica et Cosmochimica Acta 31: 309–312, 1967b.
657. *Postma H.*, Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. Pp. 158–179 *in* Estuaries, ed. G. H. Lauff. Ed. American Association for the Advancement of Science, Publication no. 83, Washington, D. C., 1967.
658. *Potter P. E.*, Significance and origin of big rivers, Journal of Geology 86: 13–33, 1978.
659. *Potter P. E., Pettijohn F. J.*, Paleocurrents and Basin Analysis, 2nd ed. Springer-Verlag, New York, 426 pp., 1977.
660. *Potter P. E., Shimp N. F., Witters J.*, Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 27: 669–694, 1963.
661. *Pratt R. M.*, Bottom currents on the Blake Plateau, Deep-Sea Research 10: 245–249, 1963.
662. *Priestley C. H. B.*, The limitation of temperature by evaporation in hot climates. Agricultural Meteorology 3: 241–246, 1966.
663. *Prince R. A., Resig J. M., Kulm L. D., Moore T. C., Jr.*, Uplifted turbidite basins on the seaward wall of the Peru Trench. Geology 2: 607–611, 1974.
664. *Prospero J. M., Nees R. T.*, Dust concentration in the atmosphere of the equatorial North Atlantic: possible relationship to the Sahelian, Science 196: 1196–1198, 1977.
665. *Purser B. H., ed.*, The Persian Gulf Springer-Verlag, New York, 471 pp., 1973.
666. *Ramsay A. T. S., ed.*, Oceanic Micropaleontology. 2 vols. Academic Press, New York, 1, 453 pp., 1977a.
667. *Ramsay A. T. S.*, Sedimentological clues to Palaeo-Oceanography. Pp. 1371–1453 *in* Oceanic Micropaleontology, ed. A T. S. Ramsay, vol. 2. Academic Press, New York, 1977b.
668. *Rankama K.*, Geological evidence of chemical composition of the Precambrian atmosphere. Pp. 651–664 *in* Crust of the Earth, ed. A Poldevaart. Geological Society of America Special Paper 62, 1955.
669. *Rasool S. I., Schneider S. H.*, Atmospheric carbon dioxide and aerosols: effects of large increases on global climate. Science 173: 138–141, 1971.
670. *Rasool S. I.*, Aerosol concentrations: effect on planetary temperatures. Science 175: 95–96, 1972.
671. *Ratner M. I., Walker J. C. G.*, Atmospheric ozone and the history of life, Journal of the Atmospheric Sciences 29: 803–808, 1972.
672. *Raup D. M.*, Species diversity in the Phanerozoic: a tabulation. Paleobiology 2: 279–288, 1976a.
673. *Raup D. M.*, Species diversity in the Phanerozoic: an interpretation. Paleobiology 2: 289–297, 1976b.

674. *Redfield A. C.*, The processes determining the concentrations of oxygen, phosphate, and other organic derivatives within the depths of the Atlantic Ocean, Papers in Physical Oceanography and Meterology. Massachussetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution 9: 1–22, 1942.
675. *Redfield A. C.* The biological control of chemical factors in the environment. American Scientist 46: 205–221, 1958a.
676. *Redfield A. C.*, The influence of the continental shelf on the tides of the Atlantic Coast of the United States, Journal of Marine Research 17: 432–448, 1958b.
677. *Reid J. L.*, Intermediate Waters of the Pacific Ocean, Johns Hopkins Oceanographic Studies, no. 2, Johns Hopkins University Press, Baltimore. 85 pp., 1965.
678. *Reid J. L., Brinton E., Fleminger A., Venrick E. L., McGowan J. A.*, Ocean circulation and marine life. Pp. 65–130 *in* Advances in Oceanography, ed. H. Charnock and G. Deacon. Plenum Press, New York, 1978.
679. *Reid R. E. H.*, Bathymetric distribution of Calcarea and Hexactinellida in the present and the past, Geological Magazine 105: 546–559, 1968.
680. *Reineck H.-E., Gutmann W. F., Hertweck G.*, Das Schickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen, Senskenbergiana Lethaea 48: 219–275, 1967.
681. *Reineck H.-E., Singh I. B.*, Depositional Sedimentary Environments, Springer-Verlag, Berlin, 439 pp., 1973.
682. *Reineck H.-E., Wunderlich F.*, Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology 11: 99–104, 1968.
683. *Revelle R.*, On the history of the oceans. Journal of Marine Research 14: 46–461, 1955.
684. *Reynolds R. C., Jr.*, Potassium-rubidium ratios and polymorphism in illites and microclines from the clay size fractions of proterozoic carbonate rocks, Geochimica et Cosmochimica Acta 27: 1097–1112, 1963.
685. *Reynolds R. C., Jr.*, The concentration of boron in Precambrian seas. Geochimica et Cosmochimica Acta 29: 1–16, 1965.
686. *Richards F. A.*, The enhanced preservation of organic matter in anoxic marine environments. Pp. 399–411 *in* Organic Matter in Natural Waters, ed. D. W. Hood. Institute of Marine Science, Occasional Publication, no. 1, 1970.
687. *Richards F. A.*, Anoxic verus oxic environments. Pp. 201–217 *in* Impingement of Man on the Oceans, ed. D. W. Hood, John Wiley and Sons, New York, 1971.
688. *Riech V., von Rad U.*, Silica diagenesis in the Atlantic Ocean: diagenetic potential and transformations. Results of Deep Drilling in Atlantic Ocean, ed. M. Talwani and W. B. F. Ryan, Proceedings of the Second Maurice Ewing Symposium (1978). v. 2, American Geophysical Union, 1969.
689. *Robertson A. H. F., Hudson J. D.*, Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus. Pp. 403–436 *in* Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea, ed. K. J. Hsü and H. C. Jenkyns. Special Publications of the International Association of Sedimentologists, no. 1. 1974.
690. *Rogers J. J. W.*, Three arguments for continual evolution of sial throughout geologic time. Pp. 27–39 *in* Chemical Evolution of the Early Precambrian, ed. C. Ponnamperuma, Academic Press, New York, 1977.
691. *Rogers M. A., Koons C. B.*, Organic carbon δC^{13} values from Quarternary marine sequences in the Gulf of Mexico: a reflection of paleotemperature changes. Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies 19: 531–534, 1969.
692. *Ronov A. B.*, Probable changes in the composition of sea water during the course of geological time, Sedimentology 10: 25–43, 1968.
693. *Ronov A. B., Khain V. Ye., Balukhowskiy A. N., Seslavinskiy K. B.*, Changes in distribution, volumes, and rates of deposition of sedimentary and volcanogenic

deposits during the Phanerozoic (with the present continents). International Geology Review 19: 1297–1304, 1977.
694. *Ronov A. B., Korzina G. A.*, Phosphorus in sedimentary rocks, Geochemistry, no. 8, pp. 805–829, 1960.
695. *Ronov A. B., Migdisov A. A.*, Geochemical history of the crystalline basement and the sedimentary cover of the Russian abd North American platforms. Sedimentology 16: 137–185, 1971.
696. *Roscoe S. M.*, Huronian Rocks and Uraniferous Conglomerates. Geological Survey of Canada, Paper 68–40, 205 pp., 1968.
697. *Rosenberg G. D., Runcorn S. K., eds.*, Growth Rhythms and the History of the Earth's Rotation, Wiley-Interscience, New York, 560 pp., 1975.
698. *Ross C. A.*, Paleoecology of fusulinaceans. Pp. 301–318 *in* 1968 Proceedings International Paleontological Union, 23rd International Geological Congress, 1968.
699. *Ross R. J., Jr.*, Ordovician sedimentation in the western United States, Pp. 73–105 *in* The Ordovician System, ed. M. G. Bassett. University of Wales Press, Cardiff, 1976.
700. *Rossiter J. R.*, The North Sea storm surge of 31 January and 1 February 1953. Philosophical Transactions of the Roayl Society of London, Series A 246: 371–400, 1954.
701. *Rubey W. W.*, Geologic history of sea water. Geological Society of America Bulletin 62: 1111–1147. (Reprinted in The Origin and Evolution of Atmospheres and Oceans, ed. P. J. Brancazio and A. G. W. Cameron [John Wiley and Sons, New York, 1964], pp. 1–63.)
702. *Ruddiman W. F.*, Investigations of Quaternary climate based on planktonic foraminifera, Pp. 101–162 *in* Oceanic Micropaleontology, ed. A. T. S. Ramsay, vol. 1, Academic Press, New York, 1977.
703. *Russell K. L.*, Oceanic ridges and eustatic changes in sea level, Nature 218: 861–862, 1968.
704. *Sackett W. M., Eckelmann W. R., Bender M. L., Bė A. W. H.*, Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments, Science 148: 235–237, 1965.
705. *Sackett W. M., Moore W. S.*, Isotopic variations of dissolved inorganic carbon. Chemical Geology 1: 323–328, 1966.
706. *Sackett W. M., Poag C. W., Eadie B. J.*, Kerogen recycling in the Ross Sea, Antarctica, Science 185: 1045–1047, 1974.
707. *Sagan C., Mullen G.*, Earth and Mars: evolution of atmospheres and surface temperatures, Science 177: 52–56, 1972.
708. *Sagoe K. O., Visher G. S.*, Population breaks in grain-size distributions of sand – a theoretical model. Journal of Sedimentary Petrology 47: 285–310, 1977.
709. *Sandqerg P. A.*, New intepretations of Great Salt Lake ooids and ancient non-skeletal mineralogy, Sedimentology 22, 497–537, 1975.
710. *Sanders H. L., Hessler R. R., Hampson G. R.*, An Introduction to the study of deep-sea benthic faunal assemblages along the Gay Head-Bermuda transect. Deep-Sea Research 12: 845–867, 1965.
711. *Sapper K.*, Vulkankunde. Englehorn, Stuttgart, 358 pp., 1927.
712. *Sarnthein M., Diester-Haass L.*, Eolian-sand turbidites. Journal of Sedimentary Petrology 47: 868–890, 1977.
713. *Saunders W. B., Wehman D. A.*, Shell strength of Nautilus as a depth limiting factor. Paleobiology 3: 83–89, 1977.
714. *Savin S. M., Douglas R. C., Stehli F. G.*, Tertiary marine paleotemperatures, Geological Society of America Bulletin 86: 1499–1510, 1975.
715. *Savin S. M., Stehli G. F.*, Interpretation of oxygen isotope paleotemperature measurements: effect of the O^{18}/O^{16} ratio of sea water, depth stratification of foraminifera, and selective solution. Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique 219: 183–191, 1974.
716. *Saxena S. K.*, The Charnockite geotherm. Science 198: 614–617, 1977.

717. *Sayles F. L., Manheim F. T.*, Interstitial solutions and diagenesis in deeply buried marine sediments: results from the Deep Sea Drilling Project, Geochimica et Cosmochimica Acta 39: 103–127, 1975.
718. *Scheltema R. S.*, Larval dispersal as a means of genetic exchange between geographically separated populations of shallow-water benthic marine gastropods, Biological Bulletin 140: 284–322, 1971.
719. *Schidlowski M., Appel P. W. U., Einchmann R., Junge C. E.*, Carbon isotope geochemistry of the $3{,}7 \times 10^9$ yr old Isua sediments, West Greenland: implications for the Archean carbon and oxygen cycles. Geochimica et Cosmochimica Acta 43: 1–11, 1979.
720. *Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. E.*, Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget, Precambrian Research 2: 1–69, 1975.
721. *Schidlowski M., Junge C. E., Pietrek H.*, Sulfur isotope variations in marine sulfate evaporites and the Phanerozoic oxygen budget, Journal of Geophysical Research 82: 2557–2565, 1977.
722. *Schiegl W. E.*, Deutrium content of peat as a paleoclimatic recorder, Science 175: 512–513, 1972.
723. *Schilling J.-C., Unni C. K., Bender M. L.*, Origin of chlorine and bromine in the oceans, Nature 273: 631–636, 1978.
724. *Schindler D. W.*, Evolution of phosphorus limitation in lakes, Science 195: 260–262, 1977.
725. *Schmalz R. F.*, Deep-water evaporite deposition: a genetic model, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 53: 798–823, 1969.
726. *Schneider S. H.*, Atmospheric particles and climate: can we evaluate the impact of man's activities? Quaternary Research 2: 425–435, 1972a.
727. *Schneider S. H.*, Cloudiness as a global climatic feedback mechanism: the effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness, Journal of the Atmospheric Sciences 29: 1413–1422, 1972b.
728. *Schnitker D.*, Distribution of foraminifera on a portion of the continental shelf of the Golfe de Gascogne (Gulf of Biscay), Bulletin Centre Recherche Pau-SNPA 3: 33–64, 1969.
729. *Schnitker D.*, West Atlantic abyssal circulation the past 120 000 years, Nature 248: 385–387, 1974.
730. *Scholle P. A., Arthur M. A.*, Carbon-isotopic fluctuations in Upper Cretaceous sediments: an indicator of paleo-oceanic circulation. Geological Society of America Abstracts with Programs 8: 1089, 1976.
731. *Schopf J. W.*, The evolution of the earliest cells, Scientific American 239: 110–138, 1978.
732. *Schopf T. J. M.*, Conodonts of the Trenton Group (Ordovician) in New York, Southern Ontario and Quebec, New York State Museum and Science Service, Bulletin 405, 105 pp., 1966.
733. *Schopf T. J. M.*, Paleoecology of ectoprocts (bryozoans), Journal of Paleontology 43: 234–244, 1969.
734. *Schopf T. J. M.*, Taxonomic diversity gradients of ectoprocts and bivalves and their geologic implications, Geological Society of America Bulletin 81: 3765–3768, 1970.
735. *Schopf T. J. M.*, Permo-Triassic extinctions: relation to sea-floor spreading. Journal of Geology 82: 129–143, 1974.
736. *Schopf T. J. M.*, Oceans of the geological past (Review of Studies in Paleo-Oceanograpgy, ed. W. W. Hay, 1974), Science 187: 1189–1190, 1975.
737. *Schopf T. J. M.*, Fossilization potential of an intertidal fauna: Friday Harbor, Washington, Paleobiology 4: 261–270, 1978.
738. *Schopf T. J. M.*, The role of biogeographic provinces in regulating marine faunal diversity through geologic time. Pp. 449–457 *in* Historical Biogeography, Plate Tectonics, and the Changing Environment, ed. J. Cray and A. J. Boucot. Biology Colloquium, Oregon State University, 1979.

739. *Schopf T. J. M., Farmanfarmaian A., Gooch J. L.*, Oxygen consumption rates and their paleontological significance. Journal of Paleontology 45: 247–252, 1971.
740. *Schopf T. J. M., Fisher J. B., Smith C. A. F., III.* Is the marine latitudinal diversity gradient merely another example of the species area curve? Pp. 365–386 *in* Genetics, Ecology, and Evolution of Marine Organisms, ed. J. Beardmore and B. Battaglia, Plenum Press, New York, 1978.
741. *Schopf T. J. M., Gooch J. L.*, A natural experiment to test the hydpothesis that loss of genetic variability was responsible for mass extinctions of the fossil record, Journal of Geology 80: 481–483, 1972.
742. *Schreiber B. C., Schreiber E.*, The salt that was, Geology 5: 527–528, 1977.
743. *Schroeder R. A., Bada J. L.*, Glacial.postglacial temperature difference deduced from aspartic acid recemization in fossil bones, Science 182: 479–482, 1973.
744. *Schroeder R. A., Bada J. L.*, A review of the geochemical applications of the amino acid racemization reaction, Earth-Science Reviews 12: 347–391, 1976.
745. *Schubel J. R.*, Effects of Tropical Storm Agnes on the suspended solids of the northern Chesapeake Bay. Pp. 113–132 *in* Suspended Solids in Water, ed. R. J. Gibbs, Plenum Press, New York, 320 pp., 1974.
746. *Schumm S. A.*, Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation, Geological Society of America Bulletin 79: 1573–1588, 1968.
747. *Schawb F. L.*, Modern and ancient sedimentary basins: comparative accumulation rates. Geology 4: 723–727, 1976.
748. *Schwab F. L.*, Secular trends in the composition of sedimentary rock assemblages – Archean through Phanerozoic time, Geology 6: 532–536, 1978.
749. *Schwartzman D. W.*, Argon degassing models of the earth. Nature Physical Science 245: 20–21, 1973.
750. *Sclater J. G., Abbott D., Thiede J.*, Paleobathymetry and sediments of the Indian Ocean. Pp. 25–59 *in* Indian Ocean Geology and Biostratigraphy Studies Following Deep-Sea Legs 22 to 29, ed. J. R. Heirtzler, H. M. Bolli, T. A. Davies, J. V. Saunders and J. G. Sclater, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1977.
751. *Sclater J. G., Hellinger S., Tapscott C.*, The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. Journal of Geology 85: 509–552, 1977.
752. *Sellers W. D.*, A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system, Journal of Applied Metrology 8: 392–400, 1969.
753. *Sellers W. D.*, A new global climatic model. Journal of Applied Metrology 12: 241–254, 1973.
754. *Sellwood B. W.*, Regional environmental changes across a Lower Jurassic stage-boundary in Britain, Palaeontology 15: 125–157, 1972.
755. *Sen Gupta B. K., Kilbourne R. T.*, Diversity of benthic formaminifera on the Georgia continental shelf. Geological Society of America Bulletin 85: 969–972, 1974.
756. *Sepkoski J. J., Jr.*, Species diversity in the, Phanerozoic: species-area effects. Paleobiology 2: 298–303, 1976.
757. *Sepkoski J. J., Jr.*, A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. I. Analysis of marine orders. Paleobiology 4: 223: – 251, 1978.
758. *Shackleton N. J.*, Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. Nature 215: 15–17, 1967.
759. *Shackleton N. J.*, Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique 219: 203–209, 1974.
760. *Shackleton N. J.*, Carbon-13 in Uvigerina: tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. Pp. 401–427 *in* The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans, ed. N. R. Andersen and A. Malahoff. Plenum Press, New York. 1977.
761. *Shackleton N. J., Kennett J. P.*, Paleotemperature history of the Cenozoic and

the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, 281. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 29: 743–755, 1975.
762. *Shackleton N. J., Opdyke N. D.*, Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific Core V28–238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. Journal of Quaternary Researth 3: 39–55, 1973.
763. *Sharma G. D., Naidu A. S., Hood D. W.*, Bristol Bay: model contemporary graded shelf. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 56: 2000–2012, 1972.
764. *Shaw A. B.*, Time in Stratigraphy. McGraw-Hill Book Co., New York, 365 pp., 1964.
765. *Shaw D. M.*, Development of the early continental crust. Part 2. Prearchean, Protoarchean and later eras. Pp. 33–53 *in* The Early History of the Earth, ed. B. F. Windley. John Wiley and Sons, London, 1976. [Имеется перевод: *Шоу Д. М.* Развитие ранней континентальной земной коры. Часть 2: Доархейская, протоархейская и более поздние эры.– В кн.: Ранняя история Земли, под ред. Б. Уиндли, М., «Мир», 1980. с. 40–63.]
766. *Shea J. H.*, Deficiencies of clastic particules of certain sizes. Journal of Sedimentary Petrology 44: 985–1003. 1974.
767. *Sheldon R. P., Maughan E. K., Cressman E. R.*, Environment of Wyoming and adjacent states: Interval B. Pp. 48–54 *in* Paleotectonic Maps of the Permian System, by E. D. McKee and S. S. Oriel et al., U. S. Geological Survey, Miscellaneous Geologic Investigations Map, 1–450, 1967.
768. *Shepard F. P.*, Submarine Geology, 2nd ed. Harper & Row, New York, 557 pp., 1963. [Имеется перевод: *Шепард Ф. П.* Морская геология, 3-е изд.– Л.: «Недра», 1976.]
769. *Shepard F. P., Emery K. O., Gould H. R.*, Distribution of sediments on East Asiatic Continental Shelf. Pp. 1–64 *in* Allan Hancock Foundation Publications, Occasional Paper no. 9, 1949.
770. *Shepard F. P., Marshall N. F.*, Currents along floors of submarine canyons, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 57: 244–264, 1973.
771. *Shepard F. P., Young R.*, Distinguishing between beach and dune sands. Journal of Sedimentary Petrology 31: 196–214, 1961.
772. *Shimp N. F., Witters J., Potter P. E., Schleicher J. A.*, Distinguishing marine and freshwater muds, Journal of Geology 77: 566–580, 1969.
773. *Shinn E. A., Lloyd R. M., Ginsburg R. N.*, Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas, Journal of Sedimentary Petrology 39: 1202–1228, 1969.
774. *Shreve R. L.*, Variation of mainstream length with basin area in river networks, Water Resources Research 10: 1167–1177, 1974.
775. *Sibley D. F., Vogel T. A.*, Chemical mass balance of the earth's crust: the calcium dilemma (?) and the role of pelagic sediments, Science 192: 551–553, 1967.
776. *Siesser W. G.*, Relict and Recent beachrock from southern Africa, Geological Society of America Bulletin 85: 1849–1854, 1974.
777. *Siever R.*, Sedimentological consequences of a steady-state ocean-atmosphere, Sedimentology 11: 5–29, 1968.
778. *Sillén L. G.*, Regulation of O_2, N_2, and CO_2 in the atmosphere: thoughts of a laboratory chemist, Tellus 18: 198–206, 1966.
779. *Silver M. W., Shanks A. L., Trent J. D.*, Marine snow: microplankton habitat and source of small-scale patchiness in pelagic polulations, Science 201: 371–373, 1978.
780. *Silverman M. P., Munoz E. F.*, Fungal attack on rock: solubilization and altered infrared spectra, Science 169: 985–987, 1970.
781. *Simpson P. R., Bowles J. F. W.*, Uranium mineralization of the Witwatersrand and Dominion Reef systems, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 286: 527–548, 1977.

782. *Sindowski K.*, Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume, Geologisches Jahrbuch herausgegeben von den Geologischen Landesanstalten der Bundesrepublik Deutschland 73: 235–278, 1957.
783. *Singh I. B.*, Depositional environment of the Upper Vindhyan sediments in the Satna-Maihar area, Madhya Pradesh, and its bearing on the evolution of Vindhyan sedimentation basin, Journal of the Palaeontological Society of India 19: 48–70, 1976.
784. *Sloss L. L.*, Evaporite deposition from layered solutions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 53: 776–789, 1969.
785. *Smith B. N.*, Natural abundabce of the stable isotopes of carbon in biological systems, BioScience 22: 226–231, 1972.
786. *Smith E. V. P., Gottlieb D. M.*, Solar flux and its variations, Space Science Reviews 16: 771–802, 1974.
787. *Smith J. D., Hopkins T. S.*, Sediment transport on the continental shelf off of Washington and Oregon in light of Recent current measurements. Pp. 143–180 *in* Shelf Sediment Transport: Process and Pattern, ed. D. J. P. Swift, D. B. Duane, and O. H. Pilsey. Dowden, Hutchinson and Ros, Stroudsburg, Pa., 1972.
788. *Soutar A., Crill P. A.*, Sedimentation and climatic patterns in the Santa Barbara Basin during the nineteenth and twentieth centuries, Geological Society of America Bulletin 88: 1161–1172, 1977.
789. *Spencer D. W.*, The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments, Journal of Sedimentary Petrology 33: 180–190, 1963.
790. *Spencer D. W.*, Factors affecting element distributions in a Silurian graptolite band, Chemical Geology 1: 221–249, 1966.
791. *Spencer D. W., Degens E. T., Kulbicki G.*, Factors affecting element distribution in sediments. Pp. 981–998 *in* Origin and Distribution of the Elements, ed. L. H. Ahrens, Pergamon Press, Oxford, 1968.
792. *Srinivasan M. S., Kennett J. P.*, Secondary calcification of the planktonik foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* as a climatic index. Science 186: 630–632, 1974.
793. *Stahl W., Jordan R.*, General considerations on isotopic paleotemperature determinations and analyses on Jurassic ammonites, Earth and Planetary Science Letters, 6: 173–178, 1969.
794. *Stehli F. G.*, Some applications of foraminiferal ecology, Pp. 223–240 *in* Proceedings of the 2nd West African Micropaleontological Colloquim (Ibadan, 1965), ed. J. E. van Hinte, E. H. Brill, Leiden, 1966.
795. *Stehli F. G., Douglas R. G., Kafescioglu I. A.*, Models for the evolution of planktonic foraminifera. Pp. 116–129 *in* Models in Paleobiology, ed. T. J. M. Schopf. Freeman, Cooper & Co. San Francisco, 1972.
796. *Stehli F. G., Douglas R. G., Newell N. D.*, Generation and maintenance of gradients in taxonomic diversity, Science 164: 947–949, 1969.
797. *Stehli F. G., Wells J. W.*, Diversity and age patterns in hermatypic corals, Systematic Zoology 20: 115–126, 1971.
798. *Steiner J.*, An expanding earth on the basis of sea-floor spreading, Geology 5: 313–318, 1977.
799. *Stevens C. H.*, Water depth control of fusulinid distribution. Lethaia 2: 121–132, 1969.
800. *Stevens C. H.*, Was development of brackish oceans a factor in Permian extinctions? Geological Society of America Bulletin 88: 133–138, 1977.
801. *Stevenson F. J.*, On the presence of fixed ammonium in rock, Science 130: 221–222, 1959.
802. *Stewart A. D.* Limits to palaeogravity since the late Precambrian. Nature 271: 153–155, 1978.
803. *Stewart W. D. P.*, Nitrogen fixation in the sea. Pp. 537–564 *in* Fertility of the Sea, ed. J. D. Costlow, Jr., vol. 2, Gordon and Breach Scientific Publishers, New York, 1971.

804. *Stidd C. K.*, Irrigation increases rainfall? Science 188: 279–280, 1975.
805. *Strauch F.*, Some remarks on *Hiatella* as an indicator of sea temperatures, Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology 9: 59–64, 1971.
806. *Streeter S. S.*, Bottom water and benthonic foraminifera in the North Atlantic – Glacial-interglacial contrasts. Quaternary Research 3: 131–141, 1973.
807. *Strong D. F., Stevens R. K.*, Possible thermal explanation of contrasting Archean and Proterozoic geological regimes. Nature 249: 545–546, 1974.
808. *Strong D. R., Jr., Levin D. A.*, Species richness of the parasitic fungi of British trees, Proceedings of the National Academy of Sciences 72: 2116–2119, 1975.
809. *Stuart W. D.*, Wind-driven model for evaporite deposition in a layered sea. Geological Society of America Bulletin 84: 2691–2704, 1973.
810. *Suess E.*, Nutrients near the depositional interface. Pp. 57–79 *in* The Benthic Boundary Layer, ed. I. N. McCave, Plenum Press, New York, 1976.
811. *Summerhayes C. P., Birch G. F., Rogers J., Dingle R. V.*, Phosphate in sediments off south-western Africa, Nature 243: 509–511, 1973.
812. *Summerhayes C. P., de Malo U., Barretto H. T.*, The influence of upwelling on suspended matter and shelf sediments off southeastern Brazil. Journal of Sedimentary Petrology 46: 819–828, 1976.
813. *Sutton R. G., Ramsayer G. R.*, Association of lithologies and sedimentary structures in marine deltaic paleoenvironments, Journal of Sedimentary Petrologu 45: 799–807, 1975.
814. *Sverdrup H. U., Johsnon M. W., Fleming R. H.*, The Oceans. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1060 pp., 1942.
815. *Swann D. H., Lineback J. A., Frund E.*, The Borden Silstone (Mississippian) Delta in Southwestern Illinois, Illinois State Geological Survey, Circular 386, 20 pp., 1965.
816. *Swinchatt J. P.*, Algal boring: a possible depth indicator in carbonate rocks and sediments Geological Society of America Bulletin 80: 1391–1396, 1969.
817. *Symons D. T. A.* Huronian glaciation and polar wander from Gowganda Formation, Ontario, Geology 3: 303–306, 1975.
818. *Tan F. C., Hudson J. D.*, Isotopic composition of carbonates in a marginal marine formation. Nature Physical Sciences 232: 87–88, 1971.
819. *Tanner W. F.*, Near-shore studies in sedimentology and morphology along the Florida Panhandle coast, Journal of Sedimentary Pertology 29: 564–574, 1959.
820. *Tanner W. F.*, Florida coastal classification. Transactions: of the Gulf Coast Association of Geological Societies 10: 259–266, 1960.
821. *Tanner W. F.*, Offshore shoals in area of energy deficit. Journal of Sedimentary Petrology 31: 87–95, 1961.
822. *Tanner W. F.*, Numerical estimates of ancient waves, water, depth and fetch, Sedimentology 16: 71–88, 1971.
823. *Tappan H., Loeblich A. R., Jr.*, Evolution of the oceanic plankton, Earth-Science Reviews 9: 207–240, 1973.
824. *Tarney J., Windley B. F.*, Chemistry, thermal gradients, and evolution of the lower continental crust. Journal of the Geological Society of London 134: 153–172, 1977.
825. *Taylor H. P., Jr.*, Water/rock interactions and the origin of H_2O in grantitic batholiths. Journal of the Geological Society 133: 509–558, 1977.
826. *Thiede J., Van Andel T. H.*, The paleoenvironment of anaerobic sediments in the Late Mesozoic South Atlantic Ocean. Earth and Planetary Science Letters 33: 301–309, 1977.
827. *Thierstein H. R., Berger W. H.*, Injection events in ocean history, Nature 276: 461–466, 1978.

828. *Thomas K.*, The rise of the fork (review of The Civilizing Process: The History of Manners, by Norbert Elias, 1978; and of Human Figurations: Essays for Norbert Elias, ed. P. R. Gleichmann, J. Goudsblom, and H. Korte, 1977). The New York Review of Books, March 9, pp. 28–31, 1978.
829. *Thompson G.*, Analyses of B, Ga, Rb, and K in two deepsea sediment cores; consideration of their use as paleoenvironmental indicators. Marine Geology 6: 463–477, 1968.
830. *Thompson G., Bowen V. T.*, Analyses of coccolith ooze from the deep tropical Atlantic. Journal of Marine Research 27: 32–38, 1969.
831. *Thompson G., Melson W. G.*, Boron contents of serpentinites and metabasalts in the oceanic crust: implications for the boron cycle in the oceans, Earth and Planetary Science Letters 8: 61–65, 1970.
832. *Till R.*, The relationship between environment and sediment composition (geochemistry and petrology) in the Bimini Lagoon, Bahamas, Journal of Sedimentary Petrology 40: 367–385, 1970.
833. *Todd T. W.*, Paleoclimatology and the relative stability of feldspar minerals under atmosphereic conditions, Journal of Sedimentary Petrology 38: 832–844, 1968.
834. *Tont S. A.*, Short-period climatic fluctuations: effects on diatom biomass, Science 194: 942–944, 1976.
835. *Tooms J. S., Summerhayes C. P., Cronan D. S.*, Geochemistry of marine phosphate and manganese deposits, Oceanography and Marine Biology Annual Review 7: 49–100, 1969.
836. *Tourtelot H. A.*, Minor-element composition and organic carbon content of marine and non-marine shales of Late Cretaceous age in the western interior of the United States. Geochimica et Cosmochimica acta 28: 1579–1604, 1964.
837. *Towe K. M.*, Early Precambrian oxygen: a case against photosynthesis, Nature 274: 657–661, 1978.
838. *Tschudy R. N., Scott R. A., eds.*, Aspects of Palynology: An Introduction to Plant Microfossils in Time, Wiley-Interscience, New York, 510 pp., 1969.
839. *Turcotte D. L., Burke K.*, Clobal sea – level changes and the thermal structure of the earth, Earth and Planetary Science Letters 41: 341–346, 1978.
840. *Uchupi E.*, Slumping on the continental margin southeast of Long Island, New York, Deep-Sea Research 14: 635–639, 1967.
841. *Ulrich R. K.*, Solar neutrinos and variations in the solar luminosity, Science 190: 619–624, 1975.
842. *Urey H. C.*, The thermodynamic properties of isotopic substances, Journal of the Chemical Society, pp. 562–581, 1947.
843. *Vail P. R., Mitchum R. M., Jr., Thompson S., III.* Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 4: global cycles of relative changes in sea level. Pp. 83–97 *in* Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration ed. C. E. Payton. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, 1978.
844. *Valentine J. W.*, Conceptual models of ecosystem evolution. Pp. 192–215 *in* Models in Paleobiology, ed. T. J. M. Schopf, Freeman, Cooper & Co., San Francisco, 1972.
845. *Valentine J. W.*, Evolutionary Paleoecology of the Marine Biosphere. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 511 pp., 1973.
846. *Valentine J. W., Foin T. C., Peart D.*, A provincial model of Phanerozoic marine diversity, Paleobiology 4: 55–66, 1978.
847. *Valentine J. W., Moores E. M.*, Global tectonics and the fossil record, Journal of Geology 80: 167–184, 1972.
848. *Van Andel T. H., Thiede J., Sclater J. G., Hay W. W.*, Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years, Journal of Geology 85: 651–698, 1977.

849. *Van Donk J.*, O^{18} Record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene Epoch, Pp. 147–163 *in* Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology, ed. R. M. Cline and J. D. Hays, Geological Society of America Memoir 145, 1976.
850. *Van Straaten L. M. J. U.*, Sedimentology of Recent tidal flat deposits and the Psammites du Condroz (Devonian), Geologie en Mijnbouw 16: 25–47, 1954.
851. *Van Valen L.*, Climate and evolutionary rate. Science 166: 1656–1658, 1969.
852. *Veevers J. J.*, Paleobathymetry of the crest of spreading ridges related to the age of ocean basins, Earth and Planetary Science Letteres 34: 100–106, 1977.
853. *Veizer J.*, Do palaeogeographic data support the expanding earth hypothesis? Nature 229: 480–481, 1971.
854. *Veizer J.*, Sedimentation in geologic history: recycling vs. evolution or recycling with evolution. Contributions to Mineralogy and Petrology 38: 261–278, 1973.
855. *Veizer J.*, Chemical diagenesis of belemnite shells and possible consequences for paleotemperature determinations. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläeontologie, Abhandlungen 147: 91–111, 1974.
856. *Veizer J.*, Evolution of ores of sedimentary affiliation through geologic history; relations to the general tendencies in evolution of the crust, hydrosphere, atmosphere, and bioshere. Pp. 1–41 *in* Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits III, ed. K. H. Wolf, Elsevier, Amsterdam, 1976a.
857. *Veizer J.*, $^{87}Sr/^{86}Sr$ evolution of seawater during geologic history and its significance as an index of crustal evolution. Pp. 569–578 *in* The Early History of the Earth, ed. B. F. Windley, John Wiley and Sons, New York, 1976b. [Имеется перевод: *Вейзер Я.*, Эволюция отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морской воде в течение геологической истории и ее значение как показателя эволюции земной коры – В кн.: Ранняя история Земли, под ред. Б. Уиндли, М., «Мир», 1980, с. 565–575.]
858. *Veizer J.*, Diagenesis of pre-Quaternary carbonates as indicated by tracer studies. Journal of Sedimentary Petrology 47: 565–581, 1977.
859. *Veizer J.*, Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks, II. Fe, Mn, Ca, Mg, Si, and minor constituents. Precambrian Research 6: 381–413, 1978.
860. *Veizer J., Compston W.*, $^{87}Sr/^{86}Sr$ composition of seawater during the Phanerozoic. Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 1461–1484, 1974.
861. *Veizer J.*, $^{87}Sr/^{86}Sr$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. Geochimica et Cosmochimica Acta 40: 905–914, 1976.
862. *Veizer J., Demovič R.*, Strontium as a tool in facies analysis. Journal of Sedimentary Petrology 44: 93–115, 1974.
863. *Veizer J., Garrett D. E.*, Secular variations in the composition of sedimentary rocks, I. Alkali metals. Precambrian Research 6: 367–380, 1978.
864. *Veizer J., Hoefs J.*, The nature of $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta 40: 1387–1395.
865. *Veizer J., Lemieux J., Jones B., Gibling M. R., Savelle J.*, Sodium: paleosalinity indicator in ancient carbonate rocks, Geology 5: 177–179, 1977.
866. *Veizer J., Lemieux J., Gibling M. R., Savelle J.*, Paleosalinity and dolomitization of a Lower Paleozoic carbonate sequence, Somerset and Prince of Wales Islands, Arctic Canada. Canadian Journal of Earth Sciences 15: 1448–1461, 1978.
867. *Vinogradov A. P., Ronov A. B., Ratynskii V. M.*, Variation in the chemical composition of carbonate rocks of Russian platform. Geochimica et Cosmochimica Acta 12: 273–276, 1957.

868. *Visher G. S.*, A simplified method for determining relative energie of deposition of stratigraphic units, Journal of Sedimentary Petrology 31: 291–293, 1961.
869. *Visher G. S.*, Grain size distributions and depositional processes. Journal of Sedimentary Petrology 39: 1079–1106, 1969.
870. *Vogel K.*, Endosymbiotic algae in rudists. Palaeogeography, Palaecoclimatology, Palaeoecology 17: 327–332, 1975.
871. *Vogt P.*, Volcano height and plate thickness. Earth and Planetary Science Letters 23: 337–348, 1974.
872. *Von Arx W. S.* An experimental approach to problems in physical oceanography. Physics and Chemistry of the Earth 2: 1–29, 1957.
873. *Von Brunn V., Hobday D. K.*, Early Precambrian tidal sedimentation in the Pongola supergroup of South Africa. Journal of Sedimentary Petrology 46: 670–679, 1976.
874. *Vonder Haar T. H., Suomi V. E.*, Satellite observations of the earth's radiation budget. Science 163: 667–669, 1969.
875. *Vos R. G.*, An Alluvial plain and lacustrine model for the Precambrian Witwatersrand deposits of South Africa. Journal of Sedimentary Petrology 45: 480–493, 1975.
876. *Wakita H., Fujii N., Matsuo S., Notsu K., Nagao K., Takaoka N.* "Helium spots": caused by a diapiric magma from the upper mantle. Science 200: 430–432, 1978.
877. *Walker C. T.*, Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks, Journal of Sedimentary Petrology 33: 694–702, 1963.
878. *Walker H. C. T.*, Evaluation of boron as a paleosalinity indicator and its application to offshore prospects. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52: 751–766, 1968.
879. *Walker C. T., Price N. B.*, Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 47: 833–841, 1963.
880. *Walker J. C. G.*, Stability of atmospheris oxygen. American Journal of Science 274: 193–214, 1974.
881. *Walker J. C. G.*, Evolution of the Atmosphere. Macmillan Publishing Co., New York, 318 pp., 1977.
882. *Walker J. C. G.*, Oxygen and hydrogen in the primitive atmosphere. Pure and Applied Geophysical 116: 222–231, 1978.
883. *Walker R. .G, Harms J. C.*, Shorelines of weak tidal activity: Upper Devonian Catskill Formation, central Pennsylvania. Pp. 103–108 *in* Tidal Deposits, de R. N. Ginsburg. Springer-Verlag, New York, 1975.
884. *Walker R. N., Muir M. D., Diver W. L., Williams N., Wilkins N.*, Evidence of major sulphate evaporite deposits in the Proterozoic McArthur Group, Northern Territory, Australia. Nature 265: 526–529, 1977.
885. *Walter M. R.*, Stromatolites used to determinen the time of nearest approach of earth and moon. Science 170: 1331–1332, 1970.
886. *Wang W. C., Yung Y. L., Lacis A. A., Mo. T., Hansen J. E.*, Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases. Science 194: 685–690, 1976.
887. *Wanless H. R., Ziebell W. G., Ziemba E. A., Carozzi A.*, Limestone texture as a key to interpreting depth of deposition. Pp. 65–82 *in* International Geological Congress, 20th Session, Section V (Mexico, 1956), 1957.
888. *Waskom J. D.*, Roundness as an indicator of environment along the coast of panhandle Florida. Journal of Sedimentary Petrology 28: 351–360, 1958.
889. *Wasserburg G. J.*, Comments on the outgassing of the earth. Pp. 83–85 *in* The Origin and Evolution of Atmospheres and Oceans, ed. P. J. Brancazio and A. G. W. Cameron, John Wiley and Sons, New York, 1964.
890. *Waterhouse J. B., Bonham-Carter G.*, Global distribution and character

of Permian biomes based on brachiopod assemblages. Canadian Journal of Earth Science 12: 1085–1146, 1975.
891. *Watkins N. D., Keany J., Leidbetter M. T., Huang T. C.,* Antarctic glacial history from analyses of ice-rafted deposits in marine sediments: new model and initial tests. Science 186: 533–536, 1974.
892. *Watkins N. D., Kennett J. P.,* Regional sedimentary disconformities and Upper Cenozoic changes in bottom water velocities between Australasia and Antarctica. Pp. 273–293 *in* Antarctic Oceanology, II. The Australian – New Zealand Sector, ed. D. E. Hayes. American Geophysical Union, Antarctic Research Series, vol. 19, 1972.
893. *Weaver F. M., Wise S. W., Jr.,* Opaline sediments of the south-eastern coastal plain and horizon A: biogenic origin. Science 184: 899–901, 1974.
894. *Weber J. N.,* Chloride ion concentration in liquid inclusions of carbonate rocks as a possible environmental indicator. Journal of Sedimentary Petrology 34: 677–680, 1964.
895. *Weber J. N.,* Deep-sex ahermatypic scleractinian corals: isotopic composition of the skeleton. Deep-Sea Research 20: 901–909, 1973a.
896. *Weber J. N.,* Temperature dependence of magnesium in echinoid and asteroids skeletal calcite: a reinterpretation of its significance. Journal of Geology 81: 543–556, 1973b.
897. *Weber J. N., Woodhead P. M. J.,* Diurnal variations in the isotopic composition of dissolved inorganic carbon in seawater from coral reef environments. Geochimica et Cosmochimica Acta 35: 891–902, 1971.
898. *Wedepohl K. H.,* The contribution of minor element data of clays from the Atlantic Ocean to the geochemistry of pelagic sediments. Pp. 987–989 *in* International Oceanographic Congress, Preprints, ed. M. Sears. American Association for the Advancement of Science, Washington, D. C., 1959.
899. *Wedepohl K. H.,* Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. Physics and Chemistry of the Earth 305–333, 1971.
900. *Weeks W. B.,* South Arkansas stratigraphy with emphasis on the older coastal plain beds. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 22: 953–983, 1938.
901. *Wegener A.,* The Origin of Continents and Oceans, 246 pp., 1929. (Dover Publications reprint of 1966 of the translation of the 4th rev. ed. of Die Entstehung der Kontinente und Ozeane.) [Имеется перевод: *Вегенер А.* Возникновение материков и океанов. Пер. с 3-го изд. – М. – Л.: Госиздат. 1925.]
902. *Wehmiller J. F., Hare P. E., Kujala G. A.,* Amino acids in fossil corals: racemization (epimerization) reactions and their implications for diagenetic models and geochronological studies. Geochimica et Cosmochimica Acta 40: 763–776, 1976.
903. *Wells J. W.,* Corals as bathometers. Marine Geology 5: 349–365, 1967.
904. *Wells P. R. A.,* Late Archean metamorphism in the Buksefjorden region, southwest Greenland. Contributions to Mineralogy and Petrology 56: 229–242, 1976.
905. *Westermann G. E. G.,* Strength of concave septa and depth limits of fossil cephalodods. Lethaia 6: 383–340, 1973.
906. *Wetherald R. T., Manabe S.,* The effects of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. Journal of Atmospheric Sciences 32: 2044–2059, 1975.
907. *Weyl P. K.,* The role of the oceans in climatic change: a theory of the ice ages. Meteorological Monographs 8: 37–62, 1968.
908. *Weyl P. K.,* The salinity of the North Atlantic Ocean and the next glaciation. Quaternary Reseach 2: 399–400, 1972.
909. *Whelan J. F., Rye R. O.,* Sulfur isotopic variations of Precambrian anhydrite units from the Grenville Series, New York, Geological Society of America Abstracts with Programs 9: 1222–1223, 1977.

910. *Wickstrom C. E., Castenholz R. W.*, Thermophilic ostracod: aquatic metazoan with the hignest known temperature tolerance. Science 181: 1063–1064, 1973.
911. *Wiebe P. H., Hulburt E. M., Carpenter E. J., Jahn A. E., Knapp G. P., III, Boyd S. H., Ortner P. B., Cox J. L.*, Gulf Stream cold core rings: large-scale interaction sites for open ocean plankton communities. Deep-Sea Research 23: 695–710, 1976.
912. *Wigley R. L., Stinton F. C.*, Distribution of macroscopic remains of recent animals off Massachusetts. Fishery Bulletin 71: 1–40, 1973.
913. *Williams D. F., Thunell R. C., Kennett J. P.*, Periodic freshwater flooding and stagnation of the eastern Mediterranean Sea during the late Quaternary. Science 201: 252–254, 1978.
914. *Wilson J. L.*, Microfacies and sedimentary structures in "deeper water" lime mudstones. Pp. 4–16 *in* Depositional Environments in Carbonate Rocks, ed. G. M. Friedman. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication no. 14, 1969.
915. *Wilson L.*, Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie. Revue de Géographie Physique et de Geologie Dynamique 2: 303–314, 1969.
916. *Wilson L.*, Variations in mean annual sediments yield as a function of mean annual precipitation. American Journal of Science 273: 335–349, 1973.
917. *Wilson T. R. S.*, Salinity and the major elements of sea water. Pp. 365–413 *in* Chemical Oceanography, ed. J. P. Riley and G. Skirrow, 2nd ed., vol. 1. Academic Press, London, 1975.
918. *Wilson T. R. S.*, Evidence for denitrification in aerobic pelagic sediments. Nature 274: 354–356, 1978.
919. *Windley B. F., Davies F. B.*, Volcano spacings and lithospheric crustal thickness in the Archaean. Earth and Planetary Science Letters 38: 291–297, 1978.
920. *Windom H. L.*, Eolian contributions to marine sediments. Journal of Sedimentary Petrology 45: 520–529, 1975.
921. *Wise S. W., Jr., Kelts K. R.*, Inferred diagenetic history of a weekly silicified deep sea chalk. Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies 22: 177–203, 1972.
922. *Wofsy S. C., McConnell J. C., McElroy M. B.*, Atmospheric CH_4, CO, and CO_2, Journal of Geophysical Research 77: 4477–4493, 1972.
923. *Wofsy S. C., McElroy M. B.*, On vertical mixing in the upper stratosphere and lower mesosphere. Journal of Geophysical Research 78: 2619–2624, 1973.
924. *Wolman M. G., Miller J. P.*, Magnitude and frequence of forces in geomorphic processes. Journal of Geology 68: 54–74, 1960.
925. *Wooster W. S., Lee A. J., Dietrich G.*, Redefinition of salinity. Limnology and Oceanography 13: 437–438, 1969.
926. *Worsley T. R., Davies T. A.*, Eustatic sea level changes and Pacific Ocean sedimentation rates. Geological Society of America Abstarcts with Programs 10: 519, 1978.
927. *Worthington L. V.*, The 18° water in the Sargasso Sea. Deep-Sea Research 5: 297–305, 1959.
928. *Worthington L. V.*, Genesis and evolution of water masses. Meteorological Monographs 8: 63–67, 1968.
929. *Worthington L. V.*, On the North Atlantic Circulation, John Hopkins Oceanographic Studies, no. 6. John Hopkins University Press, Baltimore. 110 pp., 1976.
930. *Worthington L. V.*, The case for near-zero production of Antarctic bottom water. Geochimica et Cosmochimica Acta 41: 1001–1006, 1977.
931. *Wright A. E., Moseley F., eds.*, Ice Ages: Ancient and Modern. Seel House Press, Liverpool. 320 pp., 1975.

932. *Wright R. P.*, Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana: discussion. Geological Society of America Bulletin 85: 837, 1974.
933. *Wrucke C. T., Churkin M., Jr., Heropoulos C.*, Deep-sea orinig of Ordovician pillow basalt and associated sedimentary rocks, northern Nevada. Geological Society of America Bulletin 89: 1272–1280, 1978.
934. *Wüst G., Borgmus W., Noodt E.*, Die zonale Verteilung von Salzehalt, Niederschlag, Verdunstung, Temperatur und Dichte an der Oberfläche der Ozeane. Kieler Meeresforschungen 10: 137–161, 1954.
935. *Wyllie P. J.*, The Dynamic Earth. John and Sons. New York, 416 pp., 1971.
936. *Young S. W., Basu A., Suttner L. J., Mack G. H., Darnell N. A.* Use of size composition trends in Holocene soil and fluvial sand for paleoclimate interpretation. Pp. 201–209 *in* Proceedings IXth International Congress of Sedimentology Theme 1 (Nice 1975), 1975.
937. *Ziegler A. M., Hansen K. S., Johnson M. E., Kelly M. A., Scotese C. R., Van der Voo, R.*, Silurain continental distributions, paleogeography, climatology, and biogeography. Tectonophysics 40: 13–51, 1977.
938. *Ziegler A. M., Scotese C. R., McKerrow W. S., Johnson M. E., Bambach R. K.*, Paleozoic biogeography of continents bordering the Iapteus (Pre-Caledonian) and Rheic (Pre-Hercynian) oceans, Pp. 1–22 *in* Paleontology and Plate Tectonics with Speial Reference to the History of the Atlantic Ocean, ed. R. M. West, Milwaukee Public Museum, Special Publications in Biology and Biology, no. 2, 1977.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абботт (Abbott) 59
Адден (Udden) 262, 263
Аллен (Allen) 49, 52, 137
Аппейлот (Appeilot) 81
Армстронг (Armstrong) 16
Аументо (Aumento) 65

Бамбач (Bambach) 244, 246
Барт (Barth) 223
Бауманн (Baumann) 233
Бег (Beg) 13
Бекер (Becker) 180, 182
Бергер (Berger) 8, 10, 29, 58, 108, 130, 190, 223
Бергманн (Bergmann) 136
Блеквелдер (Blackwelder) 68
Бозеллини (Bosellini) 64
Болл (Ball) 225
Бонд (Bond) 20
Боума (Bouma) 55
Боуэн (Bowen) 196
Брадшоу (Bradshaw) 108
Брайден (Briden) 213
Брёкер (Broecker) 63, 167, 188
Бринкман (Brinkman) 180
Бродхарст (Broadhurst) 80
Бромли (Bromley) 80
Броше (Brosche) 88
Будыко (Budyko) 142, 144
Бухардт (Buchardt) 168
Бэ (Bé) 108, 254

Валентайн (Valentine) 256
Вальтер (Walther) 80
Вассербург (Wasserburg) 14
Вегенер (Wegener) 18
Вейзер (Veizer) 10, 25, 26, 132, 196
Вейл (Vail) 35
Вишер (Visher) 39, 46, 90
Вунш (Wunsch) 10

Галимов 177
Гарднер (Gardner) 130
Гаррелс (Garrels) 10, 179, 184, 232
Гарретт (Garrett) 196
Гаррисон (Garrison) 65
Гибсон (Gibson) 80
Гинзбург (Ginsburg) 78, 79, 88, 91
Голдич (Goldich) 220
Голдсмит (Goldsmith) 10
Гордон (Gordon) 134
Грамберг (Gramberg) 170
Гулбрандсен (Gulbrandsen) 112

Данбар (Dunbar) 7
Дегенс (Degens) 37, 67
Дейзер (Deuser) 115
Дефант (Defant) 88
Дженкинс (Jenkyns) 10
Джипа (Jipa) 112
Джонс (Jones) 113
Джонсон (Johnson) 96
Дистанов 66
Дитц (Duetz) 12
Донн (Donn) 145, 146
Дотт (Dott) 227
Друри (Drewry) 114
Дуглас (Douglas) 150–152
Дэвис (Davis) 99
Дюплесси (Duplessy) 108

Зиглер (Ziegler) 10, 213, 260
Зюндерманн (Sündermann) 88

Иди (Eadie) 185
Имбри (Imbrie) 154
Иоханнес (Johannes) 186
Ирвин (Irwin) 76, 77, 82
Итон (Eaton) 211

Камерон (Cameron) 233
Каннон (Cannon) 14
Келлогг (Kellogg) 191

Келтс (Kelts) 113
Кендалл (Kendall) 55
Кеннетт (Kennett) 138, 146, 150
Кипп (Kipp) 141, 154
Клайн (Cline) 154
Кларк (Clarke) 13, 136
Клауд (Cloud) 17, 25, 93, 117, 182
Клейн (Klein) 57, 88, 90, 93
Клейтон (Clayton) 182
Колодный (Kolodny) 133, 150
Конди (Condie) 27
Краймс (Crimes) 74
Крамбейн (Krumbein) 262, 263
Крейг (Craig) 13, 134
Кронен (Cronan) 112
Кукал (Kukal) 38
Кульбицки (Kulbicki) 37, 67
Кэмпбелл (Campbell) 256
Кюнен (Kuenen) 12

Ламар (Lamar) 93
Лангбейн (Langbein) 218
Лаптон (Lupton) 13
Лафон (Lafon) 173
Леггетт (Leggett) 30
Ледбеттер (Ledbetter) 96
Лейтц (Leutze) 80
Лепп (Lepp) 220
Линакр (Linacre) 125
Ллойд (Lloyd) 78, 79
Лоуэнстем (Lowenstam) 67
Льюис (Lewis) 23

Мазор (Mazor) 136
Мак-Карти (McCarthy) 10
Мак-Кейв (McCave) 229
Маккензи (Mackenzie) 173, 174
Мак-Керроу (McKerrow) 10, 35
Мак-Кой (McCoy) 10, 252
Мак-Леллан (McLellan) 112
Маллин (Mullin) 10
Манхейм (Manheim) 69, 112
Маундер (Maunder) 142
Мейсон (Mason) 45
Менард (Menard) 12
Мерифилд (Merifield) 93
Меррей (Murray) 17, 81
Мерриэм (Merriam) 143
Мёллер (Möller) 145
Миддлтон (Middleton) 42
Микаэлис (Michaelis) 10
Миллиман (Milliman) 28
Митчум (Mitchum) 35
Мук (Mook) 166
Мурбат (Moorbath) 10, 26
Муэлбергер (Muehlberger) 25
Мюллер (Müller) 10

Нанц (Nanz) 195
Николаева 66
Нинкович (Ninkovich) 146

Олсон (Olson) 93
Олссон (Olsson) 138
Опдайк (Opdyke) 154

Паннелла (Pannella) 92
Паркс (Parks) 140
Перри (Perry) 179, 184
Перч-Нильсен (Perch-Nielsen) 80
Пилки (Pilkey) 68
Плацман (Platzman) 10
Пог (Poag) 185
Поллак (Pollack) 146
Пристли (Priestley) 125

Рабе (Rabe) 215
Разул (Rasool) 144, 146
Рамсей (Ramsay) 10, 114
Ранкорн (Runcorn) 92
Редфилд (Redfield) 86, 185, 186
Рейнек (Reineck) 50, 52
Рейнольдс (Reynolds) 196
Роджерс (Rogers) 7, 27
Розенберг (Rosenberg) 92
Ронов 32, 233
Роу (Rowe) 112
Роу (Rome) 112
Руби (Rubey) 11, 35
Руддиман (Ruddiman) 108
Рэд фон (von Rad) 10

Савин (Savin) 130, 150–152
Сакетт (Sackett) 185
Саммерхейс (Summerhayes) 112

Сандерс (Sanders) 233
Саппер (Sapper) 12
Сегнит (Segnit) 113
Селлвуд (Sellwood) 80
Селлерс (Sellers) 145
Силлен (Sillén) 144
Симпсон (Simpson) 80
Синг (Singh) 10, 50, 52
Сиссер (Siesser) 53
Сифелли (Sifelli) 106
Склейтер (Sclater) 59
Скотис (Scotese) 10, 260
Смит (Smith) 12, 106, 114
Сорби (Sorby) 42
Сорокин 66
Сорохтин 29
Спенсер (Spencer) 37, 42, 168
Спиро (Spiro) 170
Стели (Stehli) 130, 152
Стивенс (Stevens) 190
Страхов 32
Сюй (Hsü) 64

Такахаси (Takahashi) 63
Таннер (Tanner) 50
Тапскотт (Tapscott) 59
Тейлор (Taylor) 16, 17
Термье (Termier) 32
Тиде (Thiede) 59
Томпсон (Thompson) 35, 196
Тумс (Tooms) 112
Тунелл (Thunell) 146

Уайз (Wise) 113
Уард (Ward) 72
Уилер (Wheeler) 136
Уилли (Wyllie) 10
Уилсон (Wilson) 54
Уинтерер (Winterer) 29, 64
Уолтер (Walter) 93
Уонг (Wang) 144
Уофси (Wofsy) 175
Учупи (Uchupi) 22, 69, 233
Уэйл (Weyl) 120
Уэнтуэрт (Wentworth) 262, 263
Уэртингтон (Worthington) 83, 121, 122, 127

Фанал (Fanale) 14
Фаулер (Fowler) 218
Фогт (Vogt) 23
Фойхтландер фон (Voigtlander von) 198
Фокс (Fox) 99
Фолк (Folk) 45
Форбес (Forbes) 81
Форти (Fortey) 119
Форчхаммер (Forchhammer) 157, 160, 167, 196
Фрей (Frey) 74
Фридман (Friedman) 46
Фритц (Fritz) 168
Фюхтбауер (Füchtbauer) 68

Хансен (Hansen) 213
Харпер (Harper) 74
Харрисс (Harriss) 14
Харт (Hart) 188
Хатауэй (Hathaway) 69
Хейс (Hayes) 154
Хейс (Hays) 20, 227
Хелви (Helvey) 218
Хеллингер (Hellinger) 59
Хертвек (Hertweck) 74
Хесс (Hess) 12
Хесслер (Hessler) 233
Хечт (Hecht) 140, 141, 153
Хобдей (Hobday) 57
Хойл (Hoyle) 149
Хоканссон (Håkansson) 80
Холланд (Holland) 185, 188, 220, 221
Хомпсон (Hampson) 233
Хьерт (Hjort) 81
Хэллем (Hallam) 117, 240

Чилинджар (Chilingar) 68
Чифелли (Cifelli) 138

Шеклтон (Shackleton) 128, 150, 154, 155, 239
Шидловский (Schidlowski) 238
Шинн (Shinn) 78, 79, 225
Шнейдер (Schneider) 144, 146
Шниткер (Schnitker) 120, 121
Шопф (Schopf) 5, 7, 10, 29, 81, 259
Шоу (Shaw) 25, 76, 77, 82, 145
Шрайбер Б. (Schreiber B.) 203
Шрайбер Е. (Schreiber E.) 203

Штокман (Stockmann) 225
Штраух (Strauch) 136
Шумм (Schumm) 218
Шухерт (Schuchert) 81

Эдди (Eddy) 123, 142, 143
Эйхман (Eichmann) 238
Экман (Ekman) 112, 232
Элиас (Elias) 9, 79
Эмери (Emery) 21, 233
Эмилиани (Emiliani) 150, 153
Энгел (Engel) 26
Эпик (Öpik) 142
Эпштейн (Epstein) 133, 150
Эриксон (Eriksson) 57

Юльстрем (Hjulström) 96, 97, 100, 122
Юнге (Junge) 176, 238
Юри (Urey) 128

Оглавление

Предисловие редактора перевода 5

Посвящается 7

Об этой книге 7

Глава 1. ОБЪЕМ ОКЕАНА 11

Происхождение океана 12
Гипсометрическая кривая 18
Мощность и распространенность континентальной коры 24
Колебания уровня океана 28
Краткое содержание 35

Глава 2. БАТИМЕТРИЯ 37

Энергия 37
Распределение зерен по размерности: ожидание 41
Распределение зерен по размерности: результаты 46
Другие седиментологические критерии 49
Метод возрастной кривой и уровень карбонатной компенсации . . . 58
Геохимические и минералогические критерии 65
Биологические критерии 68
Общие модели батиметрии 76
Краткое содержание 82

Глава 3. ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДНЫХ МАСС 83

Приливы 83
Течения 95
Циркуляция 100
Краткое содержание 122

Глава 4. ТЕМПЕРАТУРА ОКЕАНА 123

Принципы 123
Геологические определения палеотемператур 127
Изменения на Солнце и в атмосфере 141
Температура на протяжении геологического времени 148
Краткое содержание 154

Глава 5. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОКЕАНА 155

Химический состав современного океана 155
Геологическое распознавание 160
Химический состав океана и атмосферы от 4,6 до 2,0 млрд. лет назад 172
Химический состав океана и атмосферы от 2,0 млрд. лет назад до современности 183
Краткое содержание 197

Глава 6. КЛИМАТОЛОГИЯ 198

Широтные вариации 198
Величина твердого стока 213

Штормы 223
Краткое содержание 230

Глава 7. БИОЛОГИЯ 232

Продуктивность 232
Таксономические изменения 239
Биогеография 250
Краткое содержание 260

Приложение. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ НОМЕНКЛАТУРА 262

Список литературы 264
Именной указатель 306

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Томас Шопф

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ

Научный редактор Н. А. Никишина
Младший научный редактор Т. С. Егорова
Художник В. Д. Епанешников
Художественный редактор А. В. Проценко
Технический редактор М. А. Страшнова
Корректор А. Я. Шехтер

ИБ № 2995

Сдано в набор 06.11.81.
Подписано к печати 14.04.82.
Формат 60 × 90$^{1}/_{16}$.
Бумага офсетная № 1
Гарнитура таймс. Печать офсетная.
Объем 9,75 бум. л.
Усл. печ. л. 19,50. Усл. кр.-отт. 19,50.
Уч.-изд. л. 22,42. Изд. № 5/1815.
Тираж 1600 экз. Зак. 585. Цена 3 р. 70 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
129820, Москва, И-110, ГСП
1-й Рижский пер., 2.

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, г. Тула, проспект Ленина, 109.