

УДК 551.79(261):550.93

М.С. БАРАШ, В.М. КУПЦОВ, Н.С. ОСЬКИНА

**АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН:  
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ХРОНОЛОГИИ СОБЫТИЙ  
ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА**

В течение последних 10—15 лет развились такие методы стратиграфического расчленения океанских осадков и реконструкции палеотемператур и других палеоокеанологических параметров, как изотопно-кислородный и микропалеонтологический, палеотемпературный по соотношению видов планктонных фораминифер (Бараш, 1985). Полученные этими методами кривые, сходные по форме, дают возможность на единой основе — стандартной изотопно-кислородной шкале проводить стратиграфическое расчленение колонок и сопоставлять последовательность палеоокеанологических событий в разных регионах Атлантики и на прилегающей суше (рис. 1).

Сотни определений абсолютного возраста по колонкам осадков Атлантического океана, выполненные радиоуглеродным и другими методами советскими и зарубежными исследователями, позволяют уточнить временную последовательность ряда этапов и событий палеоокеанологического развития Атлантического океана в позднем плейстоцене и голоцене. В настоящем сообщении использованы опубликованные данные, а также результаты радиоуглеродных датировок около 160 образцов донных осадков, собранных в рейсах научно-исследовательских судов (НИС) "Академик Курчатов", "Михаил Ломоносов", "Дмитрий Менделеев", "Профессор Штокман". Методика радиоуглеродного анализа, проведенного в лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии АН СССР, описана В.М. Купцовым (1986а).

Рассмотрим существующие представления о событиях времени дегляциации и начала голоцена, данные о скоростях осадконакопления в позднем плейстоцене и голоцене, о возрасте последнего пика максимального похолодания и о начале последнего холодного этапа (вюрм, валдай, висконсин).

*Голоцен и время дегляциации.* Термин "голоцен", или "последледниковье", по определению Комиссии по голоцену ИНКВА в Париже (1969 г.), отнесен к интервалу времени, охватывающему последние 10000 лет, когда установились климатические условия, сходные с современными. Горизонт голоцена обычно четко выделяется в осадках Атлантики по ряду признаков. Судя по соотношению видов планктонных фораминифер, голоценовое потепление охватило всю акваторию океана и превышение голоценовых температур над позднплейстоценовыми составило в среднем по океану 5°С (Бараш, Оськина, 1979). Наибольшее повышение температуры верхнего слоя воды (5—12°С) имело место в поясах 50—30° с.ш., 40—50° ю.ш., 0—10° ю.ш., а также в зонах Канарского и Бенгельского апвеллингов (Бараш и др., 1980). Минимальное повышение температуры (до 2°С) было в ядрах северного и южного субтропических антициклонических круговоротов (Бараш, Окунева, 1981).

Повышение температуры воды и перестройка климатического и гидроло-

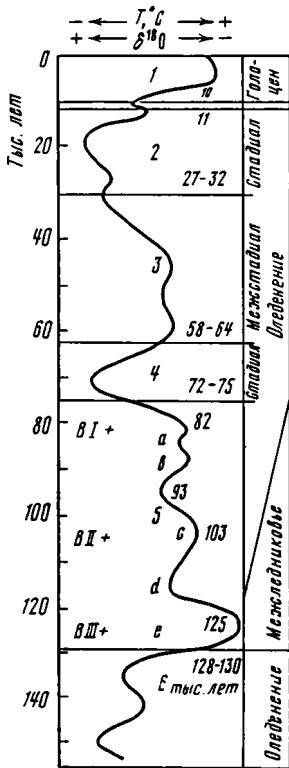


Рис. 1. Обобщенная изотопно-кислородная кривая для 150 тыс. лет. Составлено по данным ряда авторов (Shackleton, 1969; Morley, Hays, 1981; и др.)

1—6 стадии изотопно-кислородной шкалы, а—е — подстадии, VI — VIII — корреляция с террасами о. Барбадос

гического режимов Атлантического океана сыграли важную роль в изменении условий осадконакопления на границе плейстоцена и голоцена, что отразилось не только на составе органогенных компонентов осадка, но и в большей или меньшей степени практически на всех литологических признаках и компонентах химического состава (Бараш, Лавров, 1977), наиболее ярко — на повышении карбонатности голоценовых осадков по сравнению с подстилающими породами. Основную роль при этом сыграло уменьшение всех факторов терригенного осадконакопления. Широкие области умеренных и субполярных широт Северной и Южной Атлантики освободились от плавучих льдов, разносивших терригенный и вулканогенный материал. Повышение уровня океана на 120—150 м вызвало отступление береговой линии, затопление шельфа и повышение базиса эрозии, что снизило эрозионную активность и терригенный сток рек. Выносимый ими материал стал скапливаться в большей степени в пределах шельфа (Лисицын, 1978). А. П. Лисицын (1974) отмечает, что при оледенениях поставка осадочного материала с 1 км<sup>2</sup> водосбора была в 2 раза выше, чем в настоящее время. Ослабление атмосферной циркуляции в голоцене, связанное с уменьшением температур-

ных градиентов, а также исчезновение перигляциальных пустынь, являвшихся источником лёссового материала, сократили принос в океаны терригенных аэрозолей. Это явление хорошо регистрируется в ледовых ядрах Антарктиды и Гренландии, в которых резкое уменьшение содержания частиц аэрозоля связывается (Thompson, Mosley-Thompson, 1981) с глобальным развитием растительности в области лёссовых ландшафтов и в пустынях. Кроме изменений интенсивности приноса терригенного материала, на карбонатность осадка оказывают влияние колебания продуктивности фораминифер и кокколитофорид и положение уровней растворения карбонатов. Таким образом, кривые карбонатности осадка являются хорошим критерием выделения голоцена. По форме они обычно близки к палеотемпературным и изотопно-кислородным: карбонатность повышается при повышении температуры верхнего слоя воды.

В глубоководных областях океана мощность голоценовых осадков, как правило, не превышает 20—30 см. Вследствие небольшой скорости осадконакопления и перемешивания осадков организмами (биотурбации) такие колонки характеризуются низким временным разрешением (не более 2000—3000 лет), поэтому переход от условий оледенения к условиям голоцена по ним не улавливается. Обычно эта граница проводится в средней точке перехода — на изгибе палеотемпературных, изотопно-кислородных или других кривых, отражающих изменения палеоокеанологических параметров. Эти изменения неодновременны даже в одних и тех же колонках. Так, на изотопно-кислородных кривых, построенных по бентосным и планктонным фораминиферам, моменты климатических изменений различаются. Несколько различаются они и по кривым, построенным по разным видам планктонных фораминифер, вследствие их глубинной стратификации. Однако при малых скоростях осадконакопления все эти различия остаются за пределами временного разрешения как из-за биотурбации, так и из-за

дискретности отбора образцов. В. Бергер (Berger, 1982) на изотопно-кислородных кривых по планктонным фораминиферам предлагает помещать границу выше средней точки перехода, где скорость изменений еще достаточно высока. Такое положение границы, по его мнению, соответствует времени, когда уровень океана поднялся по меньшей мере на две трети от низшей точки регрессии и больше не происходило увеличения ледниковых щитов, а также произошла диссипация соленостей стратификации приповерхностных вод Северной Атлантики, вызванная дегляциацией. В. Бергер (1982) полагает, что это положение границы близко к 10 000 л.н., возможно несколько моложе.

Реально измененное положение границы голоцена по радиоуглеродным датировкам, выполненным по колонкам глубоководных осадков, оказывается около 11 000 л.н., как это было установлено еще В. Бреккером с соавторами (Vroesker et al., 1960). Сходные результаты — 10 800 л.н. — дало детальное исследование восьми бокс-колонок из экваториальной западной Пацифики (Berger, 1982). С учетом ряда поправок к радиоуглеродным датировкам из-за биотурбации, переотложения тонких фракций осадка и радиоуглеродного возраста воды возраст должен быть несколько меньше.

Соответствующая границе голоцена граница между 1-й и 2-й изотопно-кислородной стадией, или терминация I, имеет возраст, по разным оценкам, от 15 до 10 тыс. л.н., в среднем 11 тыс. л.н. (Mogley, Hays, 1981).

С учетом приведенной информации для расчета скорости осадконакопления в голоцене по тем колонкам, для которых не производилось радиоуглеродное датирование, использовался возраст границы 11 000 л.н. (таблица).

В соответствии с решением Комиссии по голоцену ИНКВА в 1973 г. плейстоцен-голоценовая граница определена в двух разрезах в Юго-Западной Швеции, предлагаемых в качестве стратотипа и гипостратотипа, — в Молтемире и Солберге (Olausson, 1982). В обоих разрезах на определенных уровнях наблюдается переход по всем параметрам от условий оледенений к межледниковью. Климатические изменения выявлены по фауне и флоре, кроме того, вследствие быстрого отступления и таяния льдов отмечается обильное поступление талых вод, которое фиксируется соответствующими слоями в разрезах и проявляется в понижении изотопно-кислородного соотношения в раковинах фораминифер. В качестве плейстоцен-голоценовой границы принята граница между поздним (молодым) дриасом и пребореалом, которая соответствует отступанию границы оледенения от зоны конечных морен Фенноскандии и датируется многочисленными радиоуглеродными датировками 10 200—10 300 л.н. Предполагается уточнение возраста датировками раковин фораминифер с помощью ускорителей. Поскольку существуют различные ограничения и поправки к радиоуглеродным датировкам, Р. Фейбридж (Fairbridge, 1982) полагает, что возраст границы следует принять  $10\,000 \pm 250$  л.н. Нет сомнений, что этот возраст характерен лишь для умеренных широт, так как в настоящее время установлено, что процесс перехода от условий времени оледенения к условиям голоцена был сложным, диахронным и продолжительным, охватывая несколько тысяч лет.

Р. Фейбридж (Fairbridge, 1982) пишет, что позднеледниковое потепление началось в тропиках 14—13,5 тыс. л.н. в связи с повышением солнечной инсоляции в соответствии с расчетами Миланковича. Потепление в Южном полушарии было крайне быстрым, а в Северном полушарии оно произошло примерно на 3000 лет позже с прогрессирующим отставанием к северу. Это отставание проявилось и в положении климатического оптимума голоцена.

Детали этого перехода по большинству океанских колонок не улавливаются из-за биотурбации — перемешивания осадков роющими организмами, которое достигает 10 см. Биотурбация выравнивает колебание всех характеристик донных осадков, в том числе свидетельства климатических осцилляций — танатоценозы планктонных фораминифер, а также делает стратиграфически нечеткими литоло-

Радиоуглеродные датировки осадков Атлантического океана, выполненные в лаборатории физико-геологических исследований ИОАН СССР

N станции* (колонки)	Координаты		Глубина отбора образца, см	Возраст, л.п.
	широта	долгота		
1	2	3	4	5
Л-36	58°39,5' с.	14°33,9' з.	17—23	14 850±520
Л-66	49°03,6' с.	20°18,4' з.	8—12	8 420±220
	То же	То же	170	16 300**
Л-86	49°20,3' с.	28°37,5' з.	18—22	9 010±320
	То же	То же	77—86	17 590±1420
Л—91	45°26,0' с.	24°15,2' з.	19—26	10 630±230
	То же	То же	31—37	21 670±430
Л-141	39°31,0' с.	46°00,7' з.	29—35	13 840±540
	То же	То же	170—175	26 600±860
Л-187	56°38,7' с.	25°52,7' з.	50—57	22 470±2380
Л-191	54°12,4' с.	21°02,2' з.	17—22	7 180±290
	То же	То же	97—106	15 710±400
Л-198—4	55°42,5' с.	18°54,1' з.	34—40	8 230±180
	То же	То же	77—83	14 670±770
Л-215	46°52,1' с.	7°45,0' з.	19—27	14 660±1330
Л-233	52°59,6' с.	27°16,3' з.	38—48	7 870±400
	То же	То же	100—105	9 570±320
	"	"	210—221	31 440±1750
Л-276	51°07,9' с.	38°00,0' з.	120—130	14 480±1740
Л-331	50°09,4' с.	16°53,0' з.	36—40	11 590±360
	То же	То же	66—71	19 140±640
Л-333	49°59,4' с.	11°40,4' з.	90—100	> 23 810
Л-348	63°56,8' с.	30°02,0' з.	20—30	13 160±910
	То же	То же	80—94	14 960±660
Л-352	56°28,2' с.	30°07,9' з.	33—44	8 700±340
	То же	То же	207—216	22 540±720
Л-356	48°01,0' с.	29°55,0' з.	20—24	6 360±220
	То же	То же	50—55	16 790±660
	"	"	90—99	22 080±770
Л-358	44°02,3' с.	30°03,3' з.	44—48	13 600±180
Л-475	19°36,4' с.	47°57,3' з.	28—34	27 980±1270
Л-523	36°24,5' с.	40°50,0' з.	70—80	18 370±390
Л-772	25°03,3' с.	16°58,0' з.	20—28	8 690±150
	То же	То же	41—48	12 170±230
	"	"	63—74	17 900±230
Л-827	0°04,0' ю.	10°47,4' з.	12—16	4 220±1200
	То же	То же	35—38	14 010—500
	"	"	70—82	28 670±1100
Л-878	28°26,1' ю.	33°23,0' з.	23—27	25 290±960
Л-909	8°37,1' с.	30°12,8' з.	25—35	22 960±540
Л-1033	1°05,6' с.	30°04,0' з.	28—35	16 550±310
	То же	То же	64—72	25 570±890
Л-1045	08°39,1' ю.	34°26,3' з.	25—34	17 930±360

\*Л — станции НИС "Михаил Ломоносов", К — НИС "Академик Курчатов", М — НИС "Дмитрий Менделеев", С — ЭОС "Седов", Ш — НИС "Профессор Штокман".

\*\* Оценка возраста выполнена в ЛГУ Х.А. Арслановым и В.Ю. Кузнецовым по протактинию.

Индекс ИОАН	Скорость осадконакопления, см/тыс. лет		$V_2/V_1$	Возраст максимального похолодания, тыс. лет
	$V_1$ -голоцен	$V_2$ -плейстоцен		
6	7	8	9	10
1286	1,2	1,8	1,5	16
1289	1,2	1,5	1,2	16
—	—	—	—	—
1292	2,2	9,1	4,1	18
1915	—	—	—	—
1908	2,4	(0,8)***	(0,3)	(~24)
1925	—	—	—	—
1291	1,1	10,9	9,9	17,1
1294	—	—	—	—
1295	(2)	(2,6)	(1,3)	(24)
1296	2,6	11,7	4,5	12,2
1906	—	—	—	—
955	4,5	6,2	1,4	14,7
1298	—	—	—	—
1904	(1,4)	(2,2)	(1,5)	(24,7)
1911	9,1	5,1	0,6	18,7
1299	—	—	—	—
1826	—	—	—	—
1912	2,3	62,5	27,2	12,1
1824	3,3	4,1	1,2	20,9
1846	—	—	—	—
1838	3,2	>5,1	>1,6	>13
1831	1,8	16,9	9,4	(21,7)
1913	—	—	—	—
1918	4,4	14,6	3,3	20,4
1910	—	—	—	—
1300	3,5	6,1	1,7	1,7
1914	—	—	—	—
1833	—	—	—	—
1301	3,1	4,2	1,4	20,5
1303	0,7	1,3	1,9	20
1905	1,3	8,2	6,3	15,4
1823	3,6	4,1	1,1	18
1829	—	—	—	—
763	—	—	—	—
1306	2,2	2,7	1,2	14
1307	—	—	—	—
961	—	—	—	—
1309	1	1	1	22
1711	1,3	1,3	1	23
1712	2	4	2	16,5
1713	—	—	—	—
1724	(0,9)	13,8	15,4	>18

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5
	То же	То же	90—101	22 590±1000
Л-1046	08°50,0' ю.	34°16,3' з.	20—30	11 720±330
	То же	То же	66—73	14 410±330
Л-1101—3	0°13,0' ю.	20°21,1' з.	30—35	12 590±330
	То же	То же	100—110	17 290±460
К-121	13°59,1' ю.	4°04,8' з.	18—26	16 790±620
	То же	То же	58—68	23 500±480
К-176	19°56,1' ю.	7°56,2' в.	17—22	8 625±140
	То же	То же	68—82	17 170±720
К-203	22°59,1' ю.	10°03,4' в.	13—23	5 420±100
	То же	То же	51—58	26 930±630
К-205	23°02,2' ю.	12°13,5' в.	10—19	1 950±100
	То же	То же	41—49	6 200±140
	"	"	64—71	8 340±110
	"	"	92—101	9 390±170
	"	"	130—138	13 130±350
	"	"	171—182	17 940±310
	"	"	187—194	> 17 850
	"	"	207—214	26 210±770
К-212	21°22,8' ю.	7°21,8' в.	10—16	8 640±210
	То же	То же	60—66	22 000±270
К-756	0°03,3' с.	23°54,8' з.	18—24	12 070±340
	То же	То же	58—66	18 340±460
М-2	35°32,0' с.	29°35,0' з.	14—20	9 390±130
	То же	То же	40—48	24 240±780
М-56	8°56,9' с.	39°59,6' з.	79—88	17 500±450
С1-16	30°36,6' с.	17°08,5' з.	38—48	22 750±600
С2-20	0°34,9' с.	27°55,0' з.	90—98	24 430±680
Ш-830****	20°17,7' ю.	12°11,5' з.	5—10	8 140±130
	То же	То же	75—80	> 30 600
Ш-846	29°39,9' ю.	13°00,2' з.	25—28	11 900±350
Ш-859	8°39,2' ю.	4°44,3' з.	5—10	6 660±480
	То же	То же	55—60	32 070±1200

\*\*\* В скобках даны менее достоверные данные.

\*\*\*\* Химическая подготовка образцов из колонок НИС "Профессор Штокман" выполнена Л.И. Бартевой.

гические признаки: слои пепла, терригенного материала, ледового разноса и др. Временное разрешение кратких событий требует поэтому использования колонок из точек с очень большими скоростями осадконакопления, которые часто встречаются в океане.

Используя в качестве маркирующего горизонта слой вулканического пепла возрастом 9300 л.н., распространенного между 45 и 65° с.ш., В. Руддиман и Э. Макинтайр (Ruddiman, McIntyre, 1977, 1981a) установили, что отступление полярного фронта началось около 13500 л.н. в Северо-Восточной Атлантике и закончилось около 6000 л.н. у Восточной Гренландии с кратким периодом его наступания не менее чем на 500 км к югу около 10200 л.н. (рис. 2). Это похолодание коррелирует с поздним дриасом Европы.

Сходную картину дегляциации в Северо-Восточной Атлантике описывают Ж. Дюплесси с соавторами (Duplessy et al., 1981), проанализировавшие четыре колонки осадков из Бискайского залива с высокой степенью разрешения. Они

	6	7	8	9	10
1710	—	—	—	—	—
1308	2,2	16,7	7,6	(14)	
1311	—	—	—	—	—
1715	2,7	15,3	5,7	13,5	
1714	—	—	—	—	—
1716	1,8	3,2	1,8	24	
752	—	—	—	—	—
807	2,8	12,5	5,7	21	
774	—	—	—	—	—
768	3,3	1,2	0,4	—	—
767	—	—	—	—	—
755	11	5,5	0,5	18	
756	—	—	—	—	—
757	—	—	—	—	—
758	—	—	—	—	—
759	—	—	—	—	—
760	—	—	—	—	—
761	—	—	—	—	—
762	—	—	—	—	—
1822	1,5	3,5	2,3	18	
751	—	—	—	—	—
1832	1,7	6,5	3,7	15	
1923	—	—	—	—	—
1720	1,8	1,6	0,9	22	
1719	—	—	—	—	—
1836	2	9,6	4,8	> 18	
754	1,8	2	1,1	16,7	
1293	2,3	5,1	2,2	14	
1864	1,0	2,9	> 2,9	> 16	
1865	—	—	—	—	—
1884	1,1	2,5	2,3	(15,8)	
2240	1,1	1,8	1,6	—	—
2241	—	—	—	—	—

установили, что переход от тяжелого изотопно-кислородного пика стадии 2 к легким соотношениям, свойственным стадии 1 (голоцену), проходил в два этапа, разделенных интервалом стабильности или небольшого утяжеления (поздний дриас). На этом основании авторы выделили в пределах терминации I две ступени: терминацию Ia ( $15500 \pm 800$  —  $13300 \pm 700$  л.н.) и терминацию Ib ( $10000 \pm 500$  —  $8280 \pm 350$  л.н.). Обращает на себя внимание некоторое расхождение изотопно-кислородной кривой, отражающей в основном масштабы глобального наземного оледенения, и палеотемпературной кривой, построенной по планктонным фораминиферам, отражающей изменения поверхностных температур в районе колонки (см. рис. 2). Судя по палеотемпературным кривым и палинологическим спектрам колонок из Бискайского залива, сопоставленным с палинологическими спектрами на суше, потепление в Северо-Восточной Атлантике, как и в Западной Европе, началось в конце терминации Ia.

Не менее сложная картина выявлена нами по колонке K-205 с материкового

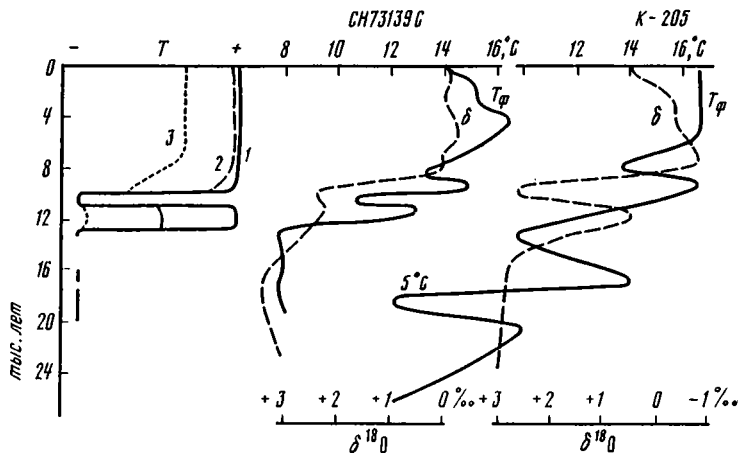


Рис. 2. Колебания палеотемператур и изотопно-кислородного состава воды Атлантического океана в период дегляциации и голоцена

Слева — колебания палеотемператур Северной Атлантики севернее  $40^\circ$  с.ш. (Т): знак "плюс" — повышения, знак "минус" — понижения; 1 — юго-восточная область, 2 — центральная область, 3 — северо-западная область (Ruddiman, McIntyre, 1981). В центре — микропалеонтологическая палеотемпературная ( $T_\phi$ ) и изотопно-кислородная кривые ( $\delta$ ) колонки СН 73139С, полученной западнее Ирландии (составлено по данным Duplessy et al., 1981). Справа — палеотемпературная ( $T_\phi$ ) и изотопно-кислородная кривые по комплексу планктонных фораминифер ( $\delta$ ) колонки К-205, полученной на материковом склоне юго-западной Африки (изотопно-кислородные определения выполнены В.И. Николаевым и В.П. Стрижовым)

склона Юго-Западной Африки (глубина 2400 м) в зоне влияния Бенгельского апвеллинга. По этой колонке выполнены восемь радиоуглеродных датировок (см. таблицу), построены изотопно-кислородная кривая по комплексу планктонных фораминифер и палеотемпературная кривая по соотношению их видов (см. рис. 2). Колонка характеризуется достаточно высокими скоростями осадконакопления — 5,5 см/тыс. лет в позднем плейстоцене и 11 см/тыс. лет в голоцене. Изотопно-кислородная кривая, так же как и в Северной Атлантике, выявляет два этапа сдвига к легким соотношениям. В период 14—12 тыс. л.н.  $\delta^{18}\text{O}$  понизился на 2—2,5‰, что, вероятно, соответствует терминации Ia. В интервале 11—10 тыс. л.н. изотопный состав вновь становится тяжелее на 2‰ (поздний дриас). От 10—9,5 до 8 тыс. л.н. продолжалось резкое падение значения  $\delta^{18}\text{O}$  более чем на 4‰. Этот сдвиг соответствует терминации Ib, а по его величине и возрасту — границе голоцена по указанным выше соображениям. Важно отметить, что утяжеление изотопного состава кислорода 11—10 тыс. л.н. проявилось здесь более резко, чем в Северной Атлантике. Это может быть либо отражением соответствующей фазы роста ледникового щита Антарктиды, либо лишь региональным явлением.

Существенно другую картину вскрывает палеотемпературная кривая этой колонки, отражающая местные колебания среднегодовой температуры верхнего слоя воды, чрезвычайно сильные из-за влияния апвеллинга — до  $12^\circ\text{C}$ . Минимальные температуры ( $5^\circ\text{C}$ ) имели здесь место в позднем плейстоцене около 26 и 18 тыс. л.н. В интервале 22—20 тыс. л.н. температура повышалась до  $10^\circ\text{C}$ , а 18—17 тыс. л.н. последовало резкое повышение температуры почти до голоценовых значений ( $14^\circ\text{C}$ ) и затем падение до  $10^\circ\text{C}$ . После этого пика холода в интервале 13—9 тыс. л.н. температура повысилась до максимальных голоценовых значений ( $17^\circ\text{C}$ ). Таким образом, если проводить границу голоцена в средней точке перегиба палеотемпературной кривой, она приходится на 11,5 тыс. л.н.; если на одной трети перегиба до голоценовых значений, то на 11—10,8 тыс. лет. В голоцене выделяется холодный пик ( $14^\circ\text{C}$ ) около 8,5—8 тыс. л.н., отвечающий второй половине хронозоны бореала Европы. Похолодание в это время фиксируется



на островах Южного полушария (Burrows, 1979). Н. В. Кинд (1979) относит его к глобальным периодам похолодания. Дж. Беget (Veget, 1983) также приводит доказательства, что 8500—7500 л.н. произошло небольшое глобальное увеличение объема льдов ("мезогляциал"). Климатический оптимум голоцена по колонке К-205 не выявлен.

В. Бергер с соавторами (Berger et al., 1985) детально исследовали восемь бокс-колонок из тропической Атлантики. В каждой из них в пределах 0—32 см выполнено по четыре радиоуглеродные датировки, а изотопно-кислородные определения по раковинам *Globigerinoides ruber* были сделаны с интервалом в 1—2 см. Рассмотрение кривых показывает, что дегляциация началась около 15 тыс. л.н. и закончилась около 7 тыс. л.н. В интервале 12—11 тыс. л.н. наблюдается пауза, которая может коррелировать с поздним дриасом (около 10,5 тыс. л.н.). Несовпадение возрастных оценок объясняется авторами биотурбацией осадков. Второй этап дегляциации тяготеет к возрасту около 10 тыс. л.н. и сопровождается кратким повышением содержания легкого изотопа кислорода.

Л. Пастуре с соавторами (Pastouret et al., 1978) по колонке CH22K W31 у устья р. Нигер с очень высокими скоростями осадконакопления (более 30 см/тыс. л.), по которой выполнено девять радиоуглеродных датировок, наметили границу голоцена на уровне  $11\,500 \pm 650$  л.н. На изотопно-кислородной кривой по *Globigerinoides ruber* эта датировка соответствует пику краткого увеличения  $\delta^{18}\text{O}$  на фоне общего сдвига от тяжелых к легким соотношениям в интервале 15—11,4 тыс. л.н. Авторы объясняют появление этого пика сокращением стока Нигера в это время.

Таким образом, процесс перехода от условий оледенения к современным охватывает около 7 тыс. лет. В осадках Атлантики его начало регистрируется по палеотемпературным кривым около 14 тыс. л.н. в тропических широтах и около 7 тыс. л.н. — в полярных. На изотопно-кислородных кривых, отражающих в основном объем материковых льдов, выделяются два главных этапа дегляциации: 15,5—13,3 и 10—8,3 тыс. л.н., разделенных похолоданием позднего дриаса. Поскольку сдвиг к соотношениям, характерным для голоцена, происходит в пределах второго этапа, это похолодание относят к плейстоцену и границу голоцена намечают около 10 тыс. л.н. Такое его положение соответствует границе позднего дриаса и пребореала в разрезах Юго-Западной Швеции, предлагаемых в качестве стратотипов (10,3—10,2 тыс. л.н.).

На изотопно-кислородных и палеотемпературных кривых колонок с высокими скоростями осадконакопления в интервале дегляциации выделяются колебания разной амплитуды, вызванные как региональными, так и глобальными событиями. К последним относится похолодание (оледенение) позднего дриаса и, вероятно, "мезогляциал" 8,5—7,5 тыс. л.н. В этих случаях авторы проводят границу голоцена на несколько различных стратиграфических уровнях. Есть основания полагать, что мезогляциал 8,5—7,5 тыс. л.н. в полярных широтах не отделяется заметными потеплениями от позднего дриаса и последнего стаднала вюрм-висконсинского оледенения. Поэтому граница голоцена по микрофаунистическим и литологическим признакам и по палеотемпературам проводится на уровне 8—7 тыс. л.н., возможно и позднее.

В колонках с низкими скоростями осадконакопления дегляциация обычно охватывает незначительный интервал, все флюктуации стираются биотурбацией и граница голоцена четко выделяется по многим признакам. Ее возрастное положение от тропических до субполярных широт статистически тяготеет к 11 тыс. л.н.

*Скорости осадконакопления.* На основе радиоуглеродных датировок, как наших (см. таблицу), так и заимствованных из публикаций, можно составить представление о скоростях осадконакопления в конце плейстоцена и в голоцене, а также об их соотношении. Следует оговорить, что представлены результаты исследования преимущественно высокоизвестковистых органогенных илов, а также

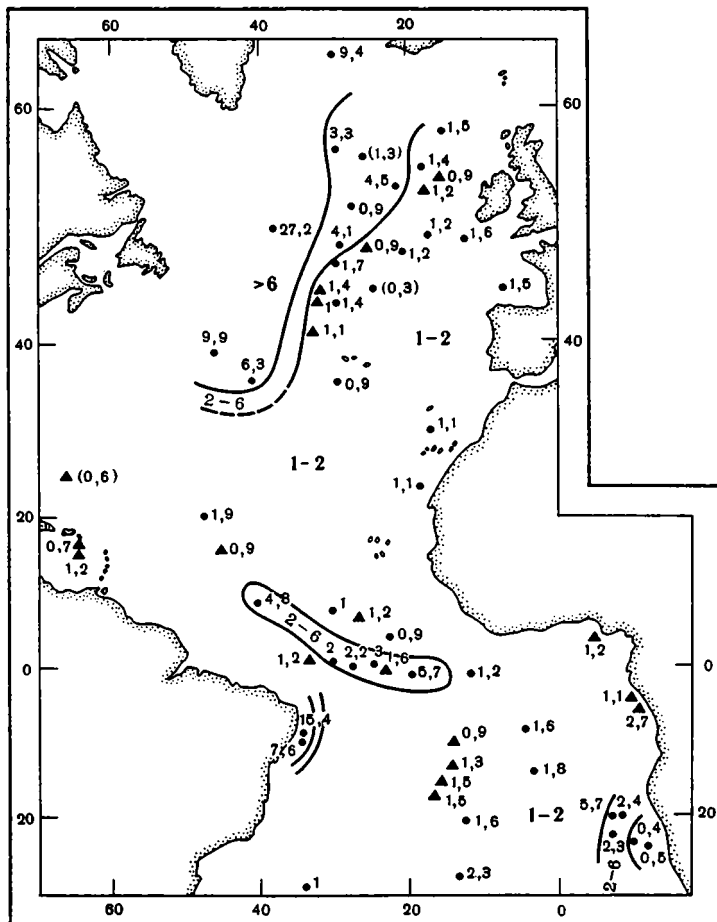


Рис. 3. Соотношение скоростей осадконакопления ( $v_2/v_1$ ) в конце плейстоцена ( $v_2$ ) и в голоцене ( $v_1$ ) по радиоуглеродным датировкам

Треугольники — оценки по опубликованным данным, кружки — данные авторов, в скобках — менее достоверные данные

терригенных осадков с достаточным количеством раковин планктонных фораминифер хорошей сохранности, по которым осуществлялось построение изотопно-кислородных и палеотемпературных кривых. Кроме собственных данных по 41-й колонке, при составлении схемы (рис. 3) нами рассчитаны скорости осадконакопления по следующим 20 колонкам, для которых в оригинальных публикациях приведены радиоуглеродные датировки: V23-81, V29—183K, V30-97, V30-101K (Ruddiman, McIntyre, 1981a,b); 97, 101, 104, 110, 111, 113, 115 (Berger, 1985); CH73139C (Duplessy et al., 1981); A180-73, V25-59 (Damuth, 1975); A179-15, A179-4, V12-122 (Wollin et al., 1971); CH22K W31 (Pastouret et al., 1978); C237, Bt 4 (Giresse et al., 1982). В необходимых случаях введены поправки к датировкам с расчетного слоя перемешивания — биотурбации (Купцов, 1986б).

Скорость осадконакопления в голоцене составляла преимущественно 1—3 см/тыс. лет, что соответствует схеме, опубликованной А.П. Лисицыным (1974). Позднеплейстоценовые скорости осадконакопления колеблются в значительно более широких пределах — от 1 до нескольких десятков сантиметров в тысячу лет, в основном в зависимости от интенсивности приноса терригенного материала. На большей площади глубоководной Атлантики позднеплейстоценовые скорости

осадконакопления близки к голоценовым либо превышают их в 1,5—2 раза (см. рис. 3). В Северо-Западной Атлантике соотношение скоростей достигает 10—20 и более, что объясняется прежде всего активным поступлением материала ледового разноса во время последнего стадиала оледенения. Другой причиной является меньший хронологический объем голоцена. Сходное соотношение скоростей осадконакопления, по литературным данным, имеет место в Норвежско-Гренландском бассейне и, вероятно, в других районах со сходным палеоокеанологическим развитием — в Баренцевом море и в Субантарктике.

В экваториальной Атлантике выделяется узкая полоса высоких соотношений (2—5,7), связанная, вероятно, с более высокой биопродуктивностью в области экваториальной дивергенции во время оледенения вследствие активизации атмосферной и океанской циркуляции. По этой же причине соотношения увеличены (2,3—6,7) на ряде станций в зоне влияния Бенгельского апвеллинга. Увеличение соотношения в этой зоне от 0,4—0,5 на ближайших к берегу станциях К-203 и К-205 до 5,7 на более удаленной ст. К-176 свидетельствует о соответствующих изменениях в продукции планктонных фораминифер и кокколитофорид.

Скорости позднелайстоценового осадконакопления превышают голоценовые в 7,6 и 15,4 раза в двух точках на материковом склоне Бразилии, что объясняется, вероятно, увеличением терригенного сноса в связи с понижением уровня океана.

Очень высоки были скорости осадконакопления на глубинах около 1000 м у устьев Нигера и Конго — более 30 см/тыс.л. (Pastouret et al., 1978; Giresse et al., 1982). В колонке СН22К W31 у устья Нигера скорость осадконакопления во время стадии 2 составляла 36 см/тыс.л., в голоцене — 31 см/тыс.л., в течение краткого периода около 11 тыс. л.н. они возрастали до 600 см/тыс.л. В колонке С237 в 145 км от устья Конго средние скорости во время стадии 2 были около 54 см/тыс.л., в голоцене — 20 см/тыс.л., в течение краткого периода около 11 тыс. л.н. они возрастали до 160 см/тыс.л. Последнее явление, очевидно, связано с резким увеличением влажности климата и усилением терригенного выноса этими реками. Дальше, в 310 км от устья Конго (колонка Вт 4), скорости составляли: 7,7 см/тыс.л. во время стадии 2 и 6,7 см/тыс.л. в голоцене. Во всех трех колонках скорости стадиала оледенения несколько превышают голоценовые (соответственно в 1,2; 2,7 и 1,1 раза) за исключением интервала около 11 тыс. л.н., когда они возрастали на порядок.

*Возраст пика последнего максимального похолодания.* Обычно этот пик относят ко времени около 18 тыс. л.н. Такое представление основано на анализе изотопно-кислородных кривых и получено интерполяцией возрастных оценок границ стадий. Датирование положения пика в отдельных колонках дает оценки, более или менее отклоняющиеся от этого возраста. Так, Пастуре с соавторами Pastouret et al., 1978) прямой датировкой соответствующего пика на изотопно-кислородной кривой оценивают время максимального понижения уровня моря в  $16\,100 \pm 1300$  л.н. Как известно, такие кривые отражают в основном глобальные колебания объема материковых льдов. Выявление регионального положения последнего пика холода возможно лишь по палеотемпературным кривым (рис. 4).

Перед их рассмотрением следует указать на ряд сложностей и ограничений. Как уже отмечалось, биотурбация и дискретность отбора образцов для микропалеонтологического анализа ограничивают возможности установления точного положения пиков в колонках. Кроме того, за исключением случаев прямого датирования пиков радиоуглеродным методом их возраст устанавливается интерполяцией между датировками либо экстраполяцией по скоростям позднелайстоценового осадконакопления в предположении их равномерности, что может иметь место далеко не всегда. Этими причинами, несомненно, объясняется некоторое расхождение возрастных оценок по соседним колонкам. Более достоверны минимальные оценки.

Несмотря на некоторый разброс данных по указанным причинам, выявляется

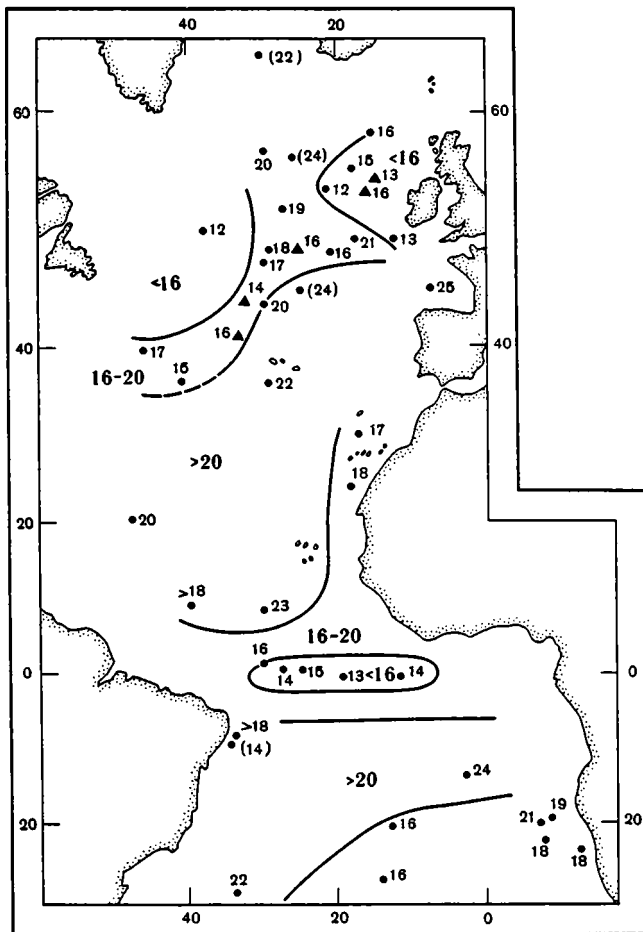


Рис. 4. Возраст пика последнего максимального похолодания (округлено до тыс. л.н.)  
Условные обозначения см. на рис. 3

определенная природная закономерность. В центральных областях субтропических антициклонических круговоротов обоих полушарий возраст последнего пика холода определяется в 20—24 тыс. л.н., на их периферии — 16—20 тыс. л.н., в зоне экваториальной дивергенции — 13,5—16,5 тыс. л.н., в области развития северного субполярного циклонического круговорота — 12—14 тыс. л.н. (Бараш, Оськина, 1979). По этим данным, последовательность развития позднеплейстоценового потепления представляется следующим образом. Наиболее раннее и слабоявленное потепление началось в тропических и субтропических широтах в пределах антициклонических круговоротов (23—19 тыс. л.н.). Несколько позже (19—15 тыс. л.н.) оно охватывает их периферию, в частности область пра-Гольфстрима. В экваториальной зоне в интервале 16,5—13,5 тыс. л.н. еще проявляется сильное охлаждающее влияние дивергенции и подъема подповерхностных холодных вод и лишь после него проявляется потепление. В высоких широтах Северной Атлантики 14—12 тыс. л.н. еще сохраняются минимальные температуры, которые затем повышаются по мере сокращения активности субполярного круговорота, его деградации и почти полного исчезновения, произошедшего на рубеже плейстоцена и голоцена.

Выявленная диахронность положения пика максимального похолодания, ох-

ватывающая около 10 тыс. лет, и его пространственно-временное смещение от низких к высоким широтам дополняют представления о диахронности положения границы плейстоцен-голоцена и голоценового климатического оптимума.

*Возраст начала последнего материкового оледенения.* По вопросу о продолжительности последнего межледниковья и соответственно о начале последнего оледенения существуют две точки зрения. Согласно первой, оно завершилось 75—70 тыс. л.н. и имело продолжительность около 60 тыс. лет; согласно другой, межледниковье завершилось 116 тыс. л.н. и имело продолжительность 10,5—14 тыс. лет. Основанием для разногласий является статус температурных флюктуаций подстадий *a—e*, выделенных Н. Шелктоном (Shackleton, 1969) в пределах изотопно-кислородной стадии 5 (см. рис. 1). При переходе от подстадии *5e* к подстадии *5d* наблюдаются значительные изменения, вызванные образованием около 50% материковых льдов (Ruddiman et al., 1980). При расчетах за 100% принят объем льдов во время стадии 2, за 0% — во время подстадии *5e*. Затем колебания были более слабыми, и следующее резкое утяжеление изотопно-кислородного состава (70—95%) отмечается при переходе от подстадии *5a* к стадии 4. Поскольку главной фазой перехода к условиям оледенения было время около 75 тыс. л.н. (граница стадий 5 и 4), это служило основанием для отнесения к межстадиалу всей стадии 5, а подстадии *5e* — к температурному оптимуму межстадиала.

Затем, однако, было показано, что земское межледниковье, выделенное в 1928 г. в отложениях Ютландии и северо-запада ФРГ, соответствует только подстадии *5e*. Последующие тепловодные пики подстадий *5c* и *5a* некоторые авторы предположительно сопоставляют с межстадиалами амерсфорт и брёруп. Снижение уровня моря у о-ва Барбадос 116 тыс. л.н. достигло уже  $-71 \pm 11$  м (Mathews, 1972). Подвижки льдов в Скалистых горах Северной Америки в это время имели такой же масштаб, как и в последнее оледенение. В Центральной Европе вскоре после 115 тыс. л.н. начали накапливаться лёссы (Боуэн, 1981). Таким образом, стадия 5, согласно этим данным, включает период межледниковья (подстадия *5e*) и ранние стадии оледенения (подстадии *5d—5a*).

В Атлантическом океане перестройка от палеоокеанологической ситуации межледниковья к условиям оледенения произошла около 75—70 тыс. л.н. на границе стадий 5 и 4, когда возникло оледенение в Юго-Восточной Канаде, которая была основным источником материала ледового разноса в Северной Атлантике (Ruddiman et al., 1980; и др.). Ледниковые условия в Норвежском море и, вероятно, во всем Арктическом бассейне наступили во время первой фазы оледенения, около 115 тыс. л.н. (Kellogg, 1980).

Нет сомнений, что в пределах Атлантического океана переход от межледниковья к условиям оледенения, соответствующий границе между стадиями 5 и 4, был не менее сложным и диахронным, чем время дегляциации. Так, для главной фазы оледенения (граница стадий 5 и 4 и начало стадии 4) В. Руддиман с соавторами (Ruddiman et al., 1980) определили, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  возрастают на несколько тысяч лет раньше понижения температур поверхностной воды, устанавливаемые по составу фораминифер. Предполагается, что нарастание льдов происходило в основном во внутренних районах материковых щитов и лишь в позднюю фазу оледенения оно начало оказывать влияние на условия в Северной Атлантике.

Надо отметить, что возрастные оценки всех этих изменений рассчитывались, как правило, по изотопно-кислородным кривым и скоростям осадконакопления, поскольку они находятся за пределами радиоуглеродного метода определений. Датировки осадков Атлантики — в диапазоне 40—130 тыс. л.н. (другими методами) единичны.

Итак, позднечетвертичные климатостратиграфические границы диахронны. Соответствующие климатические изменения охватывают определенные интервалы времени, в течение которых происходило их широтное или субширотное смещение, осложненное глобальными и региональными колебаниями более низких

порядков. Похолодания начинались в полярных и субполярных широтах, потепления — в тропических и субтропических.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бараш М.С.* Реконструкция четвертичных палеотемператур океанов по планктонным фораминиферам // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 134—141.
- Бараш М.С., Лаверов В.М.* О мощности голоцена в осадках Атлантического океана // Океанология. 1977. Т. 17, вып. 2. С. 272—278.
- Бараш М.С., Окунева О.Г.* О позднечетвертичных колебаниях палеотемператур в тропической зоне Северной Атлантики // Там же. 1981. Т. 21, вып. 5. С. 845—854.
- Бараш М.С., Оськина Н.С.* Палеотемпературы Атлантического океана 18000 и 40000 лет назад: (По планктонным фораминиферам) // Там же. 1979. Т. 19, вып. 1. С. 93—101.
- Бараш М.С., Оськина Н.С., Иванова Е.В.* Приафриканские апвеллинги в позднем плейстоцене по данным изучения планктонных фораминифер // Там же. 1980. Т. 20, вып. 1. С. 97—105.
- Боуэн Д.* Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.
- Кинд Н.В.* О методах изучения климатов голоцена // Частные методы изучения современных экосистем. М.: Наука, 1979. С. 252—260.
- Купцов В.М.* Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука, 1986а. 271 с.
- Купцов В.М.* Изотопная геохронология донных осадков океанов и морей: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИОАН СССР, 1986б. 40 с.
- Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Beget J.E.* Radiocarbon-dated evidence of worldwide Early Holocene climatic change // *Geology*. 1983. Vol. 11. P. 389—393.
- Berger W.H.* On the definition of the Pleistocene/Holocene boundary in deep-sea sediments // *Sver. geol. unders.* C. 1982. Bd. 794. S. 270—280.
- Berger W.H., Killingley J.S., Metzler C.V., Vincent E.* Two-step deglaciation:  $^{14}\text{C}$ -dated high-resolution  $\delta^{18}\text{O}$  records from the Tropical Atlantic Ocean // *Quatern. Res.* 1985. Vol. 23, N 2. P. 258—271.
- Broecker W.S., Ewing M., Heezen B.C.* Evidence for an abrupt change in climate close to 11000 years ago // *Amer. J. Sci.* 1960. Vol. 258. P. 429—448.
- Burrows C.J.* A chronology for cool-climate episodes in the Southern Hemisphere 12000—10000 yr. B.P. // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1979. Vol. 27. P. 287—347.
- Damuth J.E.* Quaternary climate change as revealed by calcium carbonate fluctuation in Western Equatorial Atlantic sediments // *Deep-Sea Res.* 1975. Vol. 22. P. 725—743.
- Duplessy J.C., Delibrias G., Turon J.L.* et al. Deglacial warming of the Northeastern Atlantic Ocean: correlation with palaeoclimatic evolution of the European continent // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1981. Vol. 35. P. 121—144.
- Fairbridge R.W.* The Holocene boundary stratotype: local and global problems // *Sver. geol. unders.* C. 1982. Bd. 794. S. 281—286.
- Gitsee P., Bongo-Passi G., Delibrias G., Duplessy J.-C.* La lithostratigraphie des sédiments hémipélagiques du delta profond du fleuve Congo et ses indications sur les paléoclimats de la fin du Quaternaire // *Bull. Soc. géol. France*. 1982. Vol. 24, N 4. P. 803—815.
- Kellog Th.B.* Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts // *Boreas*. 1980. Vol. 2, N 2. P. 115—137.
- Mathews R.K.* Dynamics of the ocean-cryosphere system: Barbados data // *Quatern. Res.* 1972. Vol. 2. P. 368—373.
- 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. 53, N 3. P. 279—295.
- Pastouret L., Chamley H., Delibrias G.* et al. Late Quaternary climatic changes in Western Tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger Delta // *Oceanol. acta*. 1978. Vol. 1, N 2. P. 217—232.
- Ruddiman W.F., McIntyre A.* Late Quaternary surface ocean kinematics and climatic change in the high-latitude North Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 3877—3887.
- Ruddiman W.F., McIntyre A.* The North Atlantic Ocean during the last deglaciation // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1981a. Vol. 35. P. 145—214.
- Ruddiman W.F., McIntyre A.* Oceanic mechanisms for amplification of the 23000-year ice-volume cycle // *Science*. 1981b. Vol. 212, N 4495. P. 617—627.
- Ruddiman W.F., McIntyre A., Niebler-Hunt U., Durazzi J.T.* Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern hemisphere glaciation // *Quatern. Res.* 1980. Vol. 13. P. 33—64.
- Shackleton N.J.* The last interglacial in the marine and terrestrial record // *Proc. Roy. Soc. London B*. 1969. Vol. 174, N 1034. P. 135—154.
- The Pleistocene/Holocene boundary in South-Western Sweden // *Sver. geol. unders.* C. 1982. Bd. 794. S. 1—288.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E.* Microparticle concentration variations linked with climatic change: evidence from polar ice cores // *Science*. 1981. Vol. 212. P. 812—815.
- Wollin G., Ericson D.B., Ewing M.* Late Pleistocene climates recorded in Atlantic and Pacific deep-sea sediments // *The Late Cenozoic glacial ages*. New Haven; L.: Yale Univ. press, 1971. P. 199—214.