

УДК. 563.12:551.78/79 (261)

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПЛИОЦЕН-НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВАЖИНЫ 677А И ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

© 2003 г. Н. В. Бубенщикова

Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва

Поступила в редакцию 19.07.2000 г., получена после доработки 23.11.2000 г.

Детально изучены планктонные фораминиферы из плиоцен-нижнечетвертичных отложений скв. 677А Проекта глубоководного бурения. Показано, что большинство обнаруженных зональных таксонов являются надежными биостратиграфическими реперами. В интервале 30–210 м выделены зоны по планктонным фораминиферам с PL1b по Pt1 по сводной шкале В.Берггрена (Berggren et al., 1995). Изменения комплексов планктонных фораминифер из отложений скв. 677А тесно связаны с климатически контролируемым развитием поверхностных водных масс восточно-экваториальной Пацифики в течение 4.6–0.65 млн. лет назад. Резкое уменьшение содержания экваториально-тропических видов около 3.4 млн. лет назад коррелирует с прекращением поверхностного водообмена между тропическими областями Тихого и Атлантического океанов в результате образования Центрально-Американского перешейка. Для восстановления поверхностных температур использован палеотемпературный метод М.С. Бараша (Бараш, 1970). Максимальные температуры реконструированы в конце раннего плиоцена (26.4°C) и в позднем плиоцене (26.6°C), а минимальные – в начале раннего плиоцена (18.4°C), в середине позднего плиоцена (19.6°C). Холодные события отмечались: 4.6–4.3, 2.8–2.5 и 1.7–1.2 млн. лет назад, а теплые: 4.3, 4.18–3.4, 2.5–2.3 и 1 млн. лет назад. В целом, середина раннего плиоцена, середина позднего плиоцена и начало плейстоцена характеризуются холодноводными условиями, а окончание раннего и позднего плиоцена тепловодными условиями.

Ключевые слова. Планктонные фораминиферы, плиоцен-четвертичные отложения, биостратиграфическое распространение, датировочные уровни, палеоклиматические события, палеотемпературы.

ВВЕДЕНИЕ

История развития восточно-экваториальной Пацифики в течение позднего неогена неоднократно становилась объектом для исследований палеоокеанологов (Saito, 1976; Keigwin, 1982a; 1982b; Prell, 1985; Farrell, Prell, 1991; Ушакова и др. 1995). Была показана климатическая роль образования Центрально-Американского перешейка в изменениях поверхностной и глубоководной циркуляции в этом регионе и Мировом океане (Keigwin, 1982b; Haug, Tiedemann, 1998). Изменения гидрологических условий в Панамском бассейне исследуются в настоящей работе с использованием детальной зональной стратиграфии и метода палеотемпературного анализа данных о количественном распределении планктонных фораминифер в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях скважины 677А.

Современная поверхностная циркуляция в Панамском бассейне определяется преимущественным влиянием Перуанского течения (ветви Южного Пассатного течения) или Экваториального (Межпассатного) противотечения (рис. 1) (Тихий океан, 1981). Калифорнийское течение с севера, а Перуанское – с юга транспортируют в этот регион

океана холодные воды, которые, достигая экватора, поднимаются к поверхности, образуя апвеллинг у берегов Америки. Этот апвеллинг совпадает с Экваториальной дивергенцией. Среднегодовая температура в регионе составляет 24°C (Тихий океан, 1981), однако сезонные изменения компонентов системы циркуляции обуславливают колебания поверхностной температуры в Панамском бассейне (в пределах 50 м) от 17° до 27°C (Levitus, 1982). Динамичный океанографический режим, характерный для восточно-экваториальной Пацифики в целом, обеспечивает существование широтного пояса (от 4°ю.ш. до 2°с.ш.) высокой биологической продуктивности и необычную для экваториальных районов ассоциацию планктонных организмов: в планктонных ловах поверхностных осадках тропические виды фораминифер наблюдаются вместе с холодноводными видами (Thunell, Reynolds, 1984; Chen, Prell, 1998).

В Панамском бассейне расцвет вида *Neoglobobulimina dutertrei* (N.) dutertrei, а также максимумы содержания видов *N. pachyderma dex.* и *Globobulimina (Gr.) menardii* наблюдаются в течение февраля–марта, когда апвеллинг наиболее интенсивен и ассоциируется с неглубоким термоклином и низкими по-

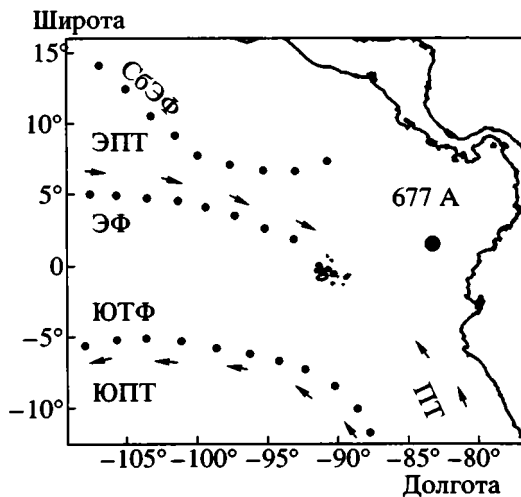


Рис. 1. Схема поверхностной циркуляции восточно-экваториальной Пацифики (Тихий океан, 1981) и местоположение скважины 677А.

ЮПТ — Южное Пассатное течение; ЭПТ — Экваториальное противотечение; ПТ — Перуанское течение; ЮТФ — Южный тропический фронт; ЭФ — Экваториальный фронт; СбЭФ — Субэкваториальный фронт; стрелками указаны направления течений, точками — положение фронтов.

верхностными температурами (табл. 1). Другая группа планктонных фораминифер: виды *Globigerinita* (*Gt.*) *glutinata*, *Globigerinoides* (*Gs.*) *ruber*, *Globigerina* (*G.*) *bulloides* образует максимальные концентрации летом и связана с более глубоким термоклином и высокими поверхностными температурами (Thunnel, Reynolds, 1984). Преобладание видов, развитых в современном Панамском бассейне (табл. 1) в комплексах планктонных фораминифер из плиоцен-четвертичных отложений, может служить индикатором гидрологических условий близких современным.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Скважина 677А (1°12.14' с.ш., 83°44.22' з.д.) была пробурена в рейсе 111 проекта ODP на юж-

Таблица 1. Соотношение видов планктонных фораминифер в седиментационных ловушках в Панамском бассейне (Thunnel, Reynolds, 1984).

Виды	Диапазоны концентраций, (%)	Средние концентрации, (%)
<i>N. dutertrei</i>	7.0–59.5	27.23
<i>Gt. glutinata</i>	5.3–43.5	23.53
<i>Gs. ruber</i>	4.6–26.8	14.88
<i>G. bulloides</i>	0.6–19.0	13.32
<i>Gr. menardii</i>	1.1–9.0	4.65
<i>N. pachyderma dex.</i>	0.2–7.4	2.99
<i>Gs. sacculifer</i>	0.8–13.0	2.86
Другие	0.0–29.1	10.54

ном фланге Костамериканского рифта на глубине 3461 м. Плиоцен-нижнечетвертичные отложения, вскрытые скважиной, представлены, главным образом, кремневыми и кокколито-фораминиферовыми илами. Современные отложения в Панамском бассейне накапливаются в пределах глубин фораминиферового лизоклина 3200–4000 м (Chen, Prell, 1998). В разрезе скв. 677А нами обработано 66 образцов, что дает среднее временное разрешение в 60 тыс. лет. Количественный фораминиферовый анализ проведен во фракции >100 мкм. Около 300 раковин фораминифер было подсчитано в каждом образце и вычислены процентные концентрации видов без учета вклада вида *Gt. glutinata*. Вид *Gt. glutinata* широко распространен в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Северной Пацифики и его концентрации нередко достигают 30–60% от всего комплекса фораминифер, что позволило считать этот вид космополитичным (Бубенщикова, 1996). Результаты проведенного фораминиферового анализа представлены в таблице 2. Также получены данные о соотношении планктонных и бентосных фораминифер, фораминифером числе (количество раковин в 1 г осадка) и числе видов. Были использованы таксономическая классификация и сокращения родовых названий, предложенные Дж. Кеннеттом и М. Сринивазаном (Kennett, Srinivasan, 1983) с некоторыми дополнениями (Rogl, Bolli, 1973). В качестве основы для палеоокеанологических реконструкций принята сводная зональная шкала позднего неогена Берггрена с соавторами (Berggren et al., 1995). Граница неогеновой и четвертичной систем в этой шкале помещается в основание палеомагнитного события Олдувей (1.81 млн. лет назад).

Для восстановления среднегодовых поверхностных температур по соотношению климатических групп видов планктонных фораминифер был использован метод палеотемпературного анализа М.С. Бараша (Бараш, 1970; Бараш, Блум, 1975 и др.) и полученная на его основе Е.В. Ивановой таблица для пелагической области Мирового океана с температурами поверхностной воды 8–30°C (Иванова, 1983).

Ранее было установлено принципиальное сходство современных и плиоцен-раннечетвертичных танатоценозов (Бубенщикова, 1996) на основании количественного изучения комплексов планктонных фораминифер в 576 образцах кернов скважин, пробуренных в Северной Пацифике, и обобщения опубликованных фактических данных. Например, в изученных танатоценозах скв. 677А содержания нынеживущих видов в комплексах снижаются по мере увеличения возраста отложений и составляют 94–100% в раннем плейстоцене, 70–100% в позднем плиоцене, 52–85% в конце и 50–77% в начале раннего плиоцена. Проведенные ранее реконструкции экологии плиоценовых видов на основе сравнения

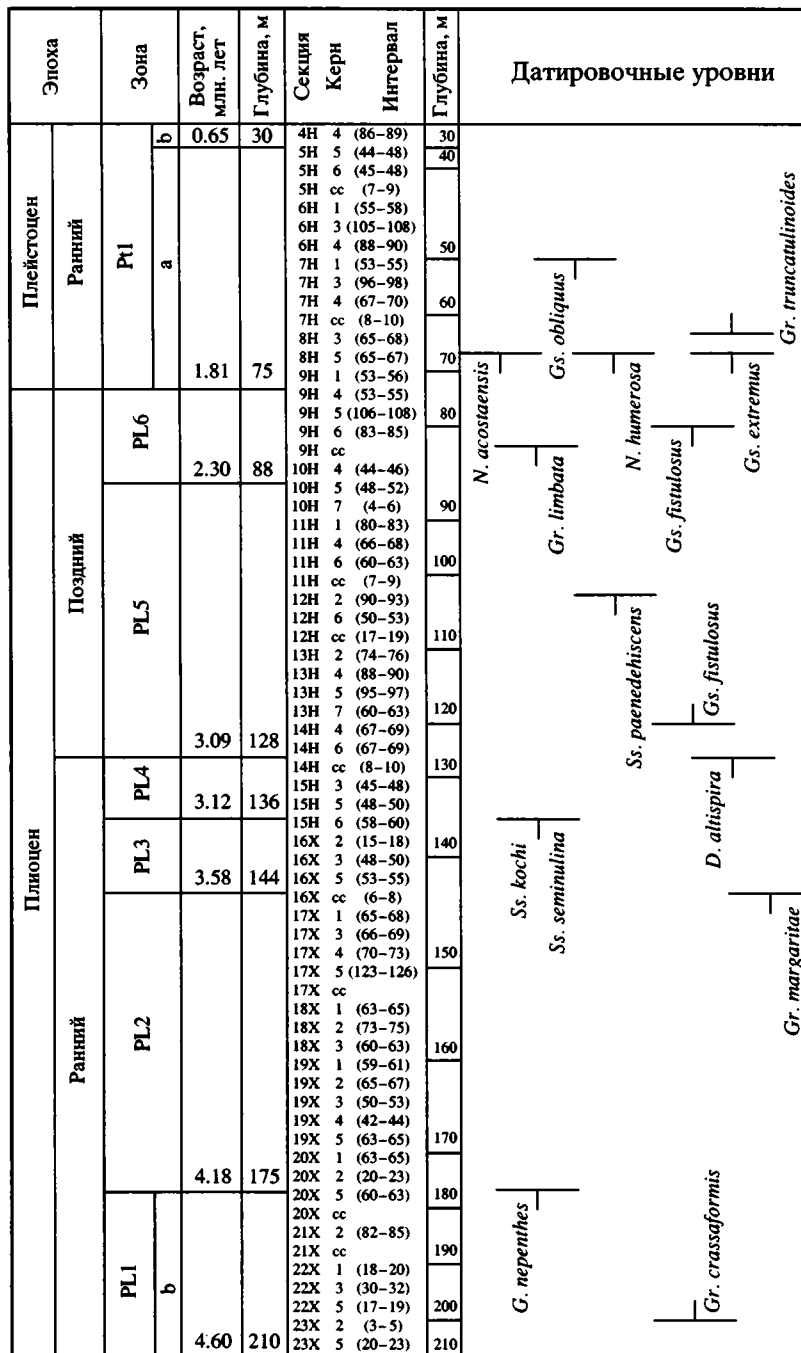


Рис. 2. Биостратиграфическое расчленение плиоцен-нижнечетвертичных отложений скв. 677А по зональной шкале Берггрена (Berggren et al., 1995).
Усл. обозначения см. на рис. 3.

карт ареалов видов в пределах одного возрастного среза (Бубенщикова, Блюм, 1996) позволили причислить каждый из вымерших видов к одной из климатических групп: субполярной (СП), умеренной (У), субтропической (СТ), тропической (Т) и экваториально-тропической (ЭТ) (табл. 2). Это дает возможность использовать известные для современного океана связи: содержания климатических групп

видов планктонных фораминифер – среднегодовые поверхностные температуры (Бараш, Блюм, 1975; Иванова, 1983) для палеорекоstructions в плиоцене.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ. БИОСТРАТИГРАФИЯ

Выделение зональных подразделений тропических шкал по планктонным фораминиферам в

Таблица 2. Распределение видов планктонных фораминифер в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях скв. 677А и климатическая группировка видов

Образец	Виды:																												
	Gq. venezuelana CT	G. nepenthes T	Gr. margaritae ET	Ss. kochi ET	Ss. seminulina ET	Ss. paenedehiscens ET	D. altispira ET	Gr. punctulata CT	Gr. exilis ET	Gr. multicamerata ET	Gr. pertenuis ET	Gr. limbata ET	Gs. extremus T	Gs. obliquus T	Ge. praecalida CT	G. decoraperta T	Gr. flexuosa T	N. acostaensis CT	N. humerosa CT	Pu. primalis ET	B. praedigitata ET	Gq. pseudofoliata ET	Gr. menardii ET	Gr. scitula CT	Gr. pumilio T	Gs. ruber T	Gs. conglobatus T	Gs. quadribatus ET	
4Н 4																							17.9	0.5	9	0.5	1.5		
5Н 5																							34	0.6	5		1.6		
5Н 6																					0.2		6.6	0.8	9.2	+	1.8		
5Н cc																							23.2	0.8	10.5	+	0.8		
6Н 1																							17	0.3	20.2	1.6	5		
6Н 3															0.3								3.5		11.1		4.5		
6Н 4																						0.5	12.8		16.6	0.8	3		
7Н 1														+							0.3	0.3	16.3	1.1	2	22.9	1.1	3.1	
7Н 3														0.3									0.6	8.3	0.3	36.1	0.3	3	
7Н 4																							0.4	+	0.4	15.4		1.6	
7Н cc														+									1.5	12.3	1	26.6	+	0.8	
8Н 3													0.9					0.9	3.5	0.9			13		6	20.7		2.7	
8Н 5																		3.9	2.2				19.5		4.4	19.4	0.5	0.5	
9Н 1	Pt1a																	0.4	0.7	4	0.4		43	0.7	8	19.5		8	
9Н 4														+	0.4	0.4	0.4	2.4	0.4	0.4			+		3.2	38	0.4	4.2	
9Н 5																		0.7					23.2	1.5	4.3	32	0.7	3.7	
9Н 6												0.3					+	1.2	2.5	0.3			9.8	4	24.7	0.3	5.3		
9Н cc																		1.3	1.7				14.4	1.4	3	24.4		4	
10Н 4	PL6												0.5		0.5		2.8	2.4	4.3	0.5	0.5		0.5	2.8	38.4	1	5.5		
10Н 5								0.2	+			1.5					0.8	7.3	2.7				16.9	1.9	3.8	21.8	1.1	1.1	
10Н 7												0.4	0.8									3.5	0.4	14.6	2.8	29.8	0.4	2.8	
11Н 1												0.8			0.4	2	3.6	1.6				+	16.2	0.4	+	29.7		3.3	
11Н 4												8	+		+	0.8	3.7	10.4	3				28.3	0.8	1	15.2	+	+	
11Н 6												5.4			0.4			0.4					7.3	0.4		6.5	0.4	14	
11Н cc												0.6	0.6	0.3	0.4				2	2			9.2	0.6	0.6	9.3	0.8	5.3	
12Н 2						0.7												6.8	10.3					15.7			28.8		4.2
12Н 6												+	0.6	2.2				1.9	0.6					2	0.9		13		9.5
12Н cc												5.1	0.9	1.3				7.4	2.9	0.6	0.3		11.6			31.1		7.3	
13Н 2								0.2										5.2	4	0.8		+	8.4	1.5		19.4	0.2	8.2	
13Н 4												0.5	0.5	1.2	1.4	10.4	5.2	0.5					5.5	0.3		17.6	+	6.6	
13Н 5												2.4	3	5.1	0.3	5.4	8	7.5	1.6				4.6	0.6		13.6	+	4.3	
13Н 7												0.3	0.7	1.7	4.4	5	4.1	1.9				0.5	+	0.9		16.3	0.3	14.6	
14Н 4						0.3						0.5	2.4	11.2	0.3	+	5.3	3.5	4				+	0.8		32.8		8.2	
14Н 6	PL5							3.6				1.6	0.8	0.5	0.8	3.2	6	6.9	2				1.6	0.5		6		6.2	
14Н cc								0.7				1.1	1.1	3.8		2	+	6.2	2.8	2				9.8	0.7		9.2		7.8
15Н 3								0.3	0.6			3.5	2.2	6.5	1			3.8	10.1	2.8	0.3	0.3	12.8	0.3		9.1		8	
15Н 5	PL4							0.6	0.6			0.7	9		0.3		3.5	2.3	3.2	+			4.6	1.3		3.5	1	13	
15Н 6								0.8	+	1.3		1	3		1	0.6	3.8	4.6	1				5.7	0.5		9.4	+	12.1	
16Х 2								1.5	1					8.4		0.5	2	1	4.3	+	0.5	7.7	1					0.5	
16Х 3								13	0.5			2	0.7	3	0.2	1.7	+	3	1.2	13.5	0.7	0.5	9.6	1		15	0.5	4.2	
16Х 5	PL3	0.6						1.2			0.6	10.8	0.6	3.6			4.8	1.2	17.5		3	18.6	0.6		5.5	+	9.1		
16Х cc								2.2				7.7		1.6				3.2	3.2	3.8			0.6	13.2		11	0.6	24.8	

Таблица 2. Окончание

Образец	Виды:																										
	<i>Gq. venezuelana</i> СТ	<i>G. nepenthes</i> Т	<i>Gr. margaritae</i> ЭТ	<i>Ss. kochi</i> ЭТ	<i>Ss. seminulina</i> ЭТ	<i>Ss. paenedehiscens</i> ЭТ	<i>D. altispira</i> ЭТ	<i>Gr. puncticulata</i> СТ	<i>Gr. exilis</i> ЭТ	<i>Gr. multicamerata</i> ЭТ	<i>Gr. pertenuis</i> ЭТ	<i>Gr. limbata</i> ЭТ	<i>Gs. extremus</i> Т	<i>Gs. obliquus</i> Т	<i>Ge. praecalida</i> СТ	<i>G. decoraperta</i> Т	<i>Gr. flexuosa</i> Т	<i>N. acostaensis</i> СТ	<i>N. humerosa</i> СТ	<i>Pu. primalis</i> ЭТ	<i>B. praedigitata</i> ЭТ	<i>Gq. pseudofoliata</i> ЭТ	<i>Gr. menardii</i> ЭТ	<i>Gr. scitula</i> СТ	<i>Gr. pumilio</i> Т	<i>Gs. ruber</i> Т	<i>Gs. conglobatus</i> Т
17X 1				0.9	2.5							5.2	7.2	0.9	0.6	2.2	2	8.1			20.3	0.6	10.6	0.3	6		
17X 3		0.3	0.3		1.6							1.1	1.9			10	5.7	0.6	0.3		36.6	0.8	10.5	0.8	4.3		
17X 4			0.4	+	0.4	+		0.7	1	1.4	7.7				7.7	6.6	0.7	1.4		25	0.3	9.5	2.4	6.3			
17X 5			0.5	+	1.4				1.7	0.3	6.3		0.9		1.9	0.7	15.7	+	0.3	14.7	0.9	3.9		22.8			
17X cc			0.8	1.1	3.8							0.4	6			0.8	0.8	8.3	0.4	0.4	34	0.8	3		14.4		
18X 1			+		2.5				+	0.6	9		0.3	0.3	3.7	1.4	18			5.9	2	0.6		9.3			
18X 2			1.2	0.5	10.5				1.7		13				0.5	1.5	0.9	12.5			11.5		1.5	0.3	13.2		
18X 3			0.5	2.8	1				2.3		12.2				0.5	1.4	1.4	7.5	0.5	1	23.9	0.5	2.3		11.7		
19X 1			1.9	0.9	5.6				3.3					0.9	+	1.4	0.5		+	11.2	1.9	0.5	0.5	14			
19X 2			+	+	21.3				+	0.6	2.8	+	0.5	+	3.4	3.4	2.2	1.7	+	9.5	1.8	+	+	10.3			
19X 3			+	1	3.4					0.5	10.3		0.5	2	2		0.5	1.5	1	5.9	0.5			24.7			
19X 4			+	1.3	1.6	1.6			2.2		6		0.9	0.3	1.6	1.3	4.1			17.4	0.6	0.3	+	6.7			
19X 5			0.4	1.6	3.2				2	+	4	0.8	2	0.4	4		2.8		+	10.8	0.4	13.7	0.4	11.2			
20X 1	PL2		0.8	0.8	9.8		0.4		9	0.4	6.2		1.9	0.4	2.5	1.4	9.5			16	1			10			
20X 2	+	1	0.6	1.2	8.4				11.1	0.6	12.2		3.7	1.2	2.2	3.7	1.2			16	0.3	0.3	0.6	8			
20X 5	0.8	0.3	0.3	0.9	7.5				1.6	1	17		5	+	8.8	3.9	4.3			9.8	0.3			6.8			
20X cc	+	0.4	1.6	4	9.1				13	+	6.3		0.8	0.4	3.2	7.9			12.7	1.2			10.5				
21X 2			+	1.6	1.2	9.2			5	0.7	7.9		1.8	0.2	4.2	2.8	1.8		0.2	6.7	0.2	1.8		13.4			
21X cc	PL1b		+	0.4	1.2	15.5			2.8	2.4	12.7		0.8		0.8	2.7	2.4		0.8	14.7	0.2	0.4		11.5			
22X 1	0.3		2	0.5	0.8				2.6	0.6	7.7		1.5	0.3	1.5	1.3	2.3		1.3	1		0.3		10.9			
22X 3	+	0.5	0.6	1.3	3.4	7.1			4.2	1.8	4.5	+	1.3		1.8	2.1			0.3	3.2	1.3	0.3	0.3	10.5			
22X 5	+	0.8	0.4	1	4.2				4.8	0.4	7.5	0.4	0.6		4.2	1.3	1.3		0.2	11.9	1.4			7			
23X 2	+		0.2	0.6	2.5	3.8			3.3	1	7.3		1.4		1.5	0.4	0.5		0.6	2	0.6			0.2	4		
23X 5	+	2.9	1.4	2.2	5.8	6.8			4	1	11		2.5	0.9	7.2	0.8			0.8	2.5	0.6	0.4		3.6			

Примечание. Климатические группы видов: СП – субполярная, У – умеренная, СТ – субтропическая, Т – тропическая, ЭТ – экваториально-тропическая; + – вид присутствует; вид *O. bilobata* присутствует в обр. 14Н4.

отложениях позднего неогена восточно-экваториальной Пацифики традиционно затруднено из-за отсутствия стратиграфически важных видов. Благодаря наличию большего фактического материала нами был обнаружен ряд видов, среди них и виды зональные маркеры (рис. 2), которые не указаны для скважины 677А предшествующими исследователями (Jenkins, Houghton, 1989). Это виды: *G. nepenthes*, *Gr. margaritae*, *Gr. truncatulinoides*, *Gr. limbata* (синоним *Gr. pseudomiocenica* по принятой нами классификации), *Sphaeroidinellopsis* (*Ss.*) *paenedehiscens*, *Ss. kochi*, *Globoquadrina* (*Gq.*) *pseudofoliata* и некоторые другие виды (табл. 2). Несколько отличаются наши оценки стратиграфических диапазонов и некоторых других видов: *G. decoraperta*, *Gs. obliquus*, *Gs. extremus*, *N. humerosa*, *N. acostaensis*, *Ss. seminulina*, *Gr. crassaformis*, *Gr. flex-*

uosa, *Sa. dehiscens* *Gq. venezuelana*, *Dentoglobigerina* (*D.*) *altispira*, *Pulleniatina* (*Pu.*) *primalis*, *Pu. obliquiloculata* и *Gs. fistulosus*. Полученные данные позволяют применить зональную шкалу Берггрена (Berggren et al., 1995) с некоторыми изменениями (рис. 2) для расчленения отложений скв. 677А, в отличие от традиционно использованных ранее шкал (Jenkins, Orr, 1972; Keigwin, 1982a; Saito, 1985; Jenkins, Houghton, 1989 и др.).

Уровни эволюционных и экологических изменений планктонных фораминифер успешно используются для биостратиграфического расчленения глубоководных морских отложений. Одновременно целый ряд специальных исследований свидетельствует о несовпадении датировочных уровней и уровней появления или вымирания видов в различных климатических зонах и отдель-

Gs. sacculifer ЭТ	G. bulloides У	G. falconensis СТ	G. quinqueloba У	Gt. uvula У	N. pachyd. sin. СП	N. pachyd. dex. У	N. pseudopina У	O. suturalis Т	O. universa Т	C. nitida ЭТ	Gd. hexagona ЭТ	Ge. aequilateralis ЭТ	St. tokelauae СТ	T. humilis СТ	Sa. dehiscens ЭТ	Gr. tumida Т	Gr. unguolata ЭТ	N. dutertrei blowi Т	N. dutertrei Т	Gr. crassaformis СТ	G. rubescens Т	Pu. obliq. dex. ЭТ	Pu. obliq. sin. ЭТ	Gr. inflata СТ	Gs. fistulosus ЭТ	Gr. tosaensis СТ	Gr. truncat. dex. СТ	Ge. calida СТ	Gt. glutinata	
0.3	2.5	1.3				2.5	8.7				1.2	0.6			0.3	3.7		8.4												19
	6.7					1.4	8.1	0.3			0.5				0.6	2.7		3.8	1.1										9	
0.7	5.6					1.7	12.2	0.3			0.4	+			0.4	1.7		3.5			2								28	
0.6	1.9	0.3		0.2		2.9	5.3	0.3	0.4		0.7	0.7	+					10.6	1.2		2.9								23	
0.8	6.8					0.4	5.2				0.4				2	2.2		6.4	0.8	+	+								47	
	7.9					9	13	0.6			2.5	0.6	+			0.6		9.2	2		1								19	
	0.5	0.2				1	14.7				0.5	0.3			0.3			7.7	0.5	5	0.5								25	
	1.4	0.5				0.9	3.2	0.5			1.4	1			0.5	8.9		6.1	0.5	4.7	0.9								21	
0.5	2.3					4.7	23.8				1					4.2		17.3	2.3		1.3								53	
0.6	3.9	1.1				3.4	4.5	+	+		1.7	1.7		0.5		11.2		12.9	+	+	1								4	
0.5	2			0.4		2	10.8		+		0.5	1			+	0.5		25.1	3.4										42	
0.3	8.9	0.3				4.1	10.6	0.3	0.3		1.6	0.9				10.1		13	0.6		3.1								31	
1	1.2	4				6.4	17.3				0.4	0.4	+			1.6		8.8			1.2								12	
	0.7	1				2.8	1.4	8.5	0.4	0.7	1.4	0.8	+			3.2		9											48	
0.6	3.1	1.8				5.3	1.5	7.7	0.6	0.3	0.9	+				2.5		3.4											24	
0.6	0.7	0.6				2.4	2.6	9.5		0.3	1.6	0.5	+			0.8		12.1											46	
	0.4	3.2		0.4		4.3	9.1	2.7	+	1.2	+	+	+		1.2	1.6		4.8											29	
	2.2	0.7	0.5			16.6	6.5	2.8	0.2			0.5	+		0.7	3		6.2	1.4										31	
0.4	0.8					3.6	11.2		+		1.2	0.8			+	+		12.7											45	
	1.3					24	0.7	13.6	0.3		1.3	0.5				8		10.8	2.6		2								32.5	
	1					15.7	2.7	9	0.3		0.3	1				13.2		8.3	1.6	0.3	2.1								18.5	
	0.8					5.6	3.5	18		0.2	4.4		+			9.8		8.3	0.6	0.4	1								39	
0.2	2	0.6				32	8	8.6			1					6.9		5.4			5.4								32	
	0.4	2		1	1	12	8	1	0.4		1.8	0.8				10		5	0.4		1.8								43	

ных районах. Можно предположить, что в регионах с динамичным океанографическим режимом, каким является Панамский бассейн, возраст первого и последнего присутствия видов в разрезе может не совпадать с датировками уровней эволюционного появления и вымирания этих видов. Сравнение кривых скоростей осадконакопления (рис. 3), построенных по уровням появления и исчезновения видов нанопланктона (Houghton, 1989), радиолярий (Alexandrovich, 1989) и планктонных фораминифер, свидетельствует о том, что большинство зафиксированных событий являются изохронными аналогичным событиям в других районах Тихого океана (Berggren et al., 1995). Большинство датировочных уровней планктонных фораминифер (рис. 3) являются надежными биостратиграфическими реперами для расчленения плиоцен-нижнечетвертичных отложений Панамского бассейна. Если полагать, что осадконакопление в точке скв. 677А шло равномерно, то пер-

вые находки стратиграфически важных видов *Sa. dehiscens* (около 4.35 млн.лет назад) и *Gs. fistulosus* (2.9) и последнее присутствие вида *Gr. limbata* (2.0) отмечены в разрезе скв. 677А позднее, а исчезновение вида *Gs. fistulosus* (1.9) обнаружено раньше (рис. 3), чем датировочные уровни, приведенные Берггреном с соавторами (Berggren et al., 1995).

В разрезе скв. 677А выделены зоны с P11b по Pt1 по планктонным фораминиферам (рис. 2, табл. 2). Изученный интервал не вскрывает границу миоцена и плиоцена и в полном объеме нижнеплиоценовые отложения. В отложениях зоны PL1b (ранний плиоцен) в основном распространены виды, перешедшие из миоцена: *Gr. margaritae*, *D. altispira*, *Ss. aenedehiscens*, *Ss. kochi*, *Ss. seminulina* и др., а также обнаружены последние находки видов *Gq. venezuelana* и *G. pepenthes* и первые – видов *Gr. crassaformis* и *Sphaeroidinella (Sa.) dehiscens*. Следующие зоны, относящиеся к раннему плио-

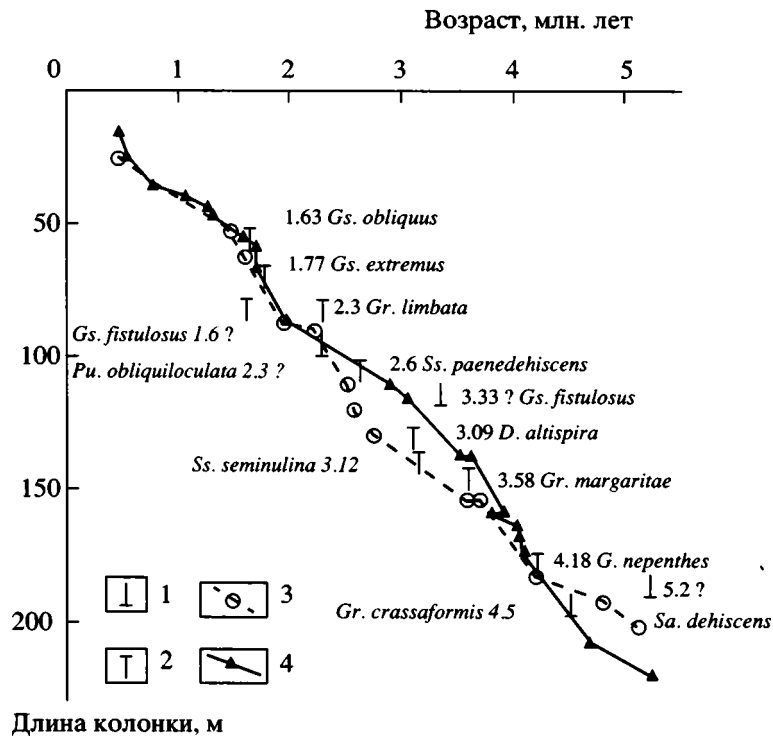


Рис. 3. Схема сопоставления изменений скоростей осадконакопления в скважине 677А.

1 – по уровню появления вида, 2 – по уровню исчезновения вида планктонных фораминифер (настоящая работа) с возрастными оценками млн. лет назад (Berggren et al., 1995); 3 – по нанопланктону (Houghton, 1989); 4 – по радиоляриям (Alexandrovich, 1989).

цену PL2, PL3, PL4 определяются датировочными уровнями *Gr. margaritae*, *Ss. seminulina*, *D. altispira*. Кроме этого в отложениях зон PL2 и PL3 обнаружены единичные находки видов *Gr. pertenuis* и *Gr. multicamerata*, а у подошвы зоны PL3 исчезает вид *Ss. kochi*.

Комплекс планктонных фораминифер зоны PL5 (поздний плиоцен) претерпевает существенные изменения. В отложениях зоны последовательно исчезают виды *Ss. paenedehiscens*, *Ge. praescalida*, *Gq. pseudofoliata*, *Gr. limbata* и появляются виды: *Gs. fistulosus*, *Gr. pumilio*, *Pu. obliquiloculata*, *Ge. calida*, *Gr. ungulata*. Обнаружены также единичные раковины плиоценовых видов *Gr. exilis*, *Gr. multicamerata*, *Gr. conomiosea*, *Gr. puncticulata* и современного вида *Gr. inflata*. В зоне PL6, относящейся к позднему плиоцену, вымирают виды *Gs. extremus*, *N. acostansis*, *N. humerosa*, *Gr. flexuosa*, *G. decoraperta*. Комплексы планктонных фораминифер зоны Pt1a наиболее близки современным. В кровле зоны вымирают виды *Gs. obliquus*, *Gs. fistulosus*, *Pu. primalis*, а в середине зоны исчезает вид *Gr. pumilio*. В отложениях зоны отмечены единичные находки раковин видов *Gr. tosaensis* и *Gr. truncatulinoides*.

Таким образом, установлено стратиграфическое распространение 60 видов и морфологических разновидностей планктонных фораминифер,

34 вида из них – современные (табл. 2). За изученное время вымерло 25 видов, появилось 9 видов. В соответствии с принятой климатической группировкой фораминифер (табл. 2) сокращение видового разнообразия происходило за счет исчезновения тропических и экваториально-тропических видов, а среди эволюционно развивающихся видов преобладали субтропические. В целом, видовое разнообразие сократилось от 48 в раннем плиоцене до 34 видов в раннем плейстоцене.

В соответствии с изменениями кривой скоростей осадконакопления, построенной на основании 9 датировочных уровней по планктонным фораминиферам, граница раннего и позднего плиоцена (3.08 млн. лет назад) располагается около 128 м, а граница плиоцена и четвертичного периода (1.81 млн. лет назад) около 75 м (рис. 3). Скорости осадконакопления по планктонным фораминиферам уменьшаются от 54 м/млн. лет в раннем плиоцене и 44 м/млн. лет в позднем плиоцене до 41 м/млн. лет в раннем плейстоцене.

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Высокие скорости осадконакопления и литологические особенности разреза показывают, что плиоцен-четвертичные отложения, вскры-

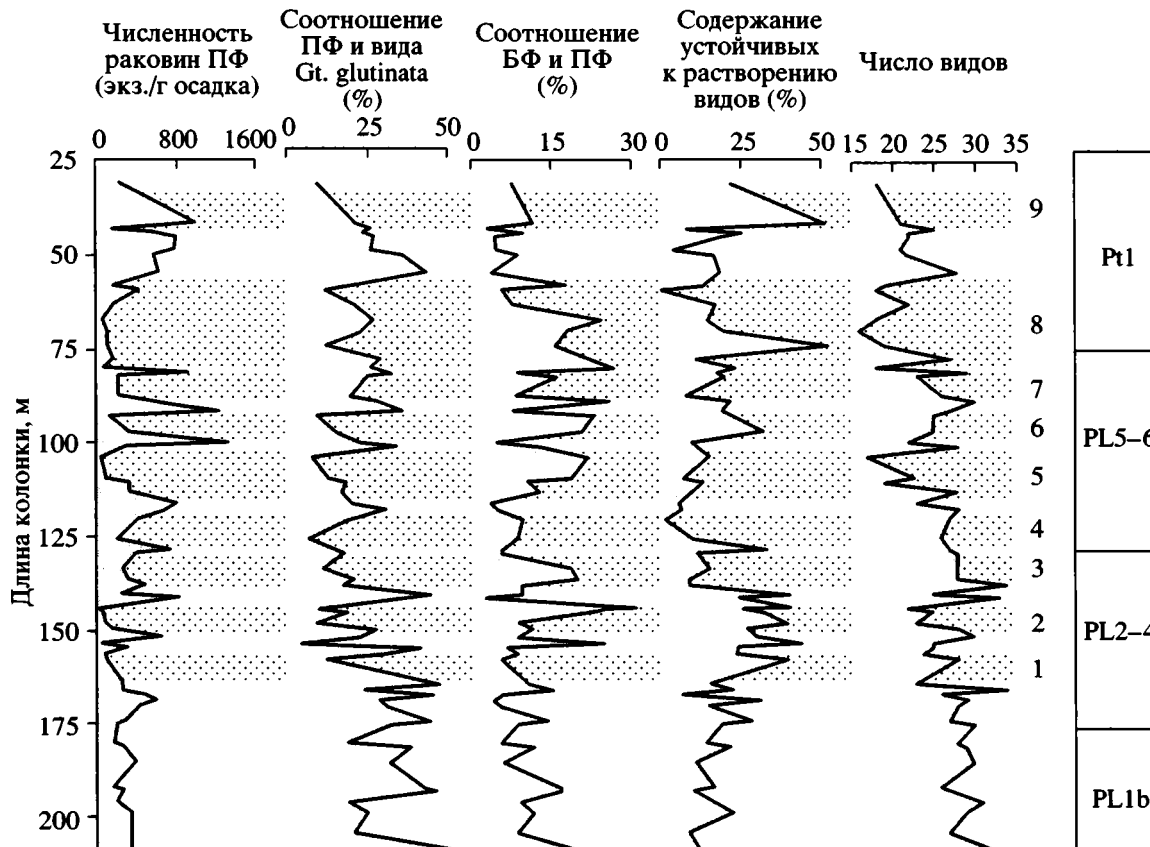


Рис. 4. Реконструкции горизонтов в разрезе плиоцен-нижнечетвертичных отложений скв. 677А, сформировавшихся при подъеме уровня критической глубины карбонатакопления (КГК) в Панамском бассейне.

ПФ – планктонные фораминиферы, БФ – бентосные фораминиферы; устойчивые к растворению виды планктонных фораминифер: *Gr. tumida*, *Gr. menardii*, *Pu. primalis*; 1–9 – номера горизонтов.

тые скважиной 677А, формировались при высокой биологической продуктивности, характерной для современного Панамского бассейна. Для реконструкции условий накопления комплексов планктонных фораминифер в отложениях скв. 677А и колебаний уровня КГК (критическая глубина карбонатакопления) были определены следующие характеристики: численность фораминифер; соотношение бентосных и планктонных фораминифер, вычисленное по формуле $(БФ/БФ + ПФ) \times 100\%$; содержания вида *Gt. glutinata* от всего комплекса фораминифер, число видов фораминифер, суммарные концентрации наиболее устойчивых к растворению видов фораминифер: *Gr. tumida*, *Gr. menardii*, *Pu. primalis* (рис. 4).

Использование концентраций вида *Gt. glutinata* в качестве одного из анализируемых параметров обусловлено особенностями его широтного распределения в плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Северной Пацифики. Проведенное ранее исследование (Бубенщикова, 1996) позволило считать этот вид космополитичным (концентрации вида достигают 30–60% от всего комплекса фораминифер), хотя отмечалось его преимущест-

венное распространение в субтропических и тропических областях, а также связь вида с высокопродуктивными зонами океана. Было определено также, что значительные вариации концентраций вида 0.5–60% обусловлены не только экологическими причинами, но и связаны с растворением его раковин.

Несмотря на сложный характер кривых (рис. 4), удается отметить некоторые закономерности изменений полученных данных. В раннем плиоцене с 4.6 до 3.8 млн. лет назад (интервал разреза 210–155 м) условия осадконакопления (продуктивность планктонных фораминифер, уровень КГК, свойства донных водных масс) были относительно постоянными. Сохранность комплексов планктонных фораминифер была относительно хорошей, что следует из высоких концентраций вида *Gt. glutinata*, относительно низких содержаний устойчивых к растворению видов и низких значений соотношения бентосных и планктонных фораминифер (рис. 4). В последующем периоде времени с 3.8 до 0.65 млн. лет назад (интервал разреза 155–30 м) выделяются девять длительных интервалов, которые маркируются уменьшением численно-

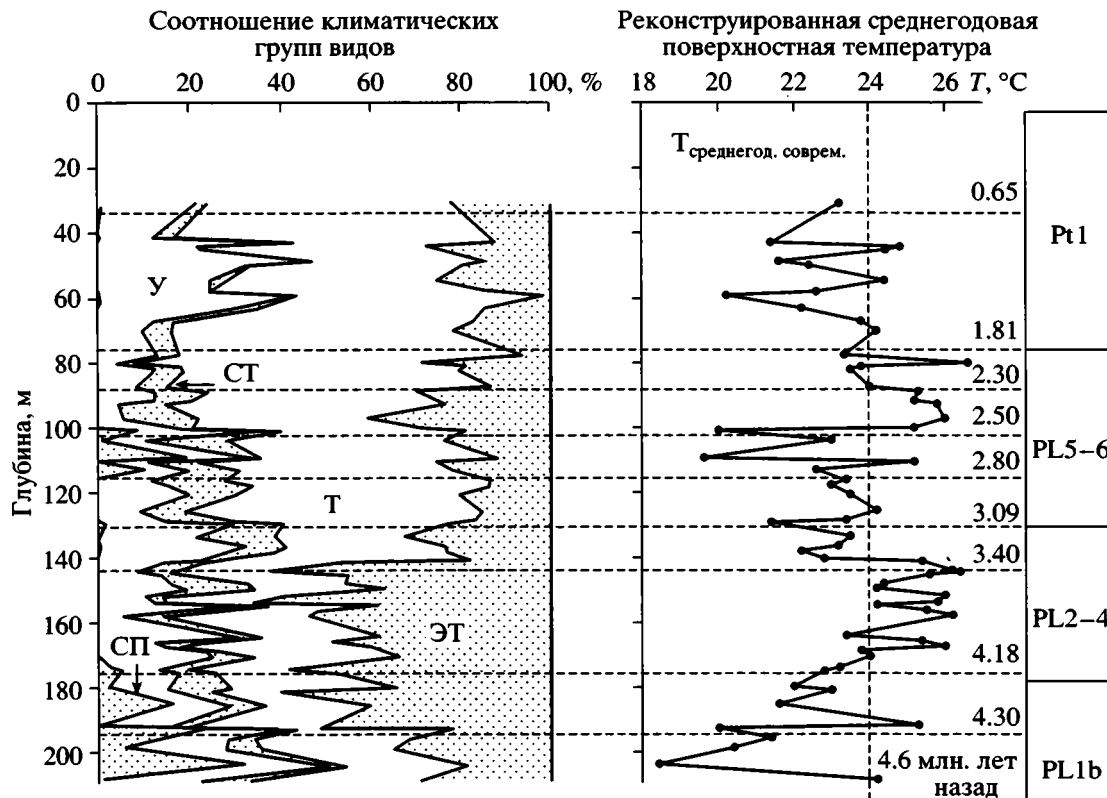


Рис. 5. Палеоклиматические и палеотемпературная кривые по соотношению климатических групп видов в танатоценозах планктонных фораминифер из плиоцен-нижнечетвертичных отложений скв. 677А.

СП – субполярная группа; У – умеренная группа; СТ – субтропическая группа; Т – тропическая группа; ЭТ – экваториально-тропическая группа.

ти и видового разнообразия планктонных фораминифер, концентраций вида *Gt. glutinata*, а также увеличением содержания устойчивых к растворению видов и соотношения бентосных и планктонных фораминифер (рис. 4). Эти данные свидетельствуют об уменьшении продуктивности планктонных фораминифер и/или подъеме уровня КГК и усилении растворения карбоната раковин планктонных фораминифер в течение интервалов 1–9 (рис. 4). Однако содержания устойчивых к растворению видов не превышают 25%, что показывает относительно хорошую сохранность комплексов фораминифер за исключением двух образцов (5Н5, 9Н1) (рис. 4, табл. 2), которые исключены из палеотемпературного анализа. По данным глубоководного бурения зафиксировано улучшение сохранности карбонатов в отложениях Атлантики и ухудшение – в отложениях Пацифики начиная с 4.6 млн. лет, связанное с постепенным закрытием Панамского пролива и изменениями в придонной и поверхностной циркуляции (Naug, Tiedemann, 1998), что согласуется с полученными нами результатами по скв. 677А.

Рассмотрим полученные данные о соотношениях климатических групп видов и определенные на

их основе поверхностные температуры (рис. 5). В нижнеплиоценовых отложениях (4.6–3.09 млн. лет назад) обнаружены контрастные танатоценозы фораминифер, в которых преобладают несмежные климатические группы СП–У и ЭТ (рис. 5). Содержания видов Т- и СТ-групп существенно снижены по сравнению с ассоциациями, характерными для низких широт открытого океана (Иванова, 1983). Комплексы, в которых преобладают несмежные климатические группы видов (контрастные танатоценозы), характерны для фронтальных зон и апвеллингов (Оськина, Блум, 1984). Таким образом, в раннем плиоцене существовал более резкий сезонный контраст поверхностных температур, чем в современном Панамском бассейне. Поверхностная циркуляция в целом была более интенсивной, чем в настоящее время. Минимальные температуры, по-видимому, определялись влиянием экваториальной дивергенции, Перуанского течения и связанного с ними апвеллинга. Максимальные связаны с периодами ослабления подъема вод и усилением экваториального противотечения, а также существованием связи между тропическими областями Атлантики и Пацифики.

Анализ изменения вклада видов филогенетической линии вида *N. dutertrei* (*N. pachyderma* sin.—*N. pachyderma* dex.—*N. pseudopima*—*N. dutertrei* *blowi*), являющихся индикаторами условий апвеллинга в Панамском бассейне (табл. 1, 2), позволяет сделать выводы об интенсивности циркуляции: с 4.6 до 4.3 млн. лет назад апвеллинг был наиболее холодноводный и сильный, с 4.3 до 4.18 млн. лет назад он постепенно ослабевал, 4.18–3.4 млн. лет назад его влияние было минимальным за все изученное время, с 3.4 до 3.09 млн. лет назад подъем вод усилился, но не достигал интенсивности середины раннего плиоцена.

Данные изотопных исследований показывают увеличение $\delta^{18}\text{O}$ в составе раковин планктонных фораминифер в отложениях экваториальной Пацифики в интервале 4.2–4.0 млн. лет назад (Whitman, Berger, 1992), 4.45–4.325 млн. лет назад (Prentice et al., 1993), 4.6–4.3 млн. лет назад (Jansen et al., 1993), 4.0 млн. лет назад (Shackleton et al., 1995), что подтверждает полученные нами данные об относительно холодных условиях в это время (рис. 5). В целом, как микропалеонтологические, так и изотопные данные из экваториальной Пацифики указывают на относительно теплые условия с 5.0 до 3.3–3.0 млн. лет назад (Keigwin, 1982a, 1982b; Prell, 1985; Whitman, Berger, 1992; Prentice et al., 1993; Jansen et al., 1993).

Высокие концентрации видов ЭТ-группы (*Gs. quadrilobatus*, *D. altispira*, *Gr. menarii*, *Gr. limbata*) в раннем плиоцене (рис. 5, табл. 2) показывают, что поверхностные температуры в периоды ослабления подъема вод в Панамском бассейне были выше, чем в настоящее время, а максимальных значений они достигали 4.18–3.4 млн. лет назад (рис. 5). Резкое уменьшение содержаний ЭТ-группы и в целом контрастности танатоценозов около 3.4 млн. лет назад (рис. 5) свидетельствует о смене гидрологических условий, по-видимому, в результате подъема Центрально-Американского порога и прекращения связи между поверхностными водными массами тропических областей Тихого и Атлантического океанов. Судя по нашим данным (рис. 5), это событие, обусловившее изменение комплексов планктонных фораминифер, произошло очень быстро, однако по различным микрофаунистическим биогеографическим данным это событие фиксируется в более длительном интервале времени от 3.8 до 3.0 млн. лет назад (Jenkins, Ott, 1972; Saito, 1976; Keigwin, 1982b и др.). Подъем Центрально-Американского перешейка обусловил образование близкой современной конфигурации бассейнов Атлантики и Пацифики и переход к сходной с четвертичными донной циркуляции и свойствам придонных вод (Haug, Tiedemann, 1998), что нашло отражение в карбонатном осадконакоплении в скважине 677А по нашим данным с 3.8 млн. лет назад (рис. 4).

Отложения позднего плиоцена (3.09–1.81 млн. лет назад) характеризуются увеличением содержаний Т- и СТ-групп и уменьшением содержаний ЭТ- и У-групп, т.е. контрастность танатоценозов снижается (рис. 5). Среди Т-видов преобладают *Gs. ruber* и *N. dutertrei blowi*, среди СТ-видов — *N. acostaensis*, *N. humerosa*, а среди У-видов — *N. pseudopima* (табл. 2). В интервале 2.8–2.5 млн. лет назад контрастность танатоценозов резко возрастает, а по своей структуре они становятся близкими к танатоценозам середины раннего плиоцена (4.6–4.3 млн. лет назад), но содержания в них СП- и ЭТ- групп ниже. В верхнем горизонте позднего плиоцена 2.5–1.81 млн. лет назад танатоценозы становятся наиболее близкими по структуре к тропическим, характерным для низких широт открытого океана (Иванова, 1983). В комплексах преобладают виды характерные для современного Панамского бассейна: *Gr. menardii*, *Gs. ruber*, *N. dutertrei blowi* и *N. dutertrei*.

Структура комплексов, видовой состав планктонных фораминифер и изменения содержаний видов филогенетической линии *N. dutertrei* в позднем плиоцене показывают, что сезонный контраст поверхностных температур, по-видимому, был меньше, чем в раннем плиоцене. Апвеллинг с 3.09 до 2.8 млн. лет назад ослабевал по сравнению с окончанием раннего плиоцена, с 2.8 до 2.5 млн. лет — усиливался, а с 2.5 до 1.8 млн. лет назад — был близок современному тропическому апвеллингу в Панамском бассейне.

В настоящее время получены многочисленные доказательства того, что крупное оледенение Северного полушария началось 2.8–2.4 млн. лет назад (Keigwin, 1982b; Prell, 1985 и др.). Изотопно-кислородные исследования раковин планктонных и бентосных фораминифер свидетельствуют о том, что максимум оледенения наблюдался по различным оценкам 2.4 млн. лет назад (Keigwin, 1982b), 2.54 млн. лет назад (Jansen et al., 1993), 2.8–2.85 млн. лет назад (Whitman, Berger, 1992). Танатоценозы среднего горизонта позднего плиоцена, близкие по структурам раннеплиоценовым, сформировались, по нашим данным, с 2.8 до 2.5 млн. лет назад (рис. 5), по-видимому, во время усиления поверхностной циркуляции и снижения поверхностных температур в результате оледенения в Северном полушарии. Сравнение полученных значений температур для раннего плиоцена и середины позднего плиоцена (рис. 5) позволяет также предположить, что оледенение Северной полярной области оказало меньшее воздействие на гидрологические условия в Панамском бассейне, чем изменения условий в Южном полушарии, обусловившие холодное событие в раннем плиоцене.

Плиоцен-плейстоценовая граница в отложениях, вскрытых скв. 677А, отмечается началом

относительно холодноводного события, которое зафиксировано около 1.7 млн. лет назад, а последующий интервал времени характеризуется относительно холодноводными условиями в регионе (рис. 5). По видовому составу танатоценозы этого горизонта близки современным (табл. 1, 2), но отличаются большим развитием видов У-группы, среди которых преобладают виды *N. pachyderma* dex. и *Gq. pseudopima*. Эти танатоценозы, по-видимому, отражают изменения поверхностной циркуляции и формирование комплексов микрофауны в условиях, в целом более холодноводных, чем в настоящее время в Панамском бассейне, и близких условиям окончания раннего и начала позднего плиоцена.

Таким образом, проведенное исследование показывает, что изменения комплексов планктонных фораминифер из отложений скв. 677А тесно связаны с климатически контролируемым развитием поверхностных водных масс восточно-экваториальной Пацифики в течение 4.6–0.65 млн. лет назад.

Палеотемпературная кривая скв. 677А (рис. 5) отражает усредненную температуру за время формирования танатоценозов планктонных фораминифер в условиях значительных колебаний поверхностных температур. Максимальные поверхностные температуры реконструированы в конце раннего плиоцена (26.4°C) и в позднем плиоцене (26.6°C), а минимальные – в начале раннего плиоцена (18.4°C), в середине позднего плиоцена (19.6°C) и в начале раннего плейстоцена (20.2°C). Амплитуда температурных колебаний составила 8°C. Детальность температурной кривой не позволяет сопоставить температурные пики с изотопнокислородными стадиями плиоцена (Shackleton, et al., 1995), которых для скв. 677А за последние 3 млн. лет выделено около сотни (Shackleton, Hall, 1989). Следует отметить, что глобальные палеорекострукции для среднего плиоцена (оптимума плиоцена) для всего Мирового океана не показали в низких широтах существенных повышений поверхностных температур по сравнению с современными (Dowsett et al., 1996).

Анализ температурной кривой (рис. 5) и кривой изменения скоростей осадконакопления (рис. 3) позволяет выделить некоторые температурные события. Холодные события отмечались: 4.6–4.3, 2.8–2.5 и 1.7–1.2 млн. лет назад, а теплые: 4.3, 4.18–3.4, 2.5–2.3 и 1 млн. лет назад. В целом, середина раннего плиоцена, середина позднего плиоцена и начало плейстоцена характеризуются холодноводными условиями, а окончание раннего и позднего плиоцена тепловодными условиями.

ВЫВОДЫ

Впервые для расчленения отложений скв. 677А использована сводная зональная шкала Берггрена с соавторами (Berggren et al., 1995) и выделены фораминиферовые зоны с PL1b и Pt1 в интервале 30–210 м. Граница раннего и позднего плиоцена (3.09 млн. лет назад) располагается около 128 м, а граница плиоцена и четвертичного периода (1.81 млн. лет назад) около 75 м.

Обнаружено, что большинство датировочных уровней планктонных фораминифер являются надежными биостратиграфическими реперами для расчленения отложений Панамского бассейна. Установлена диахронность следующих событий: появление видов *Sa. dehiscens* (4.35 млн. лет назад) и *Gs. fistulosus* (2.9) и последнее присутствие видов *Gr. limbata* (2.0) и *Gs. fistulosus* (1.9) по сравнению с данными, приведенными Берггреном с соавторами (Berggren et al., 1995).

Реконструированы интервалы понижения продуктивности планктонных фораминифер и/или изменения Тихоокеанских донных водных масс с 3.8 млн. лет назад, которые маркируются уменьшением численности, видового разнообразия планктонных фораминифер, концентраций вида *Gt. glutinata*, увеличением концентраций устойчивых к растворению видов и соотношения бентосных и планктонных фораминифер.

Установлено, что изменения комплексов планктонных фораминифер из отложений скв. 677А тесно связаны с климатически контролируемым развитием поверхностных водных масс восточно-экваториальной Пацифики в течение 4.6–0.65 млн. лет назад.

Резкое уменьшение содержаний экваториально-тропических видов около 3.4 млн. лет назад свидетельствуют о смене гидрологических условий и коррелирует с прекращением поверхностного водообмена между тропическими областями Тихого и Атлантического океанов в результате образования Центрально-Американского порога.

Автор выражает свою благодарность руководству программ глубоководного бурения DSDP и ODP за предоставление ядерного материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН, грант № 350/1999 г. 6-го конкурса экспертизы молодых ученых РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бараш М.С. Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики М.: Наука, 1970. 103 с.
 Бараш М.С., Блюм Н.С. Современные танатоценозы планктонных фораминифер Северной и Экваториальной Атлантики // Океанология. 1975. Т. 15. Вып. 1. С. 108–115.
 Бубенщикова Н.В. Палеоокеанология Северной Пацифики в плиоцен-раннечетвертичное время по

- планктонным фораминиферам // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т океанологии, 1996. 31 с.
- Бубенищикова Н.В., Блюм Н.С.* Биогеография и особенности эволюции плиоцен-четвертичных планктонных фораминифер в Северной Пацифике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 71–80.
- Иванова Е.В.* О палеотемпературном анализе по планктонным фораминиферам // Океанология. 1983. Т. 23. № 3. С. 456–463.
- Оськина Н.С., Блюм Н.С.* Структура танатоценоза планктонных фораминифер как индикатор океанских круговоротов и фронтов // Океанология. 1984. Т. 24. № 6. С. 942–947.
- Тихий океан. Л.: Наука, 1981. 388 с.
- Ушакова М.Г., Блюм Н.С., Бубенищикова Н.В.* Тенденции изменения климата в восточной экваториальной Пацифике в неоген-четвертичное время // Современный и ископаемый микропланктон Мирового океана. М.: Наука, 1995. С. 119–131.
- Alexandrovich J.M.* Radiolarian biostratigraphy of ODP Leg 111, Site 677A, Eastern Equatorial Pacific, Late Miocene through Pleistocene // Proc. ODP. Sci. Res. 1989. V. 111. P. 245–263.
- Anderson C.* Pliocene calcium carbonate sedimentation patterns of the Ontong Java Plateau // Marine Geology. 1998. V. 150. № 1–4. P. 51–71.
- Berggren W.A., Hilgen, F.J., Langereis C.G. et al.* Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy // Geol. Soc. Amer. Bull. 1995. V. 107. № 11. P. 1272–1287.
- Chen M.T., Prell W.L.* Faunal distribution patterns of planktonic foraminifers in surface sediments of the low latitude Pacific // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1998. V. 137. P. 55–77.
- Dowsett H., Barron J., Poore R.* Middle Pliocene sea surface temperatures: a global reconstruction // Marine Micropaleontol. 1996. V. 27 (1–4). P. 13–25.
- Farrell J.W., Prell W.L.* Pacific CaCO₃ preservation and δ¹⁸O since 4 Ma: paleoceanic and paleoclimatic implication // Paleoceanography. 1991. V. 6. № 4. P. 485–498.
- Haug G.H., Tiedemann R.* Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic ocean thermohaline circulation // Nature. 1998. V. 393. P. 673–676.
- Houghton S.D.* Late Neogene Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoceanography of ODP Hole 677A, Panama Basin // Proc. ODP. Sci. Res. 1989. V. 111. P. 277–285.
- Jansen E., Mayer L.A., Backman J. et al.* Evolution of Pliocene climate cyclity at Hole 806B (5–2 Ma): Oxygen isotope record // Proc. ODP. Sci. Res. 1993. V. 130. P. 349–360.
- Jenkins D.G., Houghton S.D.* Late Miocene to Pleistocene planktonic foraminifers from ODP Site 677, Panama Basin // Proc. ODP. Sci. Res. 1989. V. 111. P. 289–294.
- Jenkins D.G., Orr W.N.* Planktonic biostratigraphy of the Eastern Equatorial Pacific DSDP Leg 9 // Init. Rep. DSDP. 1972. V. 9. P. 1059–1193.
- Keigwin L.D.* Neogene planktonic foraminifera from Deep Sea Drilling Project sites 502 and 503 // Init. Rep. DSDP. 1982a. V. 68. P. 296–289.
- Keigwin L.D.* Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of Panama uplift in late Neogene time // Science. 1982b. V. 217. P. 350–353.
- Kennett J.P., Srinivasan M.S.* Neogene Planktonic foraminifera: A filogenetic atlas. Hutchinson, Strousburg, 1983. 265 p.
- Levitus S.* Climatological Atlas of the World Ocean // Department of Commerce, NOAA. Prof. Pap. 13. 1982. 173 p.
- Prell W.L.* Pliocene stable isotope and carbonate stratigraphy (Holes 572C and 573A): Paleoceanographic data bearing of the question of Pliocene glaciation // Init. Rep. DSDP. 1985. V. 85. P. 723–734.
- Prentice M.L., Fries J.K., Simonds G.G. et al.* Neogene trends in planktonic foraminifer δ¹⁸O from site 807: implication for global ice volume and Western Equatorial Pacific Sea-Surface temperatures // Proc. ODP. Sci. Res. 1993. V. 130. P. 281–306.
- Rogl F., Bolli H.M.* Holocene to Pleistocene planktonic foraminifera of Leg 15, site 147 (Cariaco Basin Trench, Caribbean Sea) and their climatic interpretation // Init. Rep. DSDP. 1973. V. 15. P. 553–615.
- Saito T.* Geological significance of coiling direction in the planktonic foraminifera Pulleniatina // Geology. 1976. V. 4. P. 305–309.
- Saito T.* Planktonic foraminiferal biostratigraphy of Equatorial Pacific sediments // Init. Rep. DSDP. 1985. V. 85. P. 621–654.
- Shackleton N.J., Hall M.A.* Stable Isotope history of the Pleistocene at ODP site 677 // Proc. ODP. Sci. Res. 1989. V. 111. P. 295–316.
- Shackleton N.J., Hall M.A., Plate D.* Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846 // Proc. ODP. Sci. Res. 1995. V. 138. P. 337–357.
- Thunell R.C., Reynolds L.A.* Sedimentation of planktonic foraminifera: seasonal changes in species flux in the Panama Basin // Micropaleontology. 1984. V. 30. P. 241–260.
- Whitman J.M., Berger W.H.* Pliocene-Pleistocene oxygen isotope record Site 586, Ontong Java Plateau // Marine Micropaleontol. 1992. V. 18. P. 171–198.

Рецензенты И.А. Басов, Т.А. Хусид